ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XLII

ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1972

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЯКУТСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XLII

ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

512

Редактор *Ю. К. Дзевановский*
Соредакторы *И. Д. Ворона, Г. Ю. Лагздина*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА, 1972

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ «ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.
БОГДАНОВ А. А.
БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.
ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.
КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.
МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)
ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.
РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XLII ТОМА

ВОРОНА И. Д.
ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю. К.
КАРИМОВА С. С.,
ЛАГЗДИНА Г. Ю.
ЛУКОНИНА В. А.,
МЕХОНОШИН С. П.,
НИКИТИНА А. И.,
РЕУТОВ Л. М.,
ЧЕМЕКОВ Ю. Ф.

Президиум АН Армении
Армгосстрой
Библиотека

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

УДК 550.1/4(571.56)

Геология СССР. Том XLII, Южная Якутия. Геологическое описание. М., «Недра», 1972, 496 с.

Работа посвящена описанию геологического строения Южной Якутии. В монографии обобщены результаты геологосъемочных, геологоразведочных, тематических геологических и геофизических работ. Почти вся территория Южной Якутии расположена в пределах Алданского щита, сложенного архейскими породами, регионально метаморфизованными в гранулитовой и амфиболитовой фациях метаморфизма. Их перекрывают неметаморфизованные осадочные и вулканогенные отложения протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Широко проявлен гранитоидный магматизм, связанный с различными этапами развития региона, — доплатформенным, протоплатформенным и активизационным. Отмечается роль глубинных разломов в истории геологического развития региона. К монографии приложена геологическая карта масштаба 1 : 1 500 000.

Таблиц 20, иллюстраций 59, список литературы — 330 назв., приложений 7, 1 цветная карта.

2-9-1
25-72

ВВЕДЕНИЕ

В томе XLII «Геологии СССР» описывается геологическое строение южной части территории Якутской АССР, расположенной к югу от 60-й параллели. Площадь ее составляет более 267 тыс. $км^2$. В меридиональном направлении указанная территория протягивается на 490 *км*, в широтном — на 900 *км* (рис. 1).

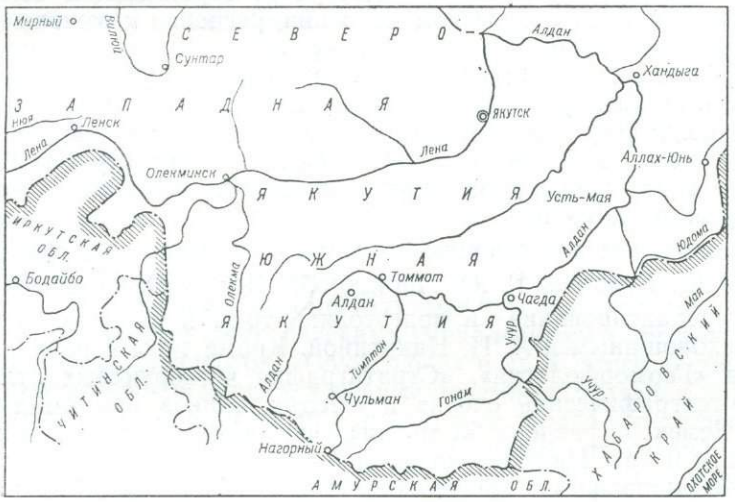


Рис. 1. Обзорная карта Южной Якутии

Почти всю площадь Южной Якутии занимает Алданский горнопромышленный район — наиболее экономически развитая и густонаселенная часть описываемой территории. Здесь эксплуатируются месторождения золота, слюды, коксующегося каменного угля, железных руд и других полезных ископаемых. Формирование этого богатого и многообразного комплекса полезных ископаемых связано с различными этапами геологического развития региона, главным образом с эпохами развития раннеархейской подвижной области и мезозойской активизации. На Алданском щите лучше, чем в других регионах Советского Союза, изучены разрез и вещественный состав древнейших первично-осадочных и вулканогенных образований, слагающих гранитный слой земной коры.

Геологическое строение территории очень сложное. Трудности ее изучения связаны также с наличием здесь регионально метаморфизованных толщ архейских вулканогенно-осадочных пород, подвергшихся интенсивной гранитизации и метасоматической переработке. В основу геологической карты и монографии положены материалы среднемасштабных и крупномасштабных геологических съемок, охватывающих

всю Южную Якутию, а также специальных тематических геологических и геофизических работ.

Степень изученности территории неравномерна. Более детально изучена центральная часть щита. Несмотря на то что в последние годы в изучении архея Алданского щита достигнуты большие успехи, ряд вопросов, связанных с сопоставлением серий и свит метаморфических пород, слагающих различные складчатые системы, остается дискуссионным, неясны закономерности изменения фациального состава и мощности свит по простиранию и др. Недостаточно изучены вопросы метаморфизма и архейского магматизма. В дальнейшем следует больше внимания уделять определению возраста архейских кристаллических пород. Много спорных вопросов возникает и при изучении более молодых осадочных и магматических образований.

В монографии впервые обобщены все имеющиеся материалы по стратиграфии четвертичных отложений; впервые для данной территории приводится характеристика ее сейсмичности; собран и проанализирован обширный фактический материал, отражающий современные представления о геологическом строении региона, намечены пути его дальнейшего изучения.

Том XLII «Геологии СССР» составлен в Якутском территориальном геологическом управлении. В его составлении принимали участие геологи Южно-Якутской комплексной экспедиции (ЯТГУ), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Ленинградского горного института, Якутского филиала АН СССР и ряда других организаций.

Геологическое редактирование тома выполнено Ю. К. Дзевановским, И. Д. Вороной, Г. Ю. Лагздиной. Вся научно-организационная работа, редактирование и подготовка тома к изданию выполнены С. П. Мехоношиным и А. И. Никитиной. Кроме того, в редактировании разделов «Геоморфология», «Стратиграфия четвертичных отложений», «Физико-географический очерк» и «Неотектоника» принимал участие Ю. Ф. Чемеков, раздела «Стратиграфия кембрийских отложений» — Н. Е. Чернышева. Ценные указания были получены от В. И. Серпухова при рецензировании монографии и от В. А. Вахромеева по стратиграфии юрских и меловых отложений.

Глава I

ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В истории геологического изучения территории Южной Якутии можно выделить три основных периода, различающихся по характеру и направлению геологических исследований.

Первый период (1643—1923 гг.) характеризуется маршрутными географическими и отчасти геологическими исследованиями и поисками месторождений полезных ископаемых. Он начинается с походов Василия Пояркова, Ерофея Хабарова и др. и кончается географическими и геологическими изысканиями экспедиционного характера, выполненными сотрудниками Горного департамента, Географического и Минералогического общества, Академии наук и Геологического комитета.

Второй период (1924—1950 гг.) знаменуется открытием россыпей золота, месторождений слюды-флогопита, каменного угля и других полезных ископаемых. В этот период наряду с региональными исследованиями резко усилились поисковые и разведочные работы, которые проводились не только центральными институтами и Геологическим комитетом, но и территориальными геологическими управлениями и промышленными предприятиями «Главзолото», «Союзслюда» и др. С этого времени в Алданском районе прокладываются первые наземные, водные и воздушные пути сообщения, а вместе с ними растут новые города и поселки.

Третий период (1951—1968 гг.) — это начало вовлечения Южной Якутии в сферу промышленного освоения, период бурного роста слюдяной, угольной горнодобывающей промышленности. Он характеризуется широким развитием всех видов геологических исследований, выполняемых территориальными геологическими управлениями и институтами Министерства геологии СССР, предприятиями Министерства цветной металлургии, а также центральными институтами и филиалами Академии наук СССР.

Необходимо отметить, что, несмотря на столь широкое развитие работ, выполненных в третьем периоде, состояние геологической изученности территории Южной Якутии остается далеко не равномерным. Отдельные ее районы, особенно центральная часть — Алданский горнопромышленный район, где располагаются месторождения золота, слюды, угля, железа и других полезных ископаемых, исследованы весьма детально. Здесь проведено геологическое картирование средних масштабов, а также более крупномасштабные поисковые, поисково-съемочные, поисково-разведочные и детальные разведочные работы. Более детальные исследования выполнены лишь на ограниченных площадях.

Первые сведения о Южной Якутии известны с 1643 г. после похода В. Пояркова, который прошел от р. Лены по рекам Алдану, Учуру, Гонаму и Сутаму, пересек Становой хребет, спустился по р. Зее до Амура. В. Поярковым был проложен первый путь на восток через Южную Якутию, установлена проходимость Станового хребта и возможность связи между Леной и Амуром. В 1667 г. Ерофей Хабаров

прошел более удобным и коротким путем, следуя вверх по р. Олекме до рек бассейна Амура. В 50-х годах XVII в. стало известно о наличии слюды в бассейне Алдана. В 80—90-х годах казаки Иван Фомин, Тимофей Творогов, Иван Лыткин, Никита Солдатов занимались поисками слюды по рекам Алдану, Чаре, Тимптону (Тонтору) и Учуру. В 1680 г. они нашли и добывали слюду по р. Елдымаку (по-видимому Ыллымах), впадающему в р. Тондор (р. Тимптон), приток р. Алдана. Толщина найденных кристаллов слюды от 7 до 9 *см* (Анерт, 1928). К сожалению, никаких следов от этих разработок не сохранилось.

В XVIII веке в связи со строительством Якутско-Охотского тракта в Якутии начались первые геологические исследования, которые проводились экспедициями, организованными Российской академией наук, Географическим обществом, Геологическим комитетом и Переселенческим управлением.

Сведения о геологическом строении северной части Южной Якутии впервые опубликованы А. Эрманом в 1829 г. и М. Злобиным в 1831 г. В дальнейшем видное место в изучении данной территории занимают исследования А. Ф. Миддендорфа (1943—1844 гг.). По заданию Российской академии наук А. Ф. Миддендорф провел маршрутные исследования от г. Якутска через долину р. Амги до бассейна р. Учура, пересек Становой хребет и достиг Удского острога на Охотском побережье. В его трудах дана характеристика климата, растительности, животного мира и обзор геологического строения бассейна р. Алдана, а также первые научные сведения по орографии и гидрографии бассейна р. Учура. Исследования А. Ф. Миддендорфа заставили обратить внимание на эти районы.

В 1849—1851 гг. Академией наук вновь была организована крупная экспедиция, возглавляемая полковником Ахте. В составе этой экспедиции работал горный инженер Н. Г. Меглицкий, который занимался изучением геологии восточных районов Якутии и Станового хребта. Материалы, собранные им, были частично обработаны и опубликованы Н. Мельниковым. Участник этой же экспедиции горный инженер Ковалько в 1849—1851 гг. нашел богатое месторождение угля на р. Алдакае (Мельников, 1893, 1895; Зверев, 1913).

В 1896—1898 гг. Российское золотопромышленное общество организовало большую экспедицию для проведения поисков месторождений золота в бассейнах рек Алдана, Амги и Олекмы. Инженеры экспедиции С. А. Подъяконов и А. А. Левицкий в своих работах сообщили много новых геологических данных о районе верхнего течения р. Алдана и западной части хребта Станового, а также составили орогидрографическую схему района. Золотоносных россыпей они не обнаружили.

С 1902 г. по южной окраине Якутии производятся изыскания Э. Э. Анертом (1904, 1908), в процессе которых основное внимание уделялось изучению золотоносности рек бассейна р. Зеи и отчасти Верхне-Сутамского района, относящегося к территории Южной Якутии.

В 1910—1912 гг. Министерством путей сообщения проводятся разнообразные исследования, связанные с изысканием трассы Амуро-Якутской дороги. Работами руководил С. А. Васильев при участии П. В. Оленина. Они охватили обширную территорию, расположенную в бассейнах Лены, Алдана, Олекмы и Зеи. В результате этих исследований уточняются данные по орогидрографии и геологии района.

В 1912 г. Геологическим комитетом организуется экспедиция под руководством В. Н. Зверева, которому поручается изучение бассейна р. Алдана. За двухлетний срок, в течение которого продолжались работы экспедиции, В. Н. Зверев собрал и опубликовал новые интересные материалы по геологии Южной Якутии. Он установил, что обшир-

ная область, на которой расположен бассейн Алдана, принадлежит к древнейшим геологическим образованиям, относящимся к платформе. Всю эту область В. Н. Зверев назвал Алданской плитой. Породы, слагающие плиту, В. Н. Зверев впервые разделил на ряд крупных возрастных групп, заложив, таким образом, основы современной стратиграфии. В. Н. Зверев произвел и подробное орографическое описание Южной Якутии.

В 1915 г. Е. К. Миткевич-Волчасский вел геологические исследования и выяснял условия золотоносности рек Нюкжи, Ларбы и верховьев Иенгры и Тимптона и др. В районе указанных рек им были выделены древние метаморфические породы и мезозойские гранитоиды, приуроченные к зонам разломов. Золотоносность речных наносов Е. К. Миткевич-Волчасский связывал с разрушением жил аплитов и пегматитов. В бассейне Иенгры и Тимптона им были найдены пропластки каменного угля среди песчано-сланцевых отложений, которые были отнесены к «бурой» юре.

После 1915 г. государственные геологические исследования в этих районах были прекращены до 1923 г., что связано с недостатком ассигнований на научные работы. В эти годы частными предпринимателями проводятся лишь поисковые работы на золото. Найденные в южных районах Южной Якутии россыпи (в Тимптонском золотопромышленном районе и в бассейне Сутама) отрабатывались хищническим способом. Первое промышленное золото в бассейне Алдана обнаружено кочующими эвенками в долине р. Томмота притока р. Бол. Нимгер (Нимныр), где в 1917 г. золотопромышленником Опариным были организованы поисковые и добычные работы. В 1918 г. Амурским золотопромышленным товариществом поиски были продолжены и охватили бассейны Бол. и Мал. Нимгеров, где были выявлены небольшие месторождения россыпного золота. В 1921 г. эвенком М. П. Тарабукиным, работавшим с группой старателей в долине рек Томмота и Орто-Саала, была сделана заявка на найденное по ручью Незаметному месторождение россыпного золота. Разработка золотой россыпи по ручью Незаметному была закреплена за Первой Якутской трудовой артелью. Россыпь оказалась весьма богатой.

В 1923 г. были организованы поисковые работы под руководством В. П. Бертина. Они охватили бассейн р. Селигдара (ручьи Незаметный, Орочен, Лебединый, Пролетарский и др.) и завершились открытием ряда богатых россыпей, что послужило основанием для организации в 1924 г. первой в Якутии золотопромышленной организации — треста «Алданзолото», который развернул добычные и поисковые работы. Наряду с началом промышленной разработки россыпей этот период характеризуется широким развитием геологических исследований. В изучение Южной Якутии включаются Геологический комитет, Академия наук СССР, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт — ЦНИГРИ (ВСЕГЕИ).

В 1925 г. Геологический комитет направляет на Алдан экспедицию под руководством В. Н. Зверева, которая обследует выявленные золотоносные площади. Основным результатом этих работ явилось установление связи золотопроявлений с молодыми магматическими породами, что обеспечило целеустремленное направление последующих поисков и открытие новых месторождений. Одновременно с исследованиями Геологического комитета трест «Алданзолото» производит геологические работы по обследованию золотоносных и ряда других районов Южной Якутии. За относительно небольшое время были изучены Центрально-Алданский (В. Н. Зверев, Ю. А. Билибин, А. П. Бахвалов, В. И. Серпухов), Верхне-Хатыминский (В. И. Серпухов), Тыркандинский

(Р. В. Нифонтов), Верхне-Амгинский (И. П. Лебедкин) и Учурский (М. Я. Столяр) золотоносные районы и на южной окраине Алданского щита — Сутамский (Д. В. Вознесенский), Верхне-Тимптонский (Д. С. Коржинский) и вновь выявленный Кабактанский (Н. И. Зайцев) районы, проделаны маршруты по рекам Тимптону (Д. С. Коржинский), Алгаме (А. Я. Рапин), Гонаму и Гыныму (А. С. Призант) и Учуру (А. И. Иванов). Наиболее важными геологическими результатами этих работ явились:

1) установление Ю. А. Билибиным послеюрского возраста порфировых пород, связи с ними золоторудных месторождений, их детальное петрографическое изучение и монографическое описание, выявление закономерностей размещения и формирования золотоносных россыпей;

2) составление Ю. А. Билибиным сводки по геологии Центрально-Алданского района (1927) и А. П. Бахваловым геологического очерка об этом же районе;

3) составление Р. В. Нифонтовым сводного очерка по Тыркандинскому и М. Я. Столяром по Учурскому золотоносным районам;

4) первое описание архейских пород, выполненное Д. С. Коржинским на основании маршрута по р. Тимптону.

После окончания отмеченных выше исследований (примерно до 1940 г.) региональное изучение Южной Якутии сменилось изучением выявленных месторождений золота, поисками его в новых участках и разведкой. Здесь в этот период работали: А. А. Арсеньев, А. И. Бахвалов, Ю. А. Билибин, Д. В. Вознесенский, П. П. Дудоров, В. Я. Дорохов, И. А. Ефремов, Н. И. Зайцев, В. Н. Зверев, А. И. Иванов, М. В. Круглов, Б. П. Кулеш, И. П. Лебедкин, Р. В. Нифонтов, Е. В. Павловский, А. Я. Рапин, А. И. Кукс, В. Н. Натаров, В. А. Диомидова, Ю. К. Дзевановский, А. А. Фастолович, Н. В. Петровская и другие.

В 1937 г. Ю. А. Билибин составил новую сводку по геологии Центрально-Алданского района. Открытие Ю. К Дзевановским на Алдане первого месторождения высокосортного флогопита (1935) привело к организации специальных партий А. А. Якжина (1937) и А. С. Ameландова (1939). Более широко развернулись поисковые работы на флогопит с 1941 г. Был выявлен ряд месторождений, которые выдвинули Южную Якутию, как область, перспективную на флогопит и горный хрусталь. В работах по выявлению указанных полезных ископаемых принимали участие сотрудники Восточно-Сибирского геологического управления и треста «Сибгеолнеруд» П. К. Григорьев, А. С. Амеландов, Б. А. Сикач, Г. С. Горшков, А. В. Коровин, Н. В. Фролова, Е. В. Павловский и др., а также геологи Г. Н. Апполонов, И. В. Белов, А. С. Гудков, Е. М. Лазько, В. К. Лобанов, Г. Б. Митич и др. На основании данных поисковых и региональных работ Е. В. Павловским и Н. В. Фроловой был составлен ряд обобщений по стратиграфии архея, тектонике и флогопитоносности Алданского щита. Изучением золотоносности в эти годы занимаются В. Т. Андрианов, В. Г. Бозин, С. Т. Борисенко, Е. М. Ковалев, А. И. Кукс, П. И. Маркиндорф и др. На угольных месторождениях Чульманского района Е. М. Ковалевым производятся разведочные работы. Поисками месторождений корунда занимаются Л. П. Голяшкин и Н. П. Чулков.

Западные районы Южной Якутии, охватывающие бассейн среднего и нижнего течения р. Олекмы и Олекмо-Алданское междуречье, подвергались в эти годы только общим геологическим исследованиям, выполненным Е. С. Бобиным (1928), А. А. Арсеньевым и И. А. Ефремовым (1934—1935), Д. К. Зегебартом (1936), О. В. Флеровой (1936), а также А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1940). Наиболее важными геологическими результатами являются первое геологическое описание

долины р. Олекмы, выполненное Е. С. Бобиным; расчленение докембрийских кристаллических толщ того же района, произведенное А. А. Арсеньевым; расчленение кембрийских отложений Олекмо-Алданского междуречья и долины р. Амги, произведенное для первого района А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой и для второго — О. В. Флеровой и Д. К. Зегебартом.

В 1945—1949 гг. среднемасштабное геологическое картирование, охватывающее центральные районы и бассейн правобережья р. Олекмы, производят геологи Восточно-Сибирского геологического управления (ВСГУ) В. Ф. Донцов, С. П. Смеловский, О. М. Сартаков, Л. Е. Ищенко, С. П. Коноплев, Ф. С. Коцких, Г. Ю. Лагздина, В. А. Луконина и др. Уточняется разрез иенгрской серии алданского архея, обнаруживается фауна в толще кембрийских отложений, дополняются наблюдения Ю. А. Билибина о соотношениях мезозойских интрузивных образований.

В период 1945—1951 гг. в работах по поискам флогопита участвуют геологи ВСГУ и Иркутского треста «Сибгеолнеруд» С. П. Коноплев, В. С. Дубовский, Б. А. Сикач, М. М. Лавров, А. С. Амеландов, Н. А. Солопов, А. В. Коровин, Г. К. Семигузов, А. П. Тычино и др. Исследования С. П. Коноплева и В. С. Дубовского по рекам Бол. и Мал. Нимгеры, Тас-Ханку приводят к открытию ряда новых месторождений флогопита. В этот же период ими в составе иенгрской серии выделяется новый продуктивный горизонт на флогопит (федоровская свита), к которому приурочены наиболее крупные месторождения этого минерала. Одновременно М. М. Одинцовой (ВСГУ) производится обследование Чульманского угленосного района и устанавливается широкое развитие угленосных толщ и высокое качество углей этого района. Е. М. Ковалев ведет поиски угля в верховьях рек Хатыми и Дурая, а в 1949 г. И. А. Брискин проводит более широкие по площади поисковые работы на уголь.

В бассейне р. Якокута геологами И. П. Ноздревым, Т. С. Ивановой, А. А. Семихатовым и Г. В. Тихомировым проводятся разведка и поиски редких и цветных металлов.

Не прекращаются поисковые и разведочные работы на россыпных и коренных месторождениях золота. Их проводят В. Г. Андрианов, В. Г. Бозин, С. Т. Борисенко, В. А. Глотов, В. Ф. Гаскаров, Л. Н. Дружинин, П. И. Барановский, Е. М. Ковалев, А. И. Кукс, П. И. Маркиндорф, Н. В. Петровская, А. А. Фастолович и другие.

Резкое усиление геологических исследований в Южной Якутии началось с 1949 г. В геологическое изучение территории включаются коллективы геологов Иркутского, Читинского и Хабаровского территориальных геологических управлений, центральных институтов Министерства геологии СССР, филиалов и институтов АН СССР. Кроме геологических исследований регионального характера и поисков месторождений золота, слюды и угля ведутся поиски железных руд, нерудного сырья.

В 1949 г. Читинским геологическим управлением организуется железо-угольная Якутская партия, которая в 1950 г. разделяется на две — Эвотинскую и Чульмаканскую. Первая производит разведку Сиваглинского и Таежного железорудных месторождений и поисковые работы в пределах Унгро-Леглиерского междуречья, завершающиеся открытием Десовских и Тинских месторождений железа. Вторая партия занимается разведкой Чульмаканского месторождения угля и поисками новых угольных месторождений. Работы эти выполняются геологами С. П. Мехоношиным, А. И. Пухаревым, Л. М. Минкиным, А. И. Никитиной, А. И. Ильиных — по железу, Н. С. Куклиным, К. Н. Григорьевым, М. Д. Гуменюк, О. А. Трещаловой, Г. Ю. Лагздиной — по углю.

В 1952 г. в связи с положительной оценкой выявленных месторождений железа, коксующихся углей и нерудного сырья и выделением Южно-Якутской железорудной провинции и Южно-Якутского угленосного бассейна геологические исследования получают еще более широкий размах. На базе указанных двух партий была организована Южно-Якутская комплексная экспедиция, руководимая И. А. Кобеляцким, которая за период 1952—1957 гг. выполняла все наиболее важные геологические и геологоразведочные работы.

В исследованиях, проводимых экспедицией в 1952—1957 гг., принимают участие И. Г. Артеменко, А. П. Бородин, И. С. Бредихин, А. И. Брейдо, Б. Л. Василенко, И. Д. Ворона, П. Ц. Георгиевский, К. Н. Григорьев, Н. Н. Гераков, А. Г. Гончар, М. Д. Гуменюк, Ю. К. Дзевановский, В. И. Добрынин, В. П. Зайцев, Л. Е. Ищенко, А. П. Ильиных, С. Е. Карпов, С. П. Камелин, А. В. Крапива, С. С. Каримова, В. А. Клешейко, О. Т. Князев, Н. С. Куклин, В. Ф. Козлов, Н. А. Кучер, В. В. Курицын, Г. Ю. Лагздина, Ф Р. Леонова, М. С. Липпман, В. А. Луконина, Л. Н. Малков, Е. П. Максимов, С. П. Мехоношин, Л. М. Минкин, Е. П. Миронюк, В. А. Мокроусов, А. И. Никитина, В. Ф. Панкратов, В. А. Перваго, Е. В. Перваго, В. Г. Пачерских, А. А. Полковников, В. Н. Подкопаев, К. В. Пинкевич, Л. К. Прилипко, А. И. Пухарев, А. И. Райхлин, Р. А. Ремизов, Л. М. Реутов, О. Т. Рыкалин, Г. М. Савченко, О. М. Сартаков, Б. А. Сикач, В. К. Солецкая, В. Т. Сорокин, Н. А. Соколов, Н. С. Телега, О. А. Трещалова, А. Н. Угрюмов, И. А. Усольцев, И. М. Фрумкин, Д. П. Шапошников, А. И. Черномашинцев, А. Р. Энтин и многие другие. Указанным коллективом выполняются разнообразные геологические изыскания, проводятся успешные поиски месторождений железа, угля, слюды, флюсов и огнеупоров. В результате этих работ детально выясняется геологическое строение Южной Якутии и составляются геологические карты разных масштабов. В это же время производится оценка запасов Южно-Якутской железорудной провинции и Южно-Якутского каменноугольного бассейна с последующим утверждением разведанных запасов железа и угля в ГКЗ.

В 1949—1955 гг. на территории Южной Якутии кроме Южно-Якутской экспедиции выполняют геологические исследования геологи ВСЕГЕИ, ВАГТа, институтов АН СССР, Алданской экспедиции треста «Сибгеолнеруд» и отдельных партий треста «Алданзолото» и комбината «Алданслюда».

В 1952 г. Ю. К. Дзевановским составляется первая фундаментальная сводка по геологии и полезным ископаемым Алданского щита, в которой нашли отражение вопросы стратиграфии, палеогеографии, магматизма и тектоники всех образований, участвующих в строении щита, а также дано описание всех месторождений минерального сырья и общие сведения по металлогении.

Геологи ВАГТ проводят геологическое картирование на юге Южной Якутии, аэромагнитную съемку и наземные магнитометрические съемки в районах аномалий. Указанные работы выполняются А. Г. Алексеевым, В. В. Архангельской, В. И. Гольденберг, Т. С. Долгих, Н. Д. Зленко, А. Г. Кац, А. Г. Кудрявцевым, И. К. Кузнецовым, Ю. Б. Казьминым, С. М. Калимулиным, В. А. Ларионовым, Б. Н. Леоновым, В. М. Моралевым, С. В. Нужновым, В. А. Самозванцевым, А. Л. Ставцевым, С. П. Стояловым, С. П. Сафроновым, И. С. Шпак и др. Наземные магнитометрические съемки в районе железорудных месторождений выполняют В. М. Корчагин, В. В. Сусленников, Г. З. Гриневицкий и другие.

Якутский филиал АН СССР совместно с Якутской экспедицией СОПСа АН СССР проводит широкие исследования по петрологии, за-

кономерностям размещения и образования месторождений железных руд, каменных углей, нерудных полезных ископаемых, дает их качественную характеристику, занимается изучением гидрогеологических и геокриологических условий Южной Якутии. В них принимают участие Д. С. Коржинский, Л. В. Пустовалов, Д. П. Сердюченко, В. П. Петров, В. В. Михайлов, В. В. Мокринский, Т. А. Ишина, И. Э. Вальц, Н. М. Насонов, И. Н. Николаев, Л. И. Шабынин, А. В. Глебов, А. А. Маракушев, Ю. А. Ходак, К. И. Давыдова, Н. А. Попов, В. Н. Павлов, Ш. А. Сюндюков, П. П. Смолин, А. А. Каденский и др. Изучением геоморфологических, гидрогеологических и геокриологических условий центральной части Южной Якутии занимались П. Н. Ефимов, И. Д. Белокрылов, Н. А. Вельмина, П. И. Мельников, В. В. Узембло, С. М. Фотиев, В. М. Понамарев и другие.

Продолжаются поиски и разведка слюдяных месторождений в бассейне нижнего течения р. Тимптона, в которых принимают участие Ю. А. Ганин, В. И. Горшков, Г. И. Кикоть, Н. Ф. Клековкин, А. В. Коровин, Г. К. Семигузов, Е. С. Швецов, К. В. Татаринов, Н. И. Кряжева, А. П. Тычина, Б. Н. Роненсон, А. А. Тян и др. В эти же годы значительные объемы поисковых и разведочных работ проводит трест «Якутзолото» совместно с институтом НИГРИЗолото (Г. М. Азанов, А. В. Анасенко, П. И. Барановский, А. И. Булановский, Ф. Ф. Бочкарев, В. А. Глотов, В. Ф. Гаскаров, Л. Н. Дружинин, В. С. Долгов, А. В. Зинкин, В. Н. Ильин, С. М. Ковалевский, А. И. Кукс, И. В. Косицын, А. И. Казаринов, В. А. Ксенз, П. И. Маркиндорф, М. В. Низовцев, Ш. М. Нейзлер, Ю. И. Первухин, А. И. Тюшняков, Ф. А. Трифонов, И. Е. Шатров, Г. Х. Харганов, И. М. Черемных и другие).

В 1957 г. организуется Якутское территориальное геологическое управление, объединившее большинство организаций, работавших в ЯАССР. В Южной Якутии продолжают работать две крупные комплексные экспедиции (Южно-Якутская и Тимптоно-Учурская), в которые вливаются поисковые и разведочные партии и экспедиции трестов «Алданзолото» и «Сибгеолнеруд» и всех горнорудных предприятий Южной Якутии.

В составе геологических коллективов Южно-Якутской и Тимптоно-Учурской комплексных экспедиций Якутского территориального геологического управления в этот период работают: Г. М. Азанов, Ю. В. Адаменко, И. А. Баранов, В. Г. Бердник, П. И. Барановский, А. И. Булановский, В. А. Билоненко, Б. Д. Бошков, И. С. Бредихин, Ф. Ф. Бочкарев, Б. З. Берзенин, Э. Ф. Берзенина, А. И. Брейдо, А. П. Бородин, И. В. Быков, В. Г. Ветлужских, Н. И. Веревкин, И. Д. Ворона, П. А. Воробьев, А. Г. Гончар, В. И. Голомазов, Д. К. Горнштейн, В. И. Добрынин, В. И. Егин, В. П. Зайцев, А. В. Зинкин, Г. М. Забелин, В. Зарецкая, А. П. Ильиных, В. Н. Иванов, О. Т. Князев, С. М. Ковалевский, С. С. Каримова, В. Ф. Козлов, В. С. Кошляк, В. Л. Кожара, В. М. Кравченко, М. А. Клитченко, А. М. Корчагин, Г. Н. Киселев, В. В. Курицын, Н. А. Кучер, А. В. Крапива, А. И. Кукс, А. Н. Кострыкина, В. П. Кузнецов, Г. Ю. Лагздина, В. А. Луконина, Ф. Р. Леонова, В. Г. Ларионов, В. И. Лядин, В. В. Ляхницкий, Ю. М. Маклецов, Л. Н. Малков, С. П. Мехоношин, Е. П. Максимов, В. А. Мокроусов, Л. М. Минкин, А. И. Никитина, Л. В. Павлова, А. И. Пухарев, Л. К. Прилипко, А. Н. Пахомов, В. А. Подкопаев, А. А. Почивалов, Р. А. Ремизов, Л. М. Реутов, В. Т. Редкозуб, А. М. Сафонов, Ю. А. Славутский, Д. Д. Савчук, Э. Ф. Супрунов, Б. А. Сикач, Н. А. Соколов, М. В. Сухин, В. Т. Сорокин, Г. К. Семигузов, А. Н. Сазонов, Н. С. Телега, А. И. Тюшняков, И. Н. Тупилкин, А. Н. Угрюмов, Ар. Н. Угрюмов, Л. Н. Угрюмова, Н. В. Угрюмова, И. А. Усольцев, Я. Фаткулин,

И. М. Фрумкин, Г. И. Хайми, А. А. Хворостина, А. Г. Харченков, Д. П. Шапошников, В. М. Шошин, Е. С Швецов, Л. П. Цветков, Н. А. Черкасов, Ф. И. Червоный, В. В. Юшманов, Н. М. Язков, А. Р. Энтин и многие другие. Ими уточняется и детализируется геологическое строение отдельных районов Южной Якутии, производятся специальные тематические исследования, открывается и разведывается большое число месторождений коксующегося каменного угля, железа, золота, слюды-флогопита, цветных и редких металлов, флюсов и огнеупоров.

В этот же период Якутским геологическим управлением выполняются геофизические работы (М. Г. Чурзин, А. А. Нефедов, А. Д. Сазонов, В. А. Ляхов, М. Е. Ляхова и др., А. А. Голованов, Н. Т. Гога, Н. Т. Фадеев, К. И. Ушаков, Г. В. Данкевич, К. В. Пинкевич, В. М. Карчагин, Е. С. Папп, В. З. Садов, Н. В. Клюев, А. Н. Краснов, М. Е. Егоров, В. Минаев, В. А. Рогалев, Э. А. Черных, А. М. Зуев, П. И. Васильев, Г. Н. Мешков, Л. А. Москвичев, Н. И. Перминов, Б. С. Григоркин, В. С. Сипаров, Г. К. Крусь и др.). Геологи ЯТГУ К. И. Малков, Н. С. Нахабцев, П. Н. Охлопков, А. И. Ушаков занимались геологическими съемками отдельных площадей на северо-западе Южной Якутии.

Изучением гидрогеологии региона в целом, а также участков месторождений угля, железа и слюды-флогопита занимались И. Г. Артеменко, В. Ф. Панкратов, С. Е. Суходольский, Ю. А. Гладкий, А. И. Черномашинцев, В. Ф. Червонящий, В. Л. Белозоров, В. А. Белецкий, Н. П. Корхов, В. Я. Щербаков и др.

В период 1957—1967 гг. кроме Якутского территориального геологического управления на территории Южной Якутии работают Алданская экспедиция ВАГТ, партии ВСЕГЕИ, Якутского филиала и центральных институтов Академии наук СССР, экспедиции Московского государственного университета и др., в которых принимают участие Г. Н. Аполлонова, И. В. Белов, А. В. Глазов, А. С. Гудков, Е. И. Гурина, В. В. Гурин, Н. П. Ермаков, Н. М. Зайцев, И. Я. Золотухин, Т. Ф. Краснокутская, А. А. Кренин, Д. Н. Казаков, Е. М. Лазько, К. А. Лазебник, Ю. Д. Лазебник, В. К. Лобанов, П. П. Токмаков, В. И. Бергер, О. Н. Новиков, В. В. Каланчин, А. С. Соколов, Н. П. Тюринге, Ю. В. Ясевич, М. И. Маслов, Г. В. Меркулова, Г. Б. Митич, С. М. Пашков, Г. Н. Петрунин, Г. Н. Рюриков, В. К. Русанович, И. Н. Рябов, К. М. Сафронов, Е. Т. Саратова, М. Н. Сузеркин, Л. Е. Ушверидзе, М. Я. Харин, Л. П. Чернышкова, А. А. Шапошников, Л. К. Шевсткевич, Н. Я. Юров, Г. П. Юрова, А. С. Смирнов и др. В процессе геологических исследований в юго-западной части Южной Якутии ими найден целый ряд промышленных месторождений.

Экспедиция ВАГТа продолжает геологическое картирование северо-восточной части Южной Якутии. В этой работе принимают участие А. Г. Лосев, В. А. Самозванцев, З. М. Самозванцева, С. В. Нужнов, Н. С. Шпак, И. М. Фердман и др. В 1961—1965 гг. экспедиция Московского государственного университета в составе Г. М. Эпштейна, К. А. Кондратьевой, М. В. Пиотровского, А. Б. Чижова, С. Ф. Хруцкого и др. работают в центральной части Южной Якутии. В то же время сотрудники Лаборатории геологии докембрия АН СССР Н. Г. Судовиков, Г. М. Другова, Л. В. Климов, М. Д. Крылова, Д. А. Михайлов и З. Г. Ушакова изучают архейские метаморфические образования Алданского щита и условия их образования. В 1958—1960 гг. Н. А. Архангельская, В. Н. Григорьев, З. А. Журавлева, К. К. Зеленов, З. А. Комар, Н. М. Чумаков, Н. П. Суворова, Н. В. Покровская занимаются изучением стратиграфии, литологии и фауны кембрийских отложений южной окраины Сибирской платформы. В 1958—1962 гг. В. В. Мокрин-

ский, Т. А. Ишина и др. изучают геологическое строение каменноугольных месторождений.

Якутский филиал Сибирского отделения АН СССР производит изучение отдельных вопросов геологического и тектонического строения Южной Якутии. В нем участвуют А. И. Бобриевич, А. К. Бобров, А. К. Гусев, К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, И. С. Рожков, И. Г. Штрейх, Г. С. Фрадкин, Н. В. Черский и др. Геологи ВСЕГЕИ О. А. Андреева, Т. В. Билибина, В. М. Борисов, Ю. К. Дзевановский, А. Д. Дашкова, М. Н. Колюн, Г. Ю. Лагздина, Е. П. Миронюк, Л. П. Никифорова, В. Г. Тарасова, Н. Е. Чернышева и др. на протяжении многих лет проводят региональные работы, связанные с решением вопросов стратиграфии, тектоники, металлогении. Ими был составлен ряд геологических и металлогенических карт.

В настоящее время вся территория Южной Якутии покрыта геологическими съемками среднего масштаба, а наиболее перспективные ее районы изучены более детально. Геологическое картирование в комплексе с аэромагнитными, наземными магнитометрическими, гравиметрическими и электрометрическими работами позволило детально изучить геологическое строение района, выявить площади для поисков новых месторождений полезных ископаемых и установить основные закономерности их размещения.

В последние годы Якутское геологическое управление проводит в большом объеме тематические работы в области стратиграфии (Л. М. Реутов, И. С. Фрумкин, А. Р. Энтин, В. А. Мокроусов и др.), тектоники (В. А. Мокроусов, И. С. Бредихин, И. Д. Ворона, Р. И. Гришкян, А. Н. Угрюмов и др.), изучения геологии и металлоносности мезозойских магматических пород (Е. П. Максимов, В. А. Луконина, В. Амарский, В. А. Подкопаев и др.), геологии и угленосности Южно-Якутского каменноугольного бассейна (С. С. Каримова, Н. П. Поляков, А. М. Прилуцкий, А. Н. Пахомов и др.), металлогении (А. И. Пухарев, Б. А. Сикач, А. Р. Энтин, Д. П. Шапошников, Г. М. Азанов, Г. Н. Киселев, Ф. Б. Яныгин, В. А. Трифонов, В. Г. Ветлужских, А. И. Кукс, А. Н. Угрюмов, Ар. Н. Угрюмов, Е. П. Максимов и др.).

Как показывает вышеизложенное, за сравнительно короткий срок советскими геологами достигнуты большие успехи, в результате которых Южная Якутия превратилась из отсталой окраины России в один из важнейших горнопромышленных районов Востока СССР с разнообразным комплексом полезных ископаемых, большими запасами сырья и большими перспективами на увеличение запасов известных месторождений и выявление новых месторождений полезных ископаемых. В настоящее время перед геологами стоит большая и ответственная задача изучения этой экономически важной и в геологическом отношении очень сложной территории, особенно ее восточных и западных районов.

512

Глава II

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК[1] И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Территория Южной Якутии располагается к северу от осевой линии Станового хребта — главного водораздела бассейна рек Северного Ледовитого и Тихого океанов. Ее ограничивают координаты 56—60° с. ш. и 117—138° в. д.

В состав Южной Якутии входят следующие административные районы: Алданский, занимающий бóльшую часть Южной Якутии; на северо-западе Олекминский и южная часть Усть-Майского района. Якутия на западе граничит с Иркутской и Читинской областями, на юге — с Амурской областью и на востоке — с Хабаровским краем.

Южная Якутия связана с Транссибирским железнодорожным путем автомобильной Амуро-Якутской магистралью. Регулярное авиатранспортное сообщение налажено с Якутском, Читой, Иркутском и Хабаровском. В Алданском районе имеется ряд коротких автодорог, отходящих от основной магистрали. Вдоль крупных рек проложены многочисленные вьючные тропы и зимние нартовые дороги. В летнее время для пассажирских и грузовых перевозок используется р. Алдан, судоходная до пос. Чагда (в большую воду до г. Томмота). Остальные реки доступны только для лодок и катеров. Широко используются самолеты и вертолеты.

Население Южной Якутии (эвенки, якуты, русские) сосредоточено в городах, горнорудных поселках и колхозах. На 1970 г. здесь проживает около 62 тыс. человек. Средняя плотность населения на 1 $км^2$ равна 0,18 чел. Занятие жителей — горная промышленность, животноводство, земледелие овощного направления, охота.

РЕЛЬЕФ

Рельеф Южной Якутии довольно сложен, он включает высокие горные хребты, плато, плоскогорья и низменности, расчлененные речными долинами. Абсолютные высоты колеблются от 150 *м* (в долине Алдана близ устья р. Маи) до 2412 *м* (голец в восточной части Станового хребта).

Наиболее высокие горы располагаются в южной и юго-восточной частях территории. Здесь преобладают отметки от 800 до 1500 *м* над уровнем моря. Для северной окраины района характерен пологоволнистый или пологоступенчатый рельеф плато и плоскогорий с абсолютными высотами от 400 до 650 *м*.

Основные элементы рельефа Южной Якутии вытянуты в субширотном, или в северо-восточном, направлении. Здесь может быть выделено четыре орографических района: Становой хребет, Витимо-Олекминская горная страна, Алданское нагорье, Лено-Алданское плато и система Верхоянского хребта (см. прилож. I).

На значительном протяжении административная граница Якутии проходит по осевой линии Станового хребта. Таким образом,

[1] «Физико-географический очерк» написан И. Ю. Долгушиным, «Экономическая характеристика» — К. Г. Кондаковым.

в пределах Якутии располагается лишь его северный склон. В прошлом столетии Становым хребтом географы обычно обозначали восточное продолжение Яблонового хребта и считали, что оба они образуют водораздел между бассейнами Северного Ледовитого и Тихого океанов. Э. Э. Анерт (1908), а позднее А. Н. Криштофович (1932) и В. А. Обручев (1933) писали, что Становой хребет прослеживается по Алдано-Зейскому водоразделу в виде единой гольцовой цепи, круто обрывающейся к югу.

В настоящее время под Становым хребтом принято понимать обширную горную систему, образующую водораздел между Алданом и Зеей и ограниченную с запада долиной р. Олекмы, а с востока западной оконечностью хребта Джугджур. Однако границы Станового хребта еще вызывают споры и требуют уточнения. Становой хребет, сложенный в основном кристаллическими породами архея, имеет в плане форму широкой (до 70—100 *км*) дуги, выпуклой к югу и протягивающейся с запада на восток примерно на 700 *км*. Абсолютные высоты западной части хребта составляют 1100—1200 *м*, а наиболее крупные вершины превышают 1500 *м*. В отличие от средней и восточной частей Становой хребет утратил в этом районе роль главного водораздела между бассейнами рек Лены и Амура. Долина Олекмы перехватила ряд рек, впадающих раньше в Амур, и вся западная часть Станового хребта присоединилась к бассейну р. Лены (Коржуев, 1956).

Вопрос о связи Станового хребта с хребтами Витимо-Олекминской горной страны, т. е. о его продолжении на запад, за Олекму, до настоящего времени также не имеет единого решения. Работы, проведенные в последние годы Д. А. Тимофеевым (1959) с использованием аэрофотосхем и крупномасштабных карт, позволяют считать, что и орографически и геологически Становой хребет переходит на левый берег Олекмы, где соединяется с хребтами Удокан и Кодар.

Участок Станового хребта от вершины Алдана до горы Типтур представляет собой совокупность неправильно очерченных в плане массивов и гряд со средними высотами 1300—1500 *м*. Чаще всего они образуют две, а местами три более или менее параллельные друг другу цепи. Эту часть Станового хребта нередко называют Южно-Алданским хребтом. Наибольшие высоты (2041 *м*) приурочены здесь к одному из участков северной цепи — кряжу Зверева, характеризующемуся весьма резко расчлененным рельефом.

Далее к востоку от горы Типтур до р. Алгамы на протяжении почти 300 *км* Становой хребет в рельефе выражен плохо. Здесь нет значительных горных поднятий, если не считать невысоких хребтиков и нескольких гольцовых массивов, из которых только три превышают отметку 1400 *м*.

За р. Алгамой на продолжении Амуро-Ленского водораздела к востоку протягивается крупный, четко выраженный в рельефе массив длиной около 100 *км* и высотой до 2412 *м*, имеющий местное название Токинского Становика. Его принято считать восточным окончанием Станового хребта. На востоке, за р. Маей (приток Уды), он сменяется хребтом Джугджур, а на юго-востоке граничит с хребтом Джугдыр. Токинский Становик характеризуется альпинотипным рельефом, обусловленным глубоким расчленением и наложением свежих ледниковых форм. Осевая часть хребта смещена к северу и не отвечает современному водоразделу между реками Алданского и Амурского бассейнов.

В пределы Южной Якутии входит лишь восточная часть Витимо-Олекминской горной страны, охватывающая междуречье Чары и Олекмы. Ее территория невелика, протягивается с запада на восток и с юга на север примерно на 200 *км*. Западная граница страны

уходит за пределы ЯАССР. С юго-востока она ограничена Становым хребтом, к востоку от нее простирается Алданское нагорье, а к северу — Лено-Алданское плато.

В орографическом отношении Витимо-Олекминская горная страна представляет собой сложно устроенный горный узел, сложенный докембрийскими кристаллическими и отчасти слабо метаморфизованными осадочными породами. На юге страны отчетливо выражен в рельефе хребет Удокан с высокими скалистыми вершинами, поднимающимися выше 2000 *м*. Остальная ее часть представляет собой нагорье, расчлененное многочисленными реками и ручьями[1]. Основную территорию занимают неправильно очерченные в плане горные массивы, относительные высоты которых над дном глубоко врезанных долин нередко достигают 1200—1500 *м*. Характерной чертой центральной части нагорья является наличие в его пределах тектонических впадин со сравнительно плоским дном и абсолютными высотами 700—900 *м*. Крупнейшие из них располагаются в верховьях рек Токко и Чароды (Верхне-Токкинская), а также в низовьях р. Хани (Ханинская). Вблизи долин Чары и Олекмы абсолютные высоты колеблются около 1000—1200 *м*, севернее (к Лено-Алданскому плато) постепенно снижаются до 600—700 *м*.

Единого мнения относительно орографии Алданского нагорья и его границ до сих пор также нет. Во втором издании БСЭ (том 2, 1950) под термином «Алданское плоскогорье» имеется в виду территория, ограниченная с юга Становым хребтом, с севера и запада — верхним течением р. Алдана и с востока — Алдано-Учурским хребтом (Суннагином). В работе «Геоморфологическое районирование СССР» (1947) применяется термин «Алданское нагорье», восточная граница которого нанесена значительно западнее р. Учура. В «Атласе Мира» (1954 г.), а также на «Геоморфологической карте СССР» (1960 г.) на западе Алданское нагорье ограничивается Алдано-Олекминским междуречьем, а на востоке — Учуро-Майским. Такой же точки зрения о границе Алданского нагорья придерживаются И. Ю. Долгушин (1955, 1961) и Б. А. Корнилов (1962). В последние годы С. С. Коржуев (1958, 1964) стал обосновывать целесообразность разделения территории Алданского нагорья по характеру рельефа на две части — западную и восточную. Западную часть (до р. Тимптона) он предлагает называть Алданским плоскогорьем, а восточную, более высокую и расчлененную — Учуро-Майским нагорьем, или Тимптоно-Учурской горной страной. Возможно, что это предложние со временем получит признание. Мы же в дальнейшем изложении будем рассматривать Алданское нагорье в границах, достаточно обоснованно показанных на «Геоморфологической карте СССР», изданной в 1960 г. В основу орографической схемы этих мест нами положены представления Ю. К. Дзевановского (1952), дополненные и уточненные работами В. Н. Щукина и Т. Т. Могулевой (1955), И. Ю. Долгушина (1955, 1961), Д. А. Тимофеева (1959), Б. А Корнилова (1962) и др.

Западная часть Алданского нагорья представляет собой плоскогорье, характеризующееся преобладанием пологоволнистых поверхностей с абсолютными высотами 800—1100 *м*. Глубина эрозионного вреза наиболее крупных рек достигает здесь 200—600 *м*. Водоразделы широкие, пологоволнистые. Над относительно выровненной поверхностью плоскогорья резко возвышаются куполовидные вершины хребтов Западные Янги и Верхне-Амгинского. Не менее отчетливо в рельефе вы-

[1] Вероятно, правильнее было бы относить эту территорию к Алданскому нагорью. — *Прим. ред.*

деляются Центрально-Алданский и Эльконский горные массивы. Абсолютные высоты отдельных вершин здесь достигают 1600—1700 *м*.

К югу от горных цепей в бассейне рек Чульмана и Тунгурча, на территории, сложенной юрскими песчано-глинистыми толщами, плоскогорье характеризуется несколько другими формами рельефа. Здесь наблюдаются плоские водоразделы с крутыми ступенчатыми склонами. Абсолютная высота водоразделов 950—1200 *м*, глубина эрозионного вреза 300—350 *м*.

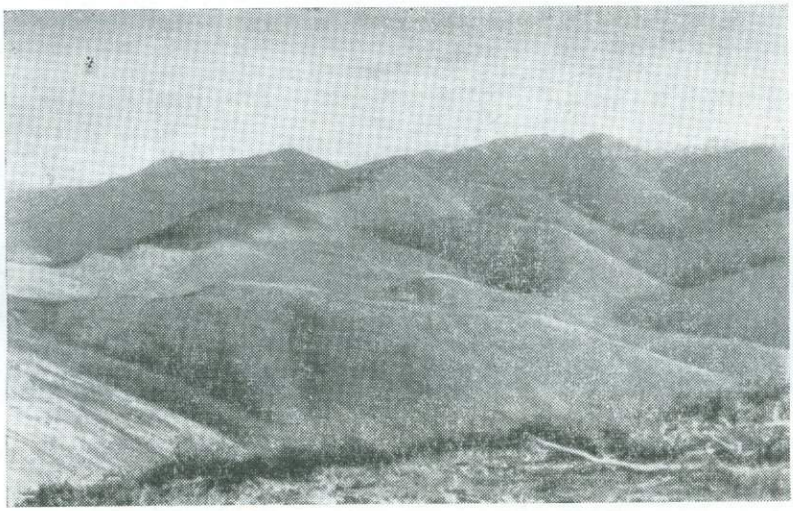


Рис. 2. Среднегорный рельеф Алданского нагорья (правобережье Тимптона). Фото О. В. Егорова

К востоку от долины Тимптона Алданское нагорье имеет более сложное строение. Над участками сильно расчлененного (особенно по периферии) нагорья здесь поднимается целая система крупных горных хребтов и цепей (рис. 2). Крупнейшим из них является хребет Суннагин (Алдано-Учурский), имеющий северо-восточное простирание. Средние абсолютные высоты хребта 1600—1800 *м*. Многие вершины превышают 2000 *м*, а одна достигает 2264 *м* (в верховьях р. Гыныма). Длина хребта примерно 400 *км*, ширина обычно колеблется около 50—70 *км*. Его северная граница, примыкающая к Лено-Алданскому плато, обрывистая в виде эскарпа, южная, западная и восточная — менее резкие. Рельеф хребта Суннагин гольцовый, альпинотипный.

Южнее и юго-восточнее хребта Суннагин располагается целая система протяженных горных хребтов и цепей, имеющих в основном то же северо-восточное, или широтное, направление. Из них наиболее значительными являются хребет Кет-Кап на правом берегу р. Учура с максимальными абсолютными отметками до 1944 м, Сутамо-Гонамский хребет (хребет В. Пояркова) с максимальными отметками до 1772 *м* и ряд менее протяженных горных цепей и хребтов (Бруингра, Бурпала, Нингамский, Ломамский, Мелемкенский, Калтанджур, Олега-Ытыбыт и Дыгды-Сисе и др.). Все они хорошо выделяются своей линейной ориентировкой, относительно небольшой шириной (20—30 *км*) и характеризуются достаточно резко выраженными орографическими формами. Высота их над уровнем моря изменятся от 1600 до 1880 *м* и более. Пространство, разграничивающее указанные горные сооружения, по своему рельефу и высотному положению отвечает плоскогорьям и пла-

то с пологоволнистой поверхностью и абсолютными отметками от 700 до 1000 *м*. Местами между горными цепями располагаются узкие протяженные депрессии, с увалистым рельефом, развитым на юрских терригенных отложениях. Наиболее крупные из них: Токинская, Ытымджинская, Гувилгринская, Токарикано-Конёркитская, Верхне-Тимптонская.

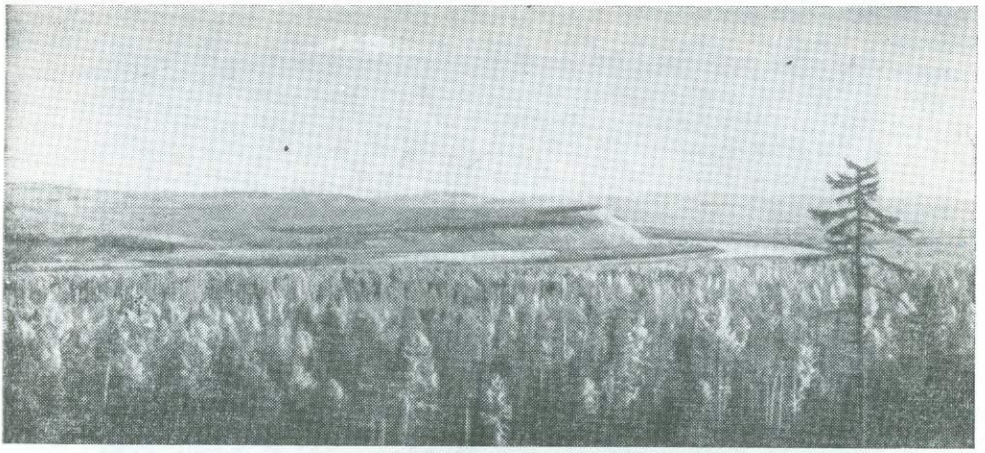


Рис. 3. Общий вид Лено-Алданского плато по левому берегу Алдана у г. Томмота. Фото С. П. Мурзаева

Лено-Алданское плато занимает северную часть территории Южной Якутии, уходя далее на север к Центрально-Якутской низменности. Нередко его называют также Средне-Сибирским плоскогорьем, Приленским плато, а на отдельных участках — Приалданским, Алдано-Амгинским, Лено-Амгинским плато.

Плато охватывает обширную площадь, сложенную карбонатными породами кембрия, местами перекрытыми песчаниками юрского возраста. Рельеф плато характеризуется преобладанием плоских, слегка округлых или ступенчатых водораздельных пространств, разделенных речными долинами, на западе преимущественно глубокими и крутосклонными, а на востоке — сравнительно широкими и пологими (рис. 3). Абсолютные высоты плато варьируют от 500 до 700 *м*, относительные обычно составляют 100—150 *м*, а местами (особенно в западной части района) 200—300 *м*. Одновысотные поверхности плато на юге, вблизи границы с Алданским нагорьем, на нескольких участках нарушаются отдельно стоящими гольцами, возвышающимися на 150—250 *м* над окружающим плато. Обычно они связаны с выходом из-под кембрийских пород магматических интрузивных тел, отпрепарированных эрозией и денудацией. К долинам крупных рек (Маи, Чары и Токко) примыкают еще более пониженные пространства с абсолютными отметками 150—300 *м*, которые можно относить к низменностям. Последние связаны с эрозионной переработкой плато.

Восточная часть территории правобережья Юдомы расположена в области Южно-Верхоянского хребта. Наиболее высокая его часть — хребет Улахан-Бам имеет меридиональное простирание. Абсолютная высота отдельных вершин его достигает 1830 *м*. Глубина эрозионного вреза здесь 1000 *м*. К западу высокогорный рельеф постепенно сменяется среднегорным и низкогорным, переходящим далее в область Лено-Алданского плато.

ГИДРОГРАФИЯ

Реки Южной Якутии принадлежат к бассейну Лены, представляя собой систему ее правых притоков. Центральная часть территории дренируется участками верхнего и среднего течения р. Алдана и его правыми притоками — Тимптоном и Учуром. На западе района протекают реки Олекма, Чара и Токко, на востоке — Мая и Юдома, в северной части р. Амга — левый приток Алдана. Они имеют многочисленные притоки. Только в Алданском районе имеется 30 000 рек и ручьев, общая длина которых составляет 117 000 *км*. Почти все эти реки, согласуясь с общим уклоном территории от Станового хребта к Центрально-Якутской низменности, текут на север или на северо-восток и лишь в пределах Лено-Алданского плато долины Алдана и Амги принимают субширотное направление.

Лена протекает севернее описывамого района. Долина ее врезана в Приленскую низменность. Ширина долины обычно не превышает 4—6 *км* при поперечнике русла от 700 *м* до 4 *км*. К самой воде нередко подходят крутые, каменистые склоны высотой до 250—300 *м*. Там, где они отступают, наблюдаются плоские террасированные участки (пойма и низкие надпойменные террасы). Русло Лены обычно сложено галечником, реже песком. Течение сравнительно быстрое (до 1,5—2 *м/сек*). Доля песчаных наносов в русле к востоку все более увеличивается, скорость течения падает в среднем до 1 *м/сек*. Вблизи Олекминска долина Лены постепенно расширятся, достигая 8—9 *км*, а местами 12 *км*. Русло часто дробится на протоки, разделенные невысокими песчано-галечниковыми островами.

Олекма (правый приток Лены) дренирует западную часть Южной Якутии. Длина ее 1310 *км*, площадь бассейна 2011 тыс. *км*^{2}. Начинаясь за пределами района, на восточной окраине Витимо-Олекминской горной страны, Олекма пересекает Становой хребет в районе устья р. Хани и входит в пределы Якутии. Здесь, на расстоянии более 200 *км*, длина ее имеет форму каньона с обрывистыми скалистыми склонами высотой в несколько сотен метров. Уклон русла на порогах достигает 3,2 *м/км*, скорость течения 5,5 *м/сек*. Ниже устья р. Тас-Миеле высота гор по берегам реки постепенно снижается, склоны становятся более пологими, появляются террасы.

В 30 *км* выше устья в Олекму слева впадает самый большой ее приток — р. Чара. Длина ее 740 *км*, площадь бассейна 84 000 *км*^{2}. В пределы Якутии р. Чара заходит с юга, несколько ниже устья р. Жуи. Берега ее чаще всего крутые, высотой до 200 *м*, на некоторых участках хорошо террасированы. В русле встречаются острова, покрытые лесом (лиственницей, сосной). Ложе реки обычно галечное, пороги встречаются редко. Ширина русла варьирует от 150 *м* в сужениях до 1500 *м* на участках, где располагаются протоки и острова. Среднегодовой расход воды в устье Чары равен примерно 850 *м*^{3}*/сек*. Река судоходна до устья Жуи на протяжении 410 *км*.

Река Алдан — самый крупный приток Лены, занимающий по среднегодовым расходам воды среди рек Советского Союза шестое место. Длина реки 2273 *км*, площадь бассейна примерно 729 тыс. *км*^{2}. Истоки Алдана находятся между главной ветвью Станового хребта и южными склонами кряжа Зверева, на высоте около 1120 *м*. У западного окончания кряжа Зверева долина Алдана круто поворачивает на северо-северо-восток, приобретая черты каньона с крутыми, но не очень высокими (до 100—150 *км*) склонами. На протяжении 160 *км*, почти до устья р. Унгры (р. Угумру), русло Алдана порожисто, имеет уклон около 2,2 *м/км*, при скорости течения реки до 5—6 *м/сек*. Ниже устья

Унгры долина Алдана несколько расширяется, горы местами отступают, давая место пойме и реже двум надпойменным террасам. Однако и здесь долина часто имеет характер каньона со скалистыми склонами высотой до 400—500 *м*. На участке от устья р. Мал. Нимгер до устья р. Чомполо Алдан образует ряд крутых излучин, скалистое русло его, суживаясь иногда до 50—60 *м*, изобилует порогами и перекатами, среди которых наиболее бурным является Грековский. Резкое изменение в характере долины происходит в районе устья р. Инагли, где Алдан входит в область Лено-Алданского плато. Долина его здесь расширяется,

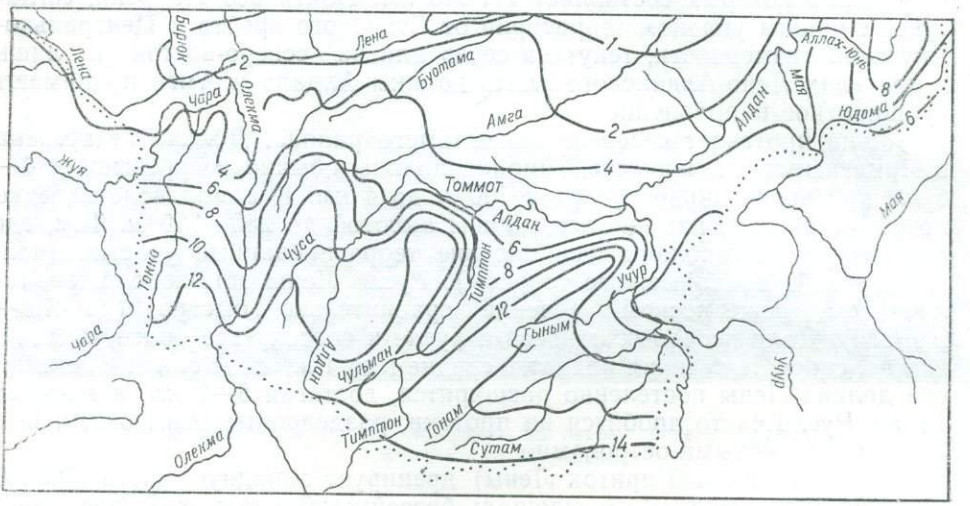


Рис. 4. Карта среднего годового стока рек Южной Якутии (в *л/сек* с 1 *км*²). Составил Г. Е. Чистяков (1964 г.)

местами появляются участки низких террас шириной до 3—4 *км*, коренные берега, иногда крутые, иногда пологие, имеют более или менее постоянную высоту 150—200 *м*. Появляются многочисленные невысокие острова, покрытые лесом. Такой характер долины Алдана сохраняется до г. Томмота, ниже которого она вновь вступает в пределы развития кристаллических пород докембрия. Долина почти сразу же приобретает здесь вид каньона с отвесными стенами высотой до 350 *м*, а ширина русла суживается местами до 100 *м*. Ниже устья р. Суннагина берега Алдана выполаживаются, долина и русло расширяются, появляются острова и многочисленные песчаные косы. От устья Учура до слияния с Маей р. Алдан течет среди поймы и участков надпойменных террас шириной до 5—8 *км*. Долина его здесь широкая, сливается с окружающими низинами. Средний уклон Алдана на участке от устья Унгры до Учура составляет 32 *см/км*, а от Учура до устья — 9 *см/км*. Река судоходна от устья до г. Томмота на протяжении 1640 *км*. Однако случается, что в сильную летнюю межень крупные суда доходят лишь до пос. Чагда, расположенного в устье Учура (рис. 4).

Река Тимптон — один из крупных правых притоков Алдана, впадает в него в 1576 *км* от устья. Длина Тимптона 644 *км*, площадь бассейна 44 тыс. *км*². В верховьях до устья Иенгры Тимптон, сильно меандрируя, течет по заболоченному дну тектонических котловин. Ширина его русла здесь 60—80 *м*. После впадения Иенгры (в 420 *км* от устья) Тимптон начинает активно врезаться в высоко поднятую поверхность Алданского нагорья и его долина приобретает характер классического каньона. Узкое (нередко 50—70 *м* шириной) русло, многочисленные

бурные пороги и перекаты, большая скорость течения (более 5 *м/сек*) — таковы характерные черты Тимптона почти до впадения в Алдан. Тимптон не судоходен, но очень богат энергетическими ресурсами.

Река Учур впадает в Алдан справа в 1240 *км* от устья. Длина его около 812 *км*, площадь бассейна примерно 113 тыс. *км*^{2}. Река берет начало в хребте Джугджур, границу Якутии пересекает несколько выше устья одного из своих крупных левых притоков — р. Гонама. Почти на всем протяжении (исключая последние 40—50 *км* перед устьем) долина Учура имеет V-образную или каньонообразную форму с крутыми склонами высотой до 600 *м*. Кое-где развиты аллювиальные террасы. Русло скалистое или валунно-галечное, изобилует порогами и перекатами, плесов мало, скорость течения нередко превышает 3 *м/сек*. Расход воды в устье равен примерно 1500 *м*^{3}*/сек*. Учур судоходен до пос. Чюльбю.

Крупный правый приток Учура — р. Гонам, дренирующий значительную часть территории Алданского нагорья, имеет в верховьях слабо врезанную, широкую и заболоченную долину с пологими коренными склонами. Длина его 686 *км*, площадь бассейна 55,6 тыс. *км*^{2}. Ниже устья Сутама врез реки резко увеличивается и до устья она течет нередко в каньоне с живописными скалистыми склонами высотой 400—600 *м*, имеет узкое порожистое русло и быстрое течение.

Река Мая, самый крупный правый приток Алдана, имеет длину около 1000 *км* при площади бассейна 160 тыс. *км*^{2}. Начинается в хребте Джугджур. Территорию Южной Якутии дренирует лишь участок нижнего течения реки между устьем р. Юдомы и пос. Аяя. На этом отрезке Мая прорезает восточную окраину Лено-Алданского плато. Долина ее здесь отличается сравнительно большой шириной (до 10—15 *км*), русло имеет в поперечнике от 200 до 600 *м* (без проток). По берегам широко развиты пойма и I надпойменная терраса. Фарватер извилистый, глубина не менее 1 *м*. Река судоходна на протяжении 400 *км*, до устья р. Ляки. В периоды средних и высоких уровней суда поднимаются еще на 144 *км* до пос. Нелькан.

Река Амга — крупный левый приток Алдана, дренирующий северную часть описываемой области. Длина ее около 1462 *км*, площадь бассейна 69,3 тыс. *км*^{2}. Бассейн реки вытянут в виде узкой (около 80 *км*) ленты, сжатой водосборами соседних рек — Лены и Алдана. В верхнем течении долина Амги имеет высокие, но сравнительно пологие склоны, поросшие лесом. Ниже впадения р. Улу (около 700 *км* от устья) по берегам местами начинают появляться высокие крутые обрывы. Несколько ниже по течению появляются пойма и террасы с озерами и слабо врезанными долинами ручьев и мелких рек. При средних и высоких уровнях река судоходна на протяжении 440 *км* от устья до пос. Амга.

Наиболее крупными притоками вышеописанных рек являются: Алгама (длина ее 426 *км*, площадь бассейна 21,5 тыс. *км*^{2}), Амедичи (длина 313 *км*, площадь бассейна 6,0 тыс. *км*^{2}), Гыным (длина 297 *км*, площадь бассейна 15,1 тыс. *км*^{2}), Хатыми (длина 218 *км*, площадь бассейна 4,4 тыс. *км*^{2}), Чульман (длина 166 *км*, площадь бассейна 4,0 тыс. *км*^{2}), Унгра (длина 167 *км*, площадь бассейна 6,7 тыс. *км*^{2}), Иенгра (длина 148 *км*, площадь бассейна 1,8 тыс. *км*^{2}). Средний коэффициент развития гидросети 220 м на 1 *км*^{2}.

Из приведенного выше описания рек Южной Якутии видно, что бóльшая часть их имеет типично горный характер. Признаки равнинных рек в какой-то мере свойственны рекам на участках тектонических опусканий (Тимптон в верховьях), рекам, не затронутым молодым эрозионным врезом (верховья Бол. Нимгера, Гыныма).

Весеннее вскрытие рек происходит, как правило, с середины мая, начинается с верховьев, часто образуются ледяные заторы, которые, резко поднимая воду, держатся иногда до нескольких суток. Крупные заторы наблюдаются на Алдане и Олекме. На многих реках происходит образование наледей. Поднимаясь, вода ломает лед в ослабленных зонах и, вырываясь наружу, намерзает в виде больших натеков или бугров высотой до 2—3 *м*. Пик весеннего половодья приходится чаще всего на конец мая — начало июня. Уровень воды поднимается на крупных реках (Лене, Алдане, Олекме) нередко на 6—8 *м*, на более мелких на 3—5 *м*. В течение июня и июля вода спадает. На некоторых реках, дренирующих обширные по площади среднегорные районы, летние паводки иногда превышают весенние. Сильные подъемы уровня наблюдаются летом на Алдане и Олекме. Значительные массы воды в летнее время поступают в реки за счет интенсивного оттаивания деятельного слоя. В наиболее сухие периоды, чаще всего в июле и сентябре, реки мелеют, а мелкие нередко пересыхают.

Замерзание рек происходит с конца сентября, наиболее крупные из них покрываются льдом во второй половине октября. В это время на многих реках начинают активно формироваться наледи. Мощность наледей доходит нередко до 3—4 *м*, многие из них за лето не успевают полностью растаять. Зимой преобладающая часть мелких рек промерзает до дна. К концу зимы толщина льда на больших реках при отсутствии снежного покрова колеблется от 180 до 230 *см*, а под снегом от 80 до 140 *см*.

Озера в пределах Южной Якутии не имеют широкого распространения. Наиболее часто встречаются старичные озера. Они, как правило, невелики по площади (обычно не более 1—2 *км*^{2}), имеют вытянутую форму и небольшую глубину (обычно до 3 *м*). Чаще всего старичные озера располагаются на пойме или на низких надпойменных террасах в сравнительно зрелых участках долин. К этому типу относятся озера в долине Алдана, в верховьях Тимптона, Гонама, Чары и многие другие. Большое количество старичных озер располагается в расширенных участках долин, дренирующих поверхности выравнивания, не затронутые свежим эрозионным врезом. Примером могут служить озера в бассейнах верховьев рек Амедичи (левый приток Алдана), Бол. Нимгер (правый приток Алдана), Курунг-Ханку и Бол. Неакуя (левые притоки Тимптона). Многие из этих озер постепенно зарастают и превращаются в торфяные болота.

Второе место по численности занимают озера ледникового происхождения. Основная их масса приурочена к бассейну верховьев р. Токко. Здесь, на абсолютных высотах от 900 до 2000 *м*, располагаются все типы ледниковых озер: каровые, горно-долинные, подпрудные, местами — термокарстовые. Наиболее крупные из них Мюке-Кюель и Мунг-Кюель, расположенные на высоте около 900 *м*, относятся к типу горно-долинных, подпруженных мореной. Первое имеет в поперечнике 3,5 *км*, второе протягивается на 10 *км*, при ширине до 1,5 *км*. Многочисленные ледниковые озера располагаются в пределах кряжа Зверева, в высокогорной части хребта Суннагин, в Токинском Становике, в верховьях р. Мулама. Самое крупное из этих озер — Бол. Токо — имеет площадь зеркала 82,6 *км*^{2}. Озеро возникло в тектонической депрессии при непосредственном участии моренных накоплений.

Нередко рядом с моренными или старичными озерами, чаще всего на высотах от 800 до 1300 *м* над уровнем моря располагаются термокарстовые озера, образовавшиеся в результате протаивания погребенных масс льда или льдистых грунтов (многие озера в долинах притоков Тимптона — Иенгры, Кабакты, Хатыми, Курунг-Ханку, в бассейне вер-

ховьев р. Токко). Наконец, довольно многочисленны мелкие, часто пересыхающие карстовые озера, развитые на плоских водораздельных поверхностях, сложенных карбонатными породами кембрия. Такие озера распространены в пределах почти всего Лено-Алданского плато на Лено-Амгинском и Алдано-Амгинском водоразделах. Они имеют обычно округлую форму и небольшую площадь (до 1 *км*^{2}).

Днища длительно существующих озер (разного происхождения), расположенных на высотах не более 800—900 *м*, покрыты отложениями сапропеля. Всего в Алданском районе имеется около 8500 озер с общей площадью зеркала 267 *км*^{2}.

КЛИМАТ

Климат Южной Якутии — умеренно холодный, резко континентальный. Годовые, месячные и суточные амплитуды колебания температуры значительны. Так, например, в г. Алдане, расположенном в центральной части района, абсолютная годовая амплитуда колебания температуры воздуха составляет 85° С (максимум +34°, минимум —51°), а в пос. Чульман (250 *км* южнее), находящемся на дне Чульманской котловины, 95° С (максимум +34°, минимум —61°). Интересно, что абсолютный минимум в Чульмане лишь немногим уступает абсолютному минимуму в Якутске (—64°), который находится почти на 5° севернее. Среднемесячная температура января в Алдане составляет —27° С, июля +17,1° С, в Чульмане соответственно —36 и +15,7° С.

От других районов Средне-Сибирского плоскогорья территория Алданского нагорья отличается тем, что летом (особенно в августе) она находится под влиянием юго-восточных тихоокеанских муссонов, приносящих значительное количество осадков. В результате в бассейне Олекмы, на Алдано-Олекминском междуречье и на правобережной части бассейна верховьев р. Алдана годовое количество осадков нередко превышает 500 *мм*. Даже на относительно небольших высотах количество выпадающих осадков обычно не ниже 350—400 *мм* (в г. Томмоте, например, на абс. выс. 283 *м* 407 *мм*). В восточной половине Алданского нагорья, в бассейнах Учура и Маи, количество осадков несколько снижается. Так, например, в районе оз. Бол. Токо на абсолютной высоте 858 *м* оно равно 435 *мм*. Сумма осадков за зимний период в Южной Якутии несколько больше, чем в других районах республики. Если в г. Якутске зимние осадки составляют в среднем 64 *мм*, то на описываемой территории их везде больше 100 *мм* (в г. Алдане, например, 165 *мм*, а в пункте Эмельжак 192 *мм*). Высота снежного покрова по району в среднем составляет около 40—50 *см*, а на некоторых участках, например в окрестностях г. Томмота, нередко достигает 70 *см*.

Зимний период длится на большей части территории района шесть-семь месяцев, а в горах, на высотах более 1300 *м*, даже восемь. Снежный покров устанавливается обычно уже в начале октября. Наиболее жестокие морозы чаще всего бывают в январе (нередко минус 40—50° С). Зима малооблачная, сухая. Благодаря безветрию в глубоких долинах и котловинах скапливается тяжелый холодный воздух, что способствует их сильному выхолаживанию. Результатом устойчивого зимнего антициклона являются не только безветрие и низкие температуры, но и большая сухость воздуха. Снег выпадает обычно в октябре — ноябре. Плохо защищенные снегом грунты промерзают за этот период на очень большую глубину (в зависимости от их характера до 3—5 *м*). В марте и первой декаде апреля, когда антициклон начинает разрушаться, количество осадков вновь возрастает.

Весна наступает в середине апреля, а в горах — в середине мая. Таяние снега происходит обычно довольно дружно. В самом конце апреля или начале мая среднесуточная температура переходит через нуль и вскоре начинает довольно быстро повышаться. Май характеризуется довольно частыми и сильными ветрами. В Алдане среднемесячная скорость ветра составляет в это время 3 *м/сек*. К середине мая вскрываются ручьи и небольшие реки. К концу второй декады мая начинаются ледоход и половодье на больших реках (Лене, Алдане, Олекме). В конце мая отдельные солнечные дни бывают уже довольно теплыми (с температурой днем плюс 15—18° С).

С начала июня на большей части территории (с абс. выс. до 1000 *м*) устанавливается лето, продолжающееся около двух с половиной месяцев — до середины августа. На гольцах же, имеющих высоты 1100—1300 *м*, снег сходит только в конце мая — начале июня, а отдельные его скопления на склонах — снежники остаются нередко до августа, иногда до следующего года. Несмотря на высокую температуру днем (до +23° С), в июне (а иногда даже и в начале июля) на некоторых участках ночью бывают заморозки. Особенно подвержены им болотистые днища долин и котловин, где ночью скапливается холодный воздух, стекающий с водоразделов. Самый теплый месяц — июль. Отдельные дни в июле бывают жаркими с температурой воздуха до +27° С и более. Август, особенно его вторая половина, значительно прохладнее. Ему свойственно наибольшее число дождливых дней. На реках в это время бывают большие паводки. Август на территории Южной Якутии отличается также обилием дней с туманами: так, в г. Томмоте их бывает (в среднем) 16, в Олекминске — 7, в Алдане — 4.

Осень продолжается несколько более месяца — до начала октября. В это время, как правило, стоит ясная сухая погода (в сентябре осадков примерно в три раза меньше, чем в августе). Суточные амплитуды колебания температуры в сентябре нередко достигают 25° С (днем +20, а ночью — 5° С). С середины сентября начинает выпадать снег. В начале октября наступает зима с устойчивым снежным покровом.

Одним из следствий сурового климата Южной Якутии является сравнительно широкое, но далеко не повсеместное развитие здесь многолетней мерзлоты. Мощность мерзлых грунтов чаще всего равна 20—50 *м*, а на отдельных участках она достигает 90—120 *м*; температура колеблется обычно от —0,4 до —5° С. На плоских водоразделах мерзлота встречается в виде отдельных пятен, приуроченных чаще всего к наиболее пониженным, увлажненным участкам. Мерзлотой охвачены и грунты горных массивов высотой более 1000—1200 *м* над уровнем моря.

Что касается сезонной мерзлоты, то она развивается повсеместно. На плоских водоразделах, сложенных сравнительно сухими грунтами, зимнее промерзание доходит до глубины 4—5 *м*. На более увлажненных участках супесчано-суглинистые грунты промерзают (а летом, соответственно, оттаивают) до глубины 1,5—2 *м*, пески до 2,5—3 *м*, а торфянистые грунты (особенно на болотах с моховым покровом) всего на 0,3—0,5 *м*, так как ниже располагается уровень многолетней мерзлоты.

ПОЧВЫ

Климатические условия Южной Якутии, особенно в районах с абсолютными высотами более 1000 *м*, малоблагоприятны для процессов почвообразования. Поэтому на большей части территории Южной Якутии почвы характеризуются малой мощностью, хрящеватостью, а нередко и слабой дифференцированностью профиля.

По исследованиям И. В. Герасимова (1963) в пределах Алданского нагорья и Станового хребта и В. Г. Зольникова (1958) на Лено-Алданском плато выделяется несколько типов почв. Горно-тундровые почвы приурочены к гольцевой зоне горных поднятий и плоскогорий района с отметками более 1200 *м*. Они развиваются на глинисто-песчаных продуктах выветривания коренных пород. Верхний маломощный их горизонт (до 5 *см*) представляет собой слабо оторфованную подстилку, переходящую в оподзоленный мелкозем, ниже которого до глубины 15—25 *см* залегает элювий. В понижениях рельефа гольцовой зоны встречаются горно-тундровые болотные почвы. Для них характерен горизонт оторфованного перегноя мощностью до 10—20 *см*, а ниже — глееватый глинистый мелкозем. С глубины 25—30 *см* почвы обычно мерзлые. Ниже, на абсолютных высотах 900—1200 *м*, преобладают горные мерзлотно-таежные иллювиально-гумусовые почвы. Они занимают поверхности водоразделов и склоны гор ниже горно-тундровой зоны. Под маломощной оторфованной подстилкой залегают горизонт с признаками оподзоливания и иллювиально-гумусовый горизонт. Мерзлота располагается чаще всего на глубине 50—70 *см*, причем в более легких по механическому составу почвах по сравнению с тяжелыми она располагается глубже. По всему профилю встречаются дресва и глыбы подстилающих пород.

Описанные виды почв характерны главным образом для гор и высоких участков нагорий, а также для северных склонов Станового хребта. На остальной территории этих областей, лежащей в полосе горно-таежной подзоны на отметках 650—900 *м*, наиболее широко распространены горные мерзлотные — таежные оподзоленные почвы. Для профиля этих почв типична значительная оподзоленность горизонта, лежащего сразу же под маломощной (до 2—3 *см*) подстилкой. Механический состав почв показывает, что в них преобладают песок, дресва и камни. Мелкоземистых (суглинистых) фракций мало, особенно в верхних горизонтах. Общая мощность почв редко превышает 1 *м*. В понижениях этой зоны часто встречаются болотно-мерзлотные таежные почвы. Подстилка их обычно отличается значительной мощностью (7—15 *см*) и слабой разложенностью, а нижняя часть профиля — переувлажненностью, глееватостью и низкой температурой, на глубине 80—90 *см* имеющей отрицательное значение.

В тех районах Алданского и Витимо-Олекминского нагорья, которые сложены карбонатными породами кембрия, на абсолютных высотах 700—900 *м* развиты горные мерзлотно-таежные перегнойно-карбонатные почвы. Эти почвы, имеющие обычно мощность около 80—120 *см*, характеризуются оторфованностью гумусового горизонта, оглеенностью и отсутствием свойственной дерново-карбонатным почвам зернисто-ореховатой структуры. По сравнению с другими описанными выше почвами они наиболее плодородны.

В самой северной части Южной Якутии, в пределах Лено-Алданского плато, сложенного кембрийскими карбонатными породами, на абсолютной высоте 400—650 *м* господствуют дерново-лесные и лесные палевые почвы. Названные почвы характеризуются слабой дифференцированностью почвенного профиля на генетические горизонты, коричневато-палевой окраской (исключая верхний дерновый слой), наличием неглубоко лежащего карбонатного горизонта, щелочной или нейтральной реакцией. Общая мощность их колеблется в значительных пределах (чаще от 60 до 150 *см*). Глубина залегания мерзлоты в июле нередко составляет 60—100 *см*.

Рядом с дерново-лесными часто соседствуют мерзлотные перегнойно-карбонатные почвы, приуроченные к красноцветным глинам, являю-

щимся элювием кембрийских пород. Они имеют преимущественно мелкозернистый (глинисто-суглинистый) состав, хорошо выраженный карбонатный горизонт и прослои с зернистой структурой. Эти почвы развиты на наиболее плоских пониженных, но не очень увлажненных участках территории.

На северо-востоке Лено-Алданского плато на некарбонатных глинистых сланцах и песчаниках юрского возраста развиты бедные питательными веществами, так называемые нейтральные или вторичноподзолистые почвы (Зольников, 1957). По своему строению и характеру эти почвы довольно разнообразны. Наряду с чертами, свойственными современным почвенным процессам, в них часто встречаются признаки реликтовой, домерзлотной стадии почвообразования.

Кроме упомянутых выше почв, подчиняющихся широтной и вертикальной зональности, в пределах Южной Якутии на отдельных участках широко развиты интразональные мерзлотно-болотные почвы, приуроченные к понижениям различных элементов рельефа. Мощность торфяно-перегнойного горизонта этих почв чаще всего колеблется от 15 до 30 *см*, нижние слои обычно сильно оглеены, а на глубине 20—50 *см* залегает уровень многолетней мерзлоты.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

По общему типу растительности Южная Якутия входит в подзону средней тайги, в провинцию светлохвойной тайги. Преобладают горные среднетаежные леса: даурская лиственница (76%), обыкновенная сосна (10—14%), кедровый стланик (12%) и др.

Южная часть территории, охватывающая Алданское и Витимо-Олекминское нагорья, занята полосой лиственничных или смешанных горно-таежных лесов с участием темнохвойных пород и высокогорной растительности (Караваев, 1959). На абсолютных высотах от 650 до 900 *м* здесь преобладают среднетаежные леса с господством даурской лиственницы. Лиственничные леса чаще всего представлены редкостойной тайгой с нижним ярусом из березки Миддендорфа, багульника и голубики, реже из кустарниковой ольхи и кедрового стланика. В самом нижнем ярусе чаще всего развит мохово-лишайниковый покров (сфагнум, кукушкин лен, ягель).

На участке с более благоприятными условиями (хорошим освещением, меньшей увлажненностью) лиственницу часто вытесняет сосна. Сосновые боры обычно встречаются на сухих южных склонах увалов, а также на сухих водораздельных пространствах (например в пределах Чульманского плоскогорья). Кроме того, сосняки, как правило, располагаются в виде полос по берегам рек с песчаными или супесчаными почвами. Подлесок в сосновых лесах обычно редкий, не сомкнутый. Кроме отдельных кустов березки Миддендорфа здесь часто встречаются жимолость алтайская, можжевельник сибирский, а в наземном покрове — брусника, толокнянка, зеленые мхи. На долю сосняков в пределах Южной Якутии приходится около 14% покрытой лесом площади (Поздняков, Гортинский, 1962).

Значительно менее распространены ель, береза, кедр. Еловые леса обычно приурочены к дну заболоченных долин, где развиты суглинки. Кроме ели сибирской в правобережной части бассейна Тимптона и в бассейне Учура небольшими изолированными куртинами в труднодоступных горных районах встречается голубоватая аянская ель — реликт неогенового периода.

Из других видов деревьев и кустарников в поясе горной тайги на отдельных участках растут тополь, рябина, крушина, смородина, малина, шиповник.

Склоны возвышенностей на отметках от 900 до 1200 *м* обычно покрыты горной лесотундрой. Редкостойный лиственный лес в поясе лесотундры с увеличением абсолютных высот все более редеет, становится чахлым и, наконец, совсем исчезает. Наиболее типичны здесь кедровый стланик, образующий часто густые, труднопроходимые заросли, а также кустарниковая березка, ольха, голубика, рододендрон. Выше, начиная с отметок 1200 *м*, располагается пояс горной тундры, который на высоте около 1500 *м* сменяется горногольцовой «пустыней».

В северной части Южной Якутии, охватывающей Лено-Алданское плато, простирается полоса приленско-алданских лиственничных, лиственнично-сосновых и сосновых лесов с участием темнохвойных древесных пород. Условия для произрастания лесов здесь более благоприятны, чем на Алданском нагорье: абсолютная высота меньше (500—650 *м*), климат мягче, почвенный покров лучше развит. Около 70% площади здесь занимают лиственничные леса. Они покрывают водоразделы, склоны северной экспозиции, местами вклиниваются полосами и пятнами в сосняки на более пологих южных склонах. Леса отличаются более сомкнутым древостоем, хорошим приростом и сравнительно большой высотой древесного полога (22—25—35 *м*). Изредка встречаются отдельно стоящие деревья-великаны, достигающие высоты 40 *м*. Сосновые боры обычно покрывают склоны южной экспозиции и песчаные террасы речных долин. На междуречьях преобладают сосняки брусничные и брусничнo-разнотравные, в долинах — сосновые боры с толокнянковым и лишайниковым покровом.

Отличительной чертой лесов северо-западной окраины Южной Якутии являются участки темнохвойной тайги из ели, кедра сибирского и сибирской пихты. Ельники, или участки леса со значительной примесью ели, в большинстве случаев развиты там, где обеспечено длительное прочное увлажнение. Кедр сибирский и пихта сибирская тяготеют к повышенным, хорошо дренированным участкам междуречий. Кедр сибирский, встречающийся, как правило, в виде примеси в сосново-лиственничных лесах, особенно характерен на склонах гольцов на абсолютной высоте 700—900 *м*. Очень типичны в этом отношении леса, простирающиеся к юго-западу и северо-востоку от г. Алдана. Северная граница распространения кедра сибирского совпадает с Алдано-Амгинским водоразделом. На левобережье Алдана кедр сибирский чаще всего встречается в сосново-лиственничных лесах во втором ярусе. В пределах Южной Якутии так же широко распространены различные виды кустарниковых березок, сочетающихся обычно с багульником и голубикой. Чаще всего они встречаются по долинам рек. Луга имеют ограниченное распространение и связаны, как правило, с пойменными террасами рек.

ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Южная Якутия, или Алданский горнопромышленный район, наиболее обжитая и промышленно развитая часть Якутской Автономной Советской Социалистической Республики. В административном отношении территория Южной Якутии относится в основном к Алданскому району (251,1 тыс. $км^2$) и лишь незначительные, почти не заселенные краевые части — к Олекминскому (12,2 тыс. $км^2$) и Майскому (3,6 тыс. $км^2$).

По сравнению с западными областями Советского Союза Южная Якутия экономически еще слабо развита, но располагает огромными потенциальными возможностями для промышленного развития благодаря наличию значительных запасов минерального сырья (слюды, угля, железа, соли и других полезных ископаемых).

Еще с глубокой древности территория Южной Якутии была заселена малочисленными эвенкийскими племенами, которые вели кочевой образ жизни и занимались лишь оленеводством и охотой. Пришлое население до Великой Октябрьской социалистической революции было редкостью, в основном это были торговцы пушниной и старатели. Лишь после 1923 г., когда были найдены месторождения золота, началось заселение и некоторое промышленное освоение будущего Алданского горнопромышленного района. В настоящее время население Южной Якутии рассредоточено в 100 населенных пунктах городского и сельского типов. Бóльшая часть населения проживает в городах и рабочих поселках, расположенных в основном вдоль трассы Амуро-Якутской магистрали, как правило являющихся административными, горнопромышленными центрами или транспортными базами. Меньшая часть населения проживает в небольших поселках сельского типа. По национальному признаку основную часть городского населения составляют русские, а сельского — якуты и эвенки. Рост численности населения и рабочих поселков, а также образование городов связано с развитием горнорудной промышленности Южной Якутии и созданием транспортной сети Якутской республики в целом.

Основное развитие получила слюдяная горнодобывающая промышленность, базирующаяся на месторождениях Алданской флогопитоносной провинции.

Кроме золотой и флогопитовой отраслей горнодобывающей промышленности в Южной Якутии эксплуатируются месторождения энергетического угля и строительных материалов. Другие промышленные отрасли народного хозяйства — строительная, энергетическая, лесозаготовительно-обрабатывающая и транспортная — носят подсобный характер и удовлетворяют нужды горнорудных предприятий и геологоразведочных экспедиций.

Жизнедеятельность промышленных предприятий, административных и культурно-бытовых учреждений, совхозов и колхозов обеспечивается автомобильными, авиационными, гужевыми и оленье-вьючными перевозками. Стержневой транспортной магистралью, вдоль которой расположены почти все населенные пункты Южной Якутии, является Амуро-Якутская автомагистраль. Между основными населенными пунктами района налажено автобусное сообщение. Весьма важное значение в перевозке грузов и людей имеет авиация. Сеть воздушных сообщений связывает население с районными центрами, а также с городами Якутском, Хабаровском, Читой и Иркутском. Наряду с транспортными перевозками грузов и пассажиров авиация несет лесную пожарную охрану и выполняет специальные санитарные рейсы. В летний период имеют большое значение перевозки грузов, леса и людей водными путями по рекам Лене, Олекме, Алдану и Учуру.

Сельскохозяйственное производство Южной Якутии развито еще слабо. В совхозах оно имеет овощно-молочное, а в колхозах — овощно-животноводческое и животноводческое направления. Основное внимание уделяется оленеводству. В некоторых совхозах имеются звероферм, где выращиваются серебристые лисицы. Колхозы заняты также пушным промыслом.

В Южной Якутии расположены Южно-Якутский бассейн высокосортных коксующихся каменных углей, месторождения железных руд,

флогопита, золота, каменной соли, флюсовых известняков, огнеупорного сырья (форстеритов, кварцитов, доломитов, глин) и других полезных ископаемых. Южно-Якутская железорудная провинция и угленосный бассейн занимают огромную территорию, включающую несколько групп месторождений, и являются базой для создания крупного металлургического и коксохимического предприятия. Велики также лесные и гидроэнергетические ресурсы данной территории.

Глава III

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Южная Якутия охватывает ряд разнородных геотектонических элементов.

Вся южная часть региона лежит в области Алданского щита, представляющего собой обнаженный фундамент Сибирской платформы, с выступающими здесь на дневную поверхность древними (архейскими) кристаллическими образованиями, лишь частично в зонах прогибов и депрессий перекрытыми более молодыми осадочными породами. На крайнем юге, в Становой складчатой области, залегают кристаллические породы позднеархейского возраста, образующие древнее складчатое обрамление Алданского щита. Они сходны по составу и характеру метаморфизма с одновозрастными образованиями западных районов щита, но занимают иное геотектоническое положение. Сочленение их происходит по протяженному краевому шву, выраженному полосой диафторированных пород.

На севере фундамент, постепенно погружаясь в сторону внутренних частей Сибирской платформы, перекрывается верхнепротерозойскими, палеозойскими и отчасти мезозойскими осадочными толщами платформенного чехла. На северо-востоке Алданский щит обрамляется складчато-глыбовыми сооружениями Южного Верхоянья (Сетте-Дабан), сложенными дислоцированными породами протерозоя, палеозоя и мезозоя. В периферических частях Алданского щита располагаются крупные прогибы — Удоканский, Юдомо-Майский и Березовский. Удоканский прогиб заполнен нижнепротерозойскими карбонатно-терригенными отложениями, дислоцированными и метаморфизованными, но в менее глубинной фации метаморфизма (зеленосланцевой), чем кристаллические породы фундамента.

В северо-западной части, уже в пределах платформы, располагается Березовский прогиб, заполненный верхнепротерозойскими и нижнепалеозойскими отложениями. Нижнепалеозойские толщи имеют тот же состав, что и в смежных частях платформы, но мощность их более значительна. В восточной части региона, также в пределах платформы, размещаются Юдомо-Майский и Учуро-Майский прогибы, заполненные мощной толщей верхнепротерозойских терригенно-карбонатных и нижнепалеозойских карбонатных образований. На юге, в предгорьях хребта Станового, располагается система впадин, заполненных дислоцированными юрско-меловыми угленосными отложениями, образующими Южно-Якутский каменноугольный бассейн. Во внутренних частях щита располагаются относительно небольшие по площади Верхне-Амгинская, Центрально-Алданская и другие депрессии, выполненные кембрийскими карбонатными и юрскими песчано-сланцевыми отложениями.

На всей территории Южной Якутии по системе глубинных разломов размещены мезозойские (раннемеловые) щелочноземельные и щелочные породы, образующие ряд мелких гипабиссальных тел различной формы в пределах Алданского щита и крупные массивы в Становой складчатой области. И, наконец, рыхлые кайнозойские образования различных типов сплошным маломощным чехлом перекрывают всю территорию региона.

Отмеченные особенности геологического строения Южной Якутии позволяют рассматривать ее как одну из составных частей Сибирской платформы, общая характеристика геологического строения которой помещается ниже.

Почти всю южную часть Якутской республики — от южной границы до 60° параллели на севере и от бассейна р. Олекмы на западе до бассейна р. Маи на востоке — занимает Алданский щит, относящийся к ряду древнейших геологических сооружений Сибири. Его слагают сложнодислоцированные архейские первичноосадочные и магматические образования.

В центральной части Алданского щита на дневную поверхность выступают архейские кристаллические породы, наиболее древние из которых сосредоточены в области Иенгрского литоплинта, представляющего собой древнее ядро обрастания, со структурами нуклеарного типа. Породы, слагающие литоплинт, представлены кварцитами, различными биотит-, амфибол-, гранат- и пироксенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами и карбонатными породами (иенгрская серия), измененными в гранулитовой фации метаморфизма, повсеместно гранитизированными и мигматизированными. К образованиям Иенгрского литоплинта с востока присоединяются, наращивая разрез архейского комплекса, мощные толщи преимущественно пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев тимптонской серии и вышележащие гранатсодержащие гнейсы джелтулинской серии, венчающей разрез алданского комплекса архея. Положение пород этих двух серий относительно более древних образований иенгрской серии отчетливо несогласное, выраженное причленением линейных структур тимптонской и джелтулинской серий к нуклеарным структурам Иенгрского литоплинта, сыгравшего в момент их формирования роль жесткого упора. Граница сопряжения указанных структур сопровождается протяженным глубинным разломом (Тыркандинским), заложенным по восточному контуру Иенгрского литоплинта, немного перекрытого породами указанных серий. Под покровом последних иенгрские породы, однако, далеко не распространяются, и они, по-видимому, подстилаются непосредственно базальтовым субстратом.

В западной части Алданского щита раннеархейские образования (алданский комплекс) перекрыты позднеархейскими кристаллическими породами, представленными различными гнейсами и кристаллическими сланцами курультинской, олекминской и борсалинской серий. Они образуют систему линейных складок меридионального направления. У юго-западного окончания архейского выступа (примерно у Усть-Нюкжи) эти породы сливаются со сходными образованиями Становой складчатой зоны, образуя здесь крупную виргацию, основной ствол которой направляется в сторону Байкала. Хотя эта виргация и сложена однотипными кристаллическими породами, однако геотектоническое положение их различно. Ветвь виргации, которая направляется к северу в бассейн р. Олекмы и залегает на раннеархейском фундаменте, входит в состав Алданского щита. Вторая ветвь, образующая Становую складчатую систему, не имеет раннеархейского основания и играет роль древнего складчатого обрамления Алданского щита. Не случайно поэтому она отделена от Алданского щита краевым швом (долгоживущей системой глубинных разломов).

Кристаллическое основание Алданского щита перекрыто спокойно залегающими толщами протерозойского, кембрийского и юрско-мелового возраста. Все эти отложения образуют платформенный чехол, значительно размытый на Алданском щите, но севернее в связи с погру-

жением кристаллического фундамента сливающийся в одно сплошное поле.

На юге Алданского щита в пределы Южной Якутии частично заходят нижнепротерозойские образования Кодаро-Удоканского эоплатформенного прогиба, фундаментом которого являются позднеархейские породы курультинской и олекминской серий. Нижнепротерозойские образования представлены карбонатными и терригенными морскими отложениями. Лишь наиболее древние из них, сформированные в узких троговых прогибах, содержат в своем составе эффузивные породы. Они дислоцированы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма.

Верхнепротерозойские (синийские) отложения известны в западной и восточной частях региона. Представлены они морскими карбонатными и терригенными породами. В бассейне р. Учура заполняют широкий Учуро-Майский платформенный прогиб, а в бассейнах Юдомы и Маи глубокий прогиб типа авлакогена (Юдомо-Майский прогиб), в котором мощность пород резко возрастает. На западе, за пределами Якутии, располагается аналогичный Патомский прогиб.

Кембрийские отложения, покрывающие сплошным чехлом всю северную часть территории, слагают верхний этаж платформы. В период формирования этих толщ в пределах данной территории возникал ряд больших и малых прогибов, в которых осадконакопление шло значительно интенсивнее, чем на прилегающих площадях. Наиболее крупный из них — Березовский продолжал формироваться в ордовике и силуре. Другой такой же крупный Юдомо-Майский прогиб вновь начал активно проявляться в среднем кембрии, позже он слился с Верхоянским прогибом, формирование которого продолжалось в палеозое и начале мезозоя и закончилось образованием Верхоянской складчатой системы.

Палеозойский платформенный чехол в северной части Южной Якутии наращивается юрскими континентальными отложениями, которые в прошлом, возможно, распространялись на территорию всей Южной Якутии. Сейчас они сохранились на севере, в Приалданье, в виде маломощного спокойно залегающего покрова из песчаников, аргиллитов и конгломератов, продолжающихся далее на север в сторону Вилюйского юрского поля, и на юг, где они выполняют протяженный предгорный прогиб у северных подножий хребта Станового, впоследствии деформированный и разбитый на ряд изолированных впадин. Эти деформации, по-видимому, были связаны с движениями в смежной Монголо-Охотской складчатой зоне, оживившими разрывы в зоне краевого шва между Алданским щитом и Становой складчатой областью и вызвавшими надвигание блоков древних кристаллических пород на южный край прогиба. О связи впадин, в прошлом составлявших единый предгорный прогиб, свидетельствует сходство разрезов юрско-меловых отложений, выполняющих эти впадины.

По-видимому, с мезозойскими движениями в Монголо-Охотской подвижной зоне связана интрузия гранодиоритовой магмы в области хребта Станового. Последний в момент этих движений играл роль жесткой рамы и подвергался разрывным нарушениям, имевшим очень пологое залегание вплоть до горизонтального, сопровождавшимся движением масс с юга из Монголо-Охотской подвижной зоны на север в пределы южной окраины Алданского щита. По возникшим пологим разрывам интрудировала магма, образовавшая ряд плоских протяженных тел неглубокого залегания. Такая форма их и совпадение верхней поверхности интрузивных тел с плоскостью эрозионного среза обусловили чрезвычайно обширные выходы мезозойских гранитных пород на площади, а приповерхностные условия кристаллизации магмы придали

им отчетливо выраженный гипабиссальный облик. Быть может, с этими приповерхностными условиями кристаллизации магматического расплава связана слабая дифференцированность интрузий, в массе своей представленных гранодиоритами.

На Алданском щите примерно в это же время также образовались глубокие протяженные разрывы близширотного направления. Гранодиоритовые интрузии Джугджура по возникшим разрывам распространились далеко на северо-запад, подвергаясь при перемещении во внутренние районы Алданского щита фракциональной дифференциации. Осуществление последней привело к постепенному изменению состава исходной гранодиоритовой магмы в направлении с востока на запад от гранодиоритов в восточных частях разрывов через сиенит-монцонитовые породы в некотором удалении от них до сиенитов во внутренних районах Алданского щита. Необходимо отметить, что роль собственных щелочных пород среди всех других разновидностей мезозойского магматического комплекса весьма ограниченна и в преобладающем количестве в нем распространены обычные щелочноземельные породы, подчеркивающие их генетическое родство с исходной гранодиоритовой магмой.

Связь алданских мезозойских магматических пород с близкими им по возрасту магматическими породами хребта Станового, по-видимому, не существовала, ибо никаких переходов от последних до мезозойских интрузивных пород Алданского щита не отмечается. Отсутствие такой связи, быть может, объясняется тектоническими причинами и соответствующим расположением глубинных разломов на Алданском щите, не благоприятных для проникновения магматического вещества со стороны пологих становых разломов.

Возраст рассматриваемых магматических пород Алданского щита определяется прорыванием ими юрских континентальных толщ и нахождением их гальки в базальных конгломератах меловых отложений, заполняющих упоминавшийся выше предгорный прогиб. В то же время в составе верхнеюрских песчаников присутствуют обломки порфировых пород. Все это позволяет оценивать возраст магматических пород лишь как верхнеюрский — нижнемеловой.

Более поздние образования Южной Якутии представлены осадочными и эффузивными породами неогенового возраста и широко распространенными четвертичными отложениями различных генетических групп.

Неогеновые образования распространены весьма ограниченно только в пределах Алданского щита. Они представлены каолиновыми и бурыми глинами, заполняющими карстовые полости в кембрийских карбонатных породах. Безусловная связь образования этих глин с теплыми климатическими условиями, когда могло осуществляться каолиновое выветривание, исключает их четвертичный возраст. В то же время среди этих глин находятся обломки юрских аркозовых песчаников с резко каолинизированными полевыми шпатами, указывающими на их послеюрский возраст. Исходя из этих данных, возраст глин и самого карста условно определяется как неогеновый. К этому же возрасту в восточных районах Алданского щита (бассейн р. Гонама и др.) относятся базальты, образующие ряд мелких даек и один некк. Хотя возраст этих пород установлен не точно, однако свежий облик базальтов, отсутствие явлений девитрификации, а также доказанный неогеновый вулканизм в смежных районах позволяют рассматривать их в качестве неогеновых образований.

Как отмечалось выше, поверхность Южной Якутии закрыта рыхлым четвертичным покровом, образованным из отложений различного

генезиса. Среди них выделяются элювиальные, делювиальные и аллювиальные образования. В горных участках Южной Якутии присутствуют также ледниковые и сопровождающие их флювиогляциальные отложения. Местами к ним присоединяются торфяно-болотные отложения, распространенные как в речных долинах, так и вне их. Из всех перечисленных групп рыхлого покрова заслуживают внимания ледниковые отложения последнего горно-долинного оледенения, известные в хребтах Суннагин и Становом, в окрестностях оз. Бол. Токо. Указания на присутствие ледниковых отложений в других горных хребтах и массивах требуют подтверждения и не являются доказанными. В хребтах, где они распознаются уверенно, выделяются донные и боковые морены, а также конечные морены, местами подпруживающие реки. Такие конечные морены особенно рельефно выражены в северной части оз. Бол. Токо, где они образуют его берег. В перигляциальных областях местами распространены флювиогляциальные отложения в виде зандровых полей небольшой площади.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

АРХЕЙ

Архейские образования Южной Якутии выступают в виде крупного массива в пределах Алданского щита и Становой складчатой области. Они представлены глубокометаморфизованными кристаллическими породами. Доказательством в пользу архейского возраста являются высокая степень их регионального метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фации), несогласное залегание на них нижнепротерозойских отложений и, наконец, абсолютный возраст пород. Породы Становой зоны, образующие древнее складчатое обрамление Алданского щита, имеют абсолютный возраст 2500—3100 млн. лет. Значения цифр абсолютного возраста, полученные для центральной, наиболее древней по геологическим данным, части Алданского щита, как правило, более низкие (1800—2200 млн. лет). Вероятно, это объясняется неоднократным проявлением метаморфизма и метасоматоза, связанным с развитием прилегающих областей.

В составе архейских метаморфических пород Алданского щита выделяются шесть крупных серий — иенгрская, тимптонская (чарнокитовая), джелтулинская, курультинская, олекминская и борсалинская. Работами большого коллектива геологов эти серии расчленены на свиты и более дробные стратиграфические подразделения, оформленные в 1956 г. и позднее в 1961 г. в виде унифицированных схем, получивших общее признание. В разработке стратиграфических схем архейских образований Южной Якутии принимали участие В. В. Архангельская, И. Д. Ворона, Ю. К. Дзевановский, Ю. Б. Казмин, А. Г. Кац, А. И. Кукс, В. П. Кузнецов, Г. Ю. Лагздина, Е. М. Лазько, В. А. Лукошина, Е. П. Максимов, С. П. Мехоношин, Л. М. Минкин, Е. П. Миронюк, В. А. Мокроусов, Л. М. Реутов, О. М. Сартаков, Б. А. Сикач, С. П. Смеловский, Н. С. Телега, А. Н. Угрюмов, З. Г. Ушакова, И. М. Фрумкин, Н. С. Шпак, А. Р. Энтин и др.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Архейские образования собственно Алданского щита, или алданский комплекс, представлены тремя сериями: иенгрской, тимптонской и джелтулинской.

ИЕНГРСКАЯ СЕРИЯ

Сложнодислоцированные и регионально метаморфизованные образования иенгрской серии выступают на дневную поверхность в центральной части Алданского щита в бассейнах Алдана и Тимптона. На западе иенгрская серия по зоне глубинного Амгинского разлома сочленяется с олекминской серией. Значительная часть контакта между сериями скрыта под платформенными отложениями нижнего кембрия. На востоке породы иенгрской серии несогласно перекрываются порода-

ми тимптонской. На севере метаморфические породы иенгрской серии полого погружаются под спокойно залегающие платформенные отложения верхнего протерозоя и кембрия и лишь в бассейне верхнего течения р. Амги (вблизи ручья Горелого) в горстовой структуре, на весьма ограниченной площади, они выступают вновь. На юге и юго-западе в бассейнах Хатыми, Чульмана, Унгры, Амедичи и Алдана они перекрыты континентальными отложениями юры и нижнего мела Чульманской впадины, к югу от которой обнажены уже образования курультинской серии. В районе устья р. Иенгра и восточнее на водоразделе рек Тимптона — Гонама иенгрская серия отделена от курультинской относительно узкой (1—3 *м*) зоной Окурданского разлома.

Наиболее нижнее положение иенгрской серии среди метаморфических образований Алданского щита признается в настоящее время большинством исследователей. Ее более древний возраст по сравнению с тимптонской серией устанавливается по непосредственному налеганию пород последней на породы иенгрской серии.

В вопросе о характере сочленения этих серий взгляды геологов расходятся. В большей степени распространено мнение о несогласном сочленении серий, поддерживаемое Ю. К. Дзевановским, И. Д. Вороной, Л. М. Минкиным, И. Ф. Фрумкиным и многими другими. В качестве доказательств в пользу существования несогласия приводятся такие доводы, как несовпадение структурного плана, различие в характере складчатых структур и разная степень гранитизации пород, интенсивнее проявленная в иенгрской серии.

Более древний возраст иенгрской серии по отношению к становой и олекминской сериям устанавливается на основании более низкой степени метаморфизма последних, срезания субширотными структурами станового комплекса северо-западных и субмеридиональных структур иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий.

Значительно менее определенным является взаимоотношение иенгрской серии с курультинской, выступающей в южной части Алданского щита и называемой некоторыми геологами верхнетимптонским комплексом (В. Г. Ветлужских, Н. А. Соколов) или курультино-гонамским комплексом (В. А. Кудрявцев). В. А. Кудрявцев (1966) и А. А. Маракушев (1965) считают эти образования древнее, чем иенгрская серия. Выяснение истинного положения курультинской серии — дело будущих детальных исследований, в настоящее же время шире распространено мнение, что данная серия занимает более высокое положение по отношению к иенгрской, тимптонской и джелтулинской сериям.

Иенгрская серия большинством геологов расчленяется в настоящее время на четыре свиты: горбыляхскую, верхнеалданскую, федоровскую и иджакскую (Дзевановский, 1960, 1961, 1964). Выделенные свиты различаются количественными соотношениями, характером напластования, текстурными и структурными особенностями слагающих их пород (рис. 5). Ниже приводится описание разреза иенгрской серии в порядке возрастной последовательности (снизу вверх).

Горбыляхская свита является самой нижней в составе иенгрской серии. С нее и начинается видимый разрез алданского архея.

Впервые под этим названием свита выделена А. Г. Кацем. Ранее толща, занимающая самое нижнее стратиграфическое положение в разрезе архея, именовалась нижней, верхнетимптонской, чекчойской свитами. В результате последующих исследований было установлено, что в ряде случаев к низам архея относились толщи, занимающие иное стратиграфическое положение.

Горбыляхская свита слагает ядра антиклинальных структур в верхнем течении Горбыляха и Тимптона. Интенсивное проявление процес-

сов гранитизации и мигматизации не позволяет составить детальный разрез свиты. В составе ее принимают участие амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты с редкими линзами и прослоями диопсид-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев. Пироксенсодержащие разности кристаллических сланцев тяготеют к верхним частям разреза свиты. К этой же части разреза приурочены линзы и прослои кварцитов.

Видимая мощность свиты 2000 *м*.

Наиболее широко породы *верхнеалданской свиты* развиты в Алдано-Нимгерском районе, охватывающем бассейн верхнего течения р. Алдана и его крупных притоков — Амедичи, Чуги, Чомполо, Мал. и Бол. Нимгеров, Нимгеркана. Другой район развития пород свиты, называемый ниже Мёлемкёнским, расположен на юге — в бассейне Мал. и Бол. Мёлемкёнов и прилежащей части долины р. Тимптона. Необходимо отметить, что для каждого из них характерны некоторые специфические черты разреза, метаморфизма и гранитизации пород, в связи с чем для удобства изложения характеристика свиты приводится отдельно по каждому из выделенных районов.

В Алдано-Нимгерском районе нижние части разреза верхнеалданской свиты наблюдаются в бассейне р. Амедичи и в прилежащей к ней части долины р. Алдана, где ими образован ряд крупных антиклинальных структур, разделенных синклиналями. Центральные, ядерные части антиклиналей сложены кварцитами, в подчиненном количестве высокоглиноземистыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами, в то время как в синклиналях располагаются толщи гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов.

В бассейнах Мал. и Бол. Нимгеров, Нимгеркана, Чомполо верхнеалданская свита слагает ядра и крылья антиклинальных структур, в то время как синклинальные структуры образованы в основном породами федоровской свиты. Нижняя граница верхнеалданской свиты не установлена.

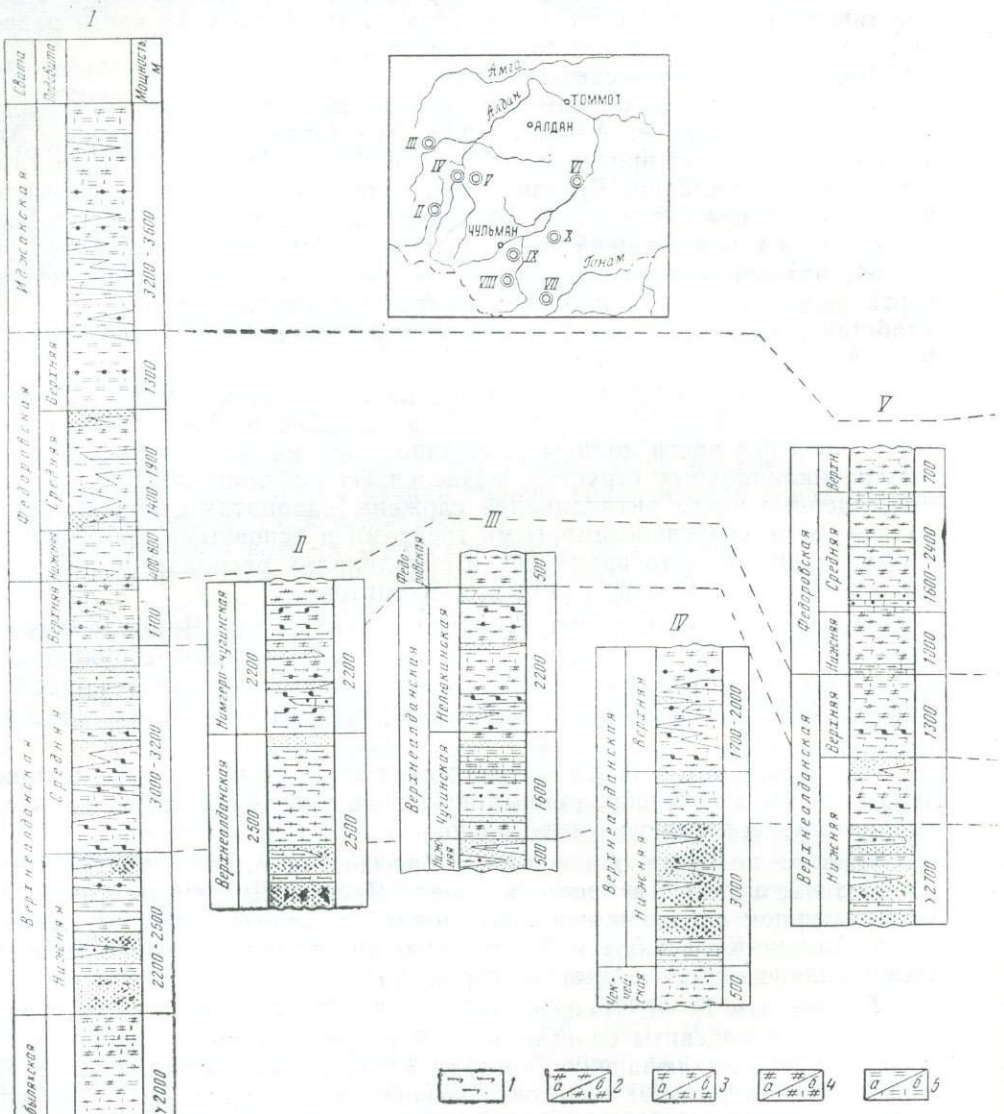
Верхнеалданская свита подразделяется на три подсвиты: нижнюю — преимущественно кварцитовую, среднюю — гнейсово-сланцево-кварцитовую и верхнюю — гнейсовую.

Нижняя подсвита обнажается в бассейне р. Алдана, вблизи устья р. Амедичи, а также в бассейнах рек Ярогу, Дьалтунды и Амги. В структурном отношении породы нижней подсвиты слагают Аянахскую, Алдано-Килерскую и Ярогинскую антиклинали, входящие в систему Алданской антиклинорной структуры.

По данным Е. М. Лазько (1956) и Л. М. Минкина (1963), кварциты нижней подсвиты слагают обособленную толщу мощностью от 1500 до 2000 *м*, включающую прослои и линзы биотитовых, силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов, амфибол-плагиоклазовых, диопсид-, реже двупироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов, а также диопсидовых пород. Для этой части разреза свиты характерны кварцито-гнейсы, отличающиеся от кварцитов повышенным содержанием полевых шпатов (до 50%), биотита и других цветных минералов. В бассейне р. Кеннэнэя в нижней половине описываемой толщи присутствует не менее двух горизонтов мощностью 200—300 *м*, в которых существенно возрастает роль гнейсов и кварцито-гнейсов за счет уменьшения количества кварцитов. Пачки кварцито-гнейсов и гнейсов мощностью до 400 *м* присутствуют в составе свиты и в других районах, в частности в нижнем течении р. Амедичи, в бассейне р. Дьалтунды, где они обнажаются на крыльях Ярогинской антиклинали (Лазько, 1956). В бассейне р. Ярогу в составе подсвиты от-

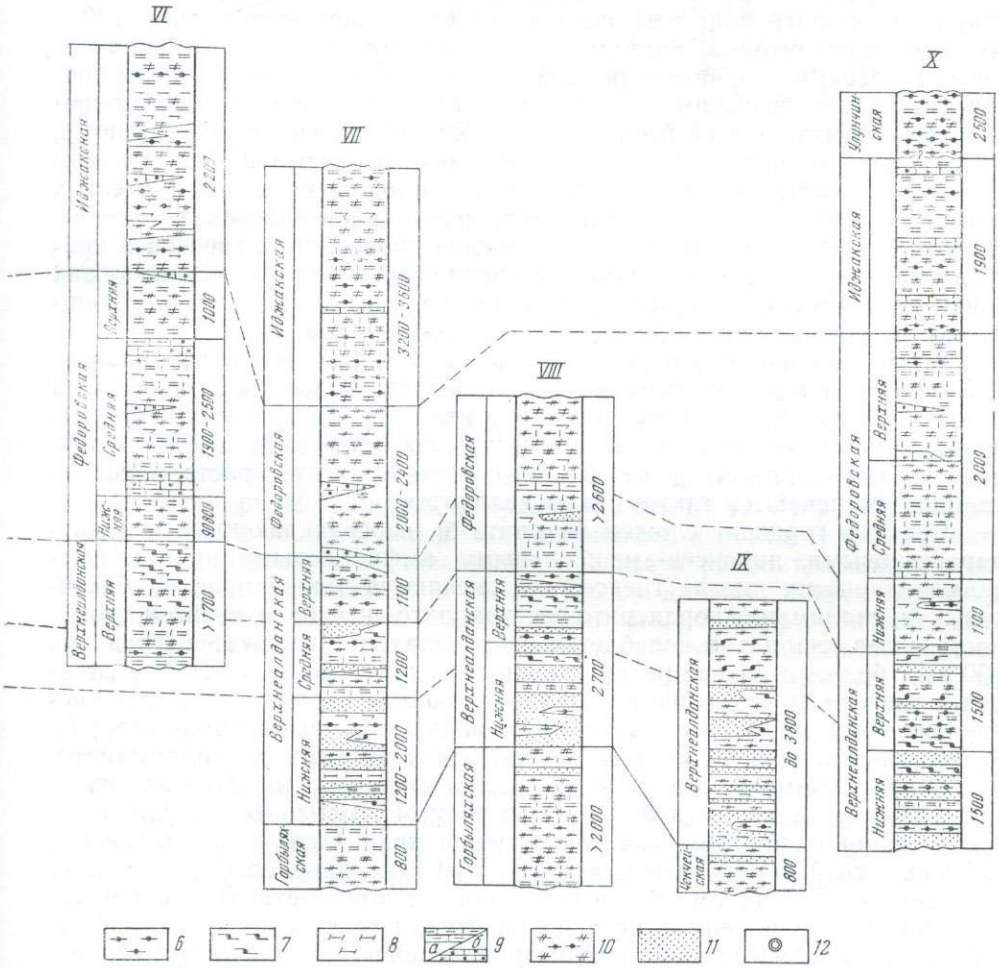
мечается пачка темноокрашенных турмалиновых кварцитов мощностью около 40 *м*.

Верхняя часть описываемой подсвиты состоит из биотитовых, биотит-кордиеритовых, силлиманит-кордиеритовых, а также биотит-грана-


I
II
III
IV
V
Система
Свита
Подсвита
Мощность м
Нижняя
Средняя
Верхняя
Верхнеалданская
Федоровская
Мажакская
Нижняя
Средняя
Верхняя
Нижне-чуганская
Верхнеалданская
Чуганская
Нелькинская
Верхнеалданская
Нижняя
Средняя
Верхняя
Федоровская
Нижняя
Средняя
Верхняя
Архейская
Нижне-чуганская
Нижняя
Средняя
Верхняя
Нижняя
Средняя
Верхняя
Нижняя
Средняя
Верхняя

Общая мощность нижней подсвиты не менее 2200—2500 *м* и выдерживается в этих пределах на всей площади. Фациальные изменения состава подсвиты по простиранию выражаются главным образом в изменении роли гнейсов и кварцито-гнейсов, а также в изменении степени насыщенности разреза основными кристаллическими сланцами.

Средняя подсвита сложена разнообразными гнейсами, а также основными кристаллическими сланцами и кварцитами. Изменение количественных соотношений этих пород в разрезе позволяет подразделить ее на три горизонта. Породы средней подсвиты обнажаются в бассей-



литы; *11* — кварциты; *12* — местоположение разрезов на карте и их номера: I — сводный стратиграфический разрез иенгрской серии, II — среднее течение р. Амедичи (И. Д. Ворона, 1957 г.), III — среднее течение р. Чуги (Е. П. Миронюк, 1962 г.), IV — бассейн р. Алдана, в районе устья Амедичи (Л. М. Минкин, 1959 г.), V — междуречье Мал. Нимгера и Унгры (И. Д. Ворона, 1958 г.), VI — среднее течение р. Тимптона (Е. М. Заблоцкий, А. Р. Энтин, 1966 г.), VII — Тимптон-Гонамское междуречье (Л. М. Реутов, 1968 г.), VIII — бассейн Тимптона, между устьями Иенгры и Бол. Мёлемкёна (А. Г. Кац, 1963 г.), IX — район Нехотских гольцов (Е. А. Кулиш, 1964 г.), X — бассейн рек Оюмрака, Анамжака и Мал. Мёлемкёна (В. А. Луконина, 1968 г.)

не р. Амедичи, где ими сложена Амедичинская синклиналь. В бассейне р. Алдана ниже устья р. Амедичи они наблюдаются в крыльях Аянахской и Алдано-Килерской антиклиналей и слагают Улунахскую, Алдано-Колынскую, Умулюнскую антиклинали, располагающиеся в бассей-

нах одноименных рек. Породы подсвиты и прежде всего гнейсы и кристаллические сланцы нижнего горизонта почти повсеместно подвержены весьма интенсивной гранитизации. На значительных участках метаморфические породы сохраняются лишь в виде незначительных по размерам реликтов среди гранито-гнейсов, что в значительной мере усложняет изучение разреза подсвиты.

Разрез нижнего горизонта наиболее полно представлен в бассейне р. Амедичи на крыльях Амедичинской синклинали, где местами сохранились значительные участки негранитизированных пород.

По данным И. Д. Вороны, В. П. Зайцева и Л. П. Цветкова, на кварцитах нижней подсвиты здесь залегает пачка мощностью 700—800 *м* силлиманитовых, силлиманит-кордиеритовых и гранат-кордиеритовых гнейсов, переслаивающихся с амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами с редкими прослоями биотит-гранатовых, биотитовых гнейсов, а также кварцито-гнейсов и кварцитов. Выше залегает пачка мощностью 500—600 *м*, состоящая преимущественно из амфиболовых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев с прослоями биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В верхней части пачки появляются прослои диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев с линзами диопсидовых пород. В составе обеих пачек присутствуют пластовые тела биотитовых гранито-гнейсов мощностью от первых метров до десятков и сотен метров.

В других районах (нижнее течение Мал. и Бол. Нимгеров, бассейн р. Улуннаха и т. д.) описываемая часть разреза подсвиты представлена в основном гранито-гнейсами (как биотитовыми, так и амфиболовыми, редко диопсидовыми) с заключенными в них реликтами амфиболовых, диопсид-амфиболовых, реже биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев; встречаются также линзы кварцитов.

Средний горизонт сложен кварцитами, переслаивающимися с двупироксеновыми, пироксен-амфиболовыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами, иногда гнейсами. Отмечаются также прослои биотитовых и силлиманит-кордиеритовых кварцито-гнейсов и гнейсов. Мощность слоев кварцитов колеблется в пределах от первых метров до 100 *м* и более, в то время как мощность слоев кристаллических сланцев и гнейсов не превышает обычно 50—60 *м*. Среди кварцитов наиболее широко распространены мономинеральные и полевошпатовые разности, в небольших количествах встречаются биотитовые, силлиманитовые и кордиеритовые, очень редко пироксеновые и амфиболовые кварциты. Фациальные изменения в описываемом горизонте выражаются в изменении количественных соотношений кварцитов, кристаллических сланцев и гнейсов, в изменении мощностей отдельных слоев, пачек слоев и горизонта в целом. Мощные пачки (сотни метров) кварцитов, включающие подчиненные прослои кристаллических сланцев и гнейсов, на протяжении нескольких километров сменяются гранито-гнейсами, гнейсами и кристаллическими сланцами с маломощными прослоями и линзами кварцитов. Подобные переходы отмечаются в бассейне р. Мал. Нимгер вблизи устья р. Саалаха, по правому притоку Бол. Нимгера — ручью Амбардаах, в бассейне ручья Колына и в других местах. В большинстве случаев изменение строения и состава горизонта происходит на участках с резким изменением простирания структур и в значительной степени связано, по-видимому, с дифференциальным перемещением масс в процессе складчатости. Максимальная мощность описываемого горизонта 700—900 *м*.

В бассейне верхнего течения р. Алдана кварциты описываемого горизонта сопоставлялись (Л. М. Минкин, В. К. Солецкая, И. Д. Ворона и др.) с кварцитами нижней подсвиты, слагающими Аянахскую и дру-

гие антиклинальные структуры. На принадлежность их к более высокому стратиграфическому уровню на основании более поздних исследований указывали Г. Б. Митич, К. А. Лазебник, В. А. Мокроусов, Л. М. Реутов и другие геологи. Более высокое стратиграфическое положение «амутканских», «колынских» и других кварцитов, отнесенных к среднему горизонту средней подсвиты, по сравнению с аянахскими кварцитами, подтверждается их разным структурным положением и различием в их составе и строении. Кварциты нижней подсвиты (аянахские) слагают ядра наиболее крупных антиклинальных структур и непосредственно перекрываются высокоглиноземистыми гнейсами, переслаивающимися с основными кристаллическими сланцами, в то время как кварциты среднего горизонта средней подсвиты залегают на гранито-гнейсах и перекрываются характерной толщей основных кристаллических сланцев, кварцитов и карбонатных пород верхнего горизонта средней подсвиты.

Верхний горизонт средней подсвиты состоит из основных кристаллических сланцев, гнейсов, кварцитов, карбонатных и диопсидовых пород, залегающих на кварцитах средней подсвиты и перекрытых биотит-гранатовыми и биотит-пироксеновыми гнейсами верхней подсвиты.

Сходство состава пород верхнего горизонта и федоровской свиты приводило к тому, что в ряде районов (в бассейнах р. Чуги вблизи устья ручья Гунурья, р. Мал. Нимгер в районе устья ручья Саалах, р. Алдана вблизи устья р. Чомполо и в других местах) они ошибочно картировались как породы федоровской свиты, что привело к существенным неувязкам при интерпретации геологического строения района.

На ошибочность выделения федоровской свиты в бассейне р. Чуги, вблизи устья ручья Гунурьи, впервые указал Е. П. Миронюк (1961). Развитые здесь образования Е. П. Миронюком, а позже И. М. Фрумкиным были отнесены к верхнеалданской свите и рассматривались в качестве средней подсвиты этой свиты. По их данным, разрез подсвиты начинается здесь пачкой меланократовых амфибол-пироксеновых, двупироксен-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, в нижней части которой присутствуют прослои биотит-силлиманитовых гнейсов, а в средней — слои кварцитов мощностью до 40—50 *м*. В верхней части пачки наряду с гнейсами и кристаллическими сланцами наблюдаются линзы и прослои амфиболитов. Пироксенсодержащие гнейсы содержат графит. Мощность пачки измеряется несколькими сотнями метров.

Выше лежит пачка мощностью около 300 *м*, состоящая из мраморов, реже кальцифиров, образующих слои мощностью до 25 *м*, переслаивающиеся с кварцитами, амфиболитами и пироксеновыми гнейсами.

Заканчивается подсвита пачкой мощностью до 400 *м*, представленной биотит-пироксеновыми, амфибол-пироксеновыми, биотит-роговообманковыми, редко биотитовыми гнейсами с подчиненными прослоями кварцитов и линзами амфиболитов. Общая мощность описанной части разреза подсвиты оценивается авторами в 1600 *м*.

В районе устья р. Чомполо данная часть разреза подсвиты по составу слагающих ее пород и строению близка к описанной для долины р. Чуги и отличается присутствием здесь более мощных линз и слоев кварцитов. В долине р. Мал. Нимгер, в районе устья р. Салааха, роль мраморов и кальцифиров в разрезе толщи незначительна, но широко развиты диопсидовые породы. На водоразделе Прав. и Лев. Десов с р. Амнунактой, по данным В. В. Шошина (1966), непосредственно выше кварцитов средней подсвиты залегает толща, представленная основными кристаллическими сланцами, биотитовыми и пироксеновыми

гнейсами, гранито-гнейсами, кварцитами с несколькими слоями и линзами кальцифиров, располагающимися как в нижней, так и в средней ее части. Карбонатные и диопсидовые породы в разрезе толщи распространены и в других местах. Однако на многих, часто довольно протяженных участках карбонатных пород не обнаружено, что, с одной стороны, связано, вероятно, с недостаточной изученностью этих районов и плохой их обнаженностью, а с другой стороны — с фациальным выклиниванием карбонатных пород по простиранию. Так, в бассейне рч. Васильевки описанной части разреза подсвиты соответствует выделенная Г. И. Хайми (1966) васильевская толща, сложенная двупироксеновыми и амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами с прослоями мономинеральных кварцитов, силлиманит-гранат-кордиеритовых, менее биотитовых, диопсидовых, биотит-гиперстеновых и амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев. Вверху залегает пачка мощностью до 300 *м* пироксен-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов.

Мощность средней подсвиты 3000—3200 *м*.

С карбонатными и диопсидовыми породами подсвиты связаны Чугинское, Гунурьинское, Салаахское и другие месторождения и проявления слюды-флогопита. Все они характеризуются сравнительно небольшими размерами и низким качеством слюды.

Основные кристаллические сланцы средней подсвиты согласно перекрываются верхней подсвитой, представленной своеобразной толщей биотит-пироксеновых и биотит-гранатовых гнейсов, в отдельных прослоях графитсодержащих, с подчиненными прослоями биотитовых, гранат-кордиеритовых гнейсов, амфиболитов, основных кристаллических сланцев и кварцитов. Породы подсвиты широко распространены в бассейнах Бол. Нимгера и Нимгеркана, в среднем и верхнем течении Мал. Нимгера, в верховьях Неакуи, Тас-Ханку. Е. М. Лазько (1956) рассматривал эту толщу в качестве верхней части нимгеро-чугинской свиты, в состав которой им включались также верхние горизонты нижележащей средней подсвиты и нижние горизонты федоровской свиты. Л. М. Минкин и В. А. Мокроусов (1958), Л. М. Реутов (1968) выделяют эту часть разреза в самостоятельную нимнырскую свиту. В бассейне рек Бол. Нимгер и Нимгеркана основной фон подсвиты создается толщей переслаивающихся биотит-гранатовых, биотит-двупироксеновых и биотит-гранат-кордиеритовых гнейсов. Количественные соотношения между этими породами изменяются по простиранию, в связи с чем изменяется и характер разреза верхней подсвиты. Так, в долине р. Алдана, на участке между устьями рек Нимгеркана и Чомполо, в составе подсвиты выше основных гиперстенсодержащих кристаллических сланцев залегает пачка гранат-биотитовых и кордиерит-гранат-биотитовых гнейсов мощностью 150—170 *м*. Выше по разрезу располагается пачка гиперстен-биотитовых плагиогнейсов с прослоями двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев мощностью 150—170 *м* и, наконец, еще выше залегает третья пачка гранат-биотитовых гнейсов с прослоями гиперсен-биотитовых плагиогнейсов с видимой мощностью 240—300 *м*. Мощность подсвиты по разрезу 540—640 *м*.

В верхнем течении р. Лев. Нимгеркан в составе подсвиты преобладают уже биотит-гиперстеновые плагиогнейсы, а биотит-гранатовые гнейсы слагают здесь лишь отдельные прослои. В то же время для данного района характерно появление в разрезе подсвиты графитсодержащих гнейсов, слагающих прослои и линзы мощностью до десятков метров.

Видимая мощность верхней подсвиты 1100—1200 *м*.

В восточном направлении, в среднем течении р. Курунг-Ханку, количество биотит-гранатовых гнейсов в составе подсвиты уменьшается, в то время как в западном направлении их становится больше и кроме перечисленных разностей появляются кордиеритсодержащие породы.

В бассейне верхнего течения р. Бол. Нимгер и его притока ручья Керак в верхней части разреза подсвиты отмечаются прослои графитовых кварцитов, графитовых сланцев и гнейсов. Прослои графитовых сланцев мощностью до нескольких метров содержат 20—30 и даже 60% графита. Почти повсеместно в составе свиты, особенно в ее верхней части, присутствуют прослои биотитовых гнейсов, количество и мощность которых на разных участках также варьируют. Близкий по составу разрез верхней подсвиты изучен в верховьях р. Амги и в пределах Чугино-Нелюкинского междуречья. Мощность подсвиты 1100—1500 *м*.

Существенно иной состав верхней подсвиты характерен лишь для района, расположенного в верховьях рек Тас-Ханку и Неакуи. По данным Н. И. Веревкина и др. (1966), верхняя подсвита верхнеалданской свиты образована биотитовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми (иногда с силлиманитом) гнейсами, с прослоями биотит-графитовых, биотит-амфиболовых и амфибол-пироксеновых гнейсов. В средней части подсвиты выступает горизонт мощностью не менее 400 м, насыщенный основными кристаллическими сланцами с прослоями диопсидовых пород. Пироксеновые и биотит-пироксеновые гнейсы, характерные для разреза свиты других районов, здесь отсутствуют.

Суммарная мощность верхнеалданской свиты в Алдано-Нимгерском районе составляет не менее 6600 *м*.

В Мёлемкёнском районе верхнеалданская свита выходит на дневную поверхность на значительной площади в бассейнах Тимптона, Мал. и Бол. Мёлемкёнов, Бугорыкты, Горбыляха и др. Здесь так же, как и в Алдано-Нимгерском районе, в составе врехнеалданской свиты выделяются три подсвиты: нижняя, средняя и верхняя.

Нижняя подсвита обнажается в бассейне нижнего течения р. Горбыляха, в среднем течении Мал. и Бол. Мёлемкёнов и в бассейне р. Окурдана. Представлена она переслаиванием кварцитов биотит-кордиеритовых, силлиманит-кордиеритовых, силлиманит-гранат-кордиеритовых, а также биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, амфиболитов. Насыщенность толщи кварцитами, а также роль различных гнейсов и кристаллических сланцев в ее сложении непостоянны. Так, в нижней части толщи слои кварцитов мощностью от 20 до 50 *м* переслаиваются со слоями амфиболовых, амфибол-диопсидовых и двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев, амфибол-биотитовых, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов меньшей мощности. Для ее средней части характерно наличие нескольких (двух-трех) мощных (200—400 *м*) пачек кварцитов, ассоциирующих с силлиманит-кордиеритовыми, силлиманит-гранат-кордиеритовыми, а также биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и кварцито-гнейсами. В верхней части подсвиты возрастает роль высокоглиноземистых гнейсов в основном за счет уменьшения количества и мощности прослоев кварцитов. Характерным является наличие в пачках и слоях кварцитов многочисленных прослоев гнейсов и кристаллических сланцев мощностью не более 0,5 *м*. Мощность нижней подсвиты до 2000 *м*.

Средняя подсвита наиболее широко развита по Тимптону ниже устья р. Номина, в бассейне р. Биши и в нижнем течении р. Бол. Мёлемкён. Сложена она биотит-амфиболовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовыми, биотит-двупироксеновыми гнейсами, кварцитами, среди которых встречаются прослои диопсидовых кристаллических сланцев и гнейсов,

прослои и линзы диопсидовых пород и амфиболитов. Количество и мощность слоев кварцитов, а также и высокоглиноземистых пород постепенно уменьшаются вверх по разрезу, в то время как роль амфибол-пироксен-содержащих гнейсов и кристаллических сланцев в этом направлении возрастает. В пластах и линзах диопсидовых пород, приуроченных к нижней и средней частям горизонта, отмечается флогопитовая минерализация. В самой верхней части подсвиты вновь увеличивается количество слоев кварцитов, высокоглиноземистых и биотитовых гнейсов. Мощность средней подсвиты в Мёлемкёнском районе 1000—1200 *м*.

Следует добавить, что определение истинных мощностей описанных выше подсвит затруднено сложностью складчатых структур.

Для средней подсвиты Мёлемкёнского района, так же как и Алдано-Нимгерского, характерна невыдержанность пластов и пачек кварцитов по простиранию. По мнению Е. А. Кулиша (1964), детально изучавшего кварциты этого района, последние по простиранию могут замещаться высокоглиноземистыми и биотитовыми гнейсами. Им отмечаются три типа фациальных переходов. В первом случае кварцит по простиранию выклинивается или сменяется другой породой, с четкой границей раздела. Второй тип перехода характеризуется постепенным полным замещением расчлененного слоя кварцита на клинья гнейсами и кристаллическими сланцами. Наконец, третий тип фациального перехода осуществляется путем постепенного минерального и структурного приближения кварцита к другой породе с образованием ряда промежуточных разновидностей (например, переход кварцита в биотитовый гнейс через кварцито-гнейс или в силлиманитовый гнейс через силлиманитовый кварцит и т. д.).

Верхняя подсвита обнажается на водоразделе среднего и верхнего течения Мал. Мёлемкёна и Анамжака, в верховьях Кабакты, Мал. и Бол. Мёлемкёнов и Нельгюу. На большей части площади основной фон подсвиты создается гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, менее двупироксеновыми гнейсами с подчиненными прослоями биотит-гранатовых и биотитовых гнейсов. Местами главная роль в сложении подсвиты принадлежит биотитовым гнейсам, в то время как пироксенсодержащие гнейсы отступают на второй план. Повсеместно в составе подсвиты отмечаются прослои основных пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Графитсодержащие разности пород для верхней подсвиты Мёлемкёнского района менее характерны, чем для Алдано-Нимгерского района.

Мощность верхней подсвиты составляет 1200—1300 *м*. Суммарная мощность верхнеалданской свиты в Мёлемкёнском районе равна 4600—5200 *м*.

Сравнение разрезов верхнеалданской свиты Алдано-Нимгерского и Мёлемкёнского районов позволяет сделать следующий вывод. Верхнеалданская свита Алдано-Нимгерского района отличается от Мёлемкёнского большей мощностью разреза, большей насыщенностью ее кварцитами, более четкой дифференцированностью ее состава по вертикали, лучшей выдержанностью пачек и слоев кварцитов, а также и кристаллических сланцев по простиранию. Для Алдано-Нимгерского района характерно также более широкое развитие сильно гранитизированных пород типа гранито-гнейсов, приуроченных к нижней и средней частям ее разреза и замещающих зачастую мощные пачки слоев.

В заключение описания разреза верхнеалданской свиты следует отметить, что толща пород, объединяемая под этим названием, по своему объему и содержанию лишь весьма условно отвечает понятию свиты, так как отчетливо подразделяется на ряд толщ (подсвит), каждая из

которых характеризуется достаточной мощностью и своеобразием состава и может рассматриваться в качестве самостоятельной свиты.

Ниже остановимся на краткой петрографической характеристике основных разновидностей пород.

Кварциты в большинстве случаев представлены средне- и крупнозернистыми, массивными и грубослоистыми породами белой, серой, фиолетовой, розовой, зеленоватой и других окрасок. Структура их гранобластовая, гетеробластовая, реже лепидо- и нематогранобластовая. Кварц составляет от 75 до 99% объема породы. Минералы-примеси весьма разнообразны и представлены полевыми шпатами, биотитом, силлиманитом, реже гранатом, гематитом, магнетитом, роговой обманкой, моноклинным и ромбическим пироксеном, турмалином. Полевые шпаты представлены то решетчатым микроклином, то ортоклазом, то замутненным плагиоклазом со средним составом № 20—40, в некоторых разностях кварцитов его основность повышается до битовнита № 89. Турмалин относится к редко встречаемым минералам-примесям кварцитов и распределен локально. Местами турмалиновые кварциты образуют выдержанные по простиранию пласты. Турмалин в этих породах имеет, вероятно, метаморфогенное происхождение[1]. На юге района, в бассейне р. Окурдана Д. С. Коржинским и др. и Е. А. Кулиш были описаны также виридиновые кварциты. Химический состав виридина, (по Е. А. Кулишу; в %): SiO_2 32,53, TiO_2 0,35, Al_2O_3 45,72, Fe_2O_3 6,60, FeO 0,93, MnO 10,91, CaO 1,61, MgO 0,21, H_2O 1,31. Гранат в кварцитах принадлежит к альмандин-пироповому ряду с железистостью 60—40%; в ассоциации с виридиновыми кварцитами отмечаются гранаты спессартинового состава. Акцессорные минералы — циркон, монацит, апатит, сфен, лейкоксен, рутил и ксенотим.

В нижней и средней частях разреза в ассоциации с кварцитами распространены биотит-силлиманит-кордиеритовые, биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы и плагиогнейсы. Меньшую роль играют силлиманит-биотит-гранатовые, биотит-кордиеритовые и корунд-силлиманит-кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы. По внешнему виду это серые, буро-серые, серо-бурые и розовато-серые, часто пятнистые породы мелко- и среднезернистого сложения, с четко выраженной кристаллизационной сланцеватостью, подчеркиваемой субпараллельной ориентировкой чешуек биотита, игольчатых кристаллов силлиманитов и линзочек кордиерита. Структура их гранобластовая, лепидогранобластовая и гетерогранобластовая; в случае присутствия граната — порфиробластовая, силлиманита — нематобластовая. Главными породообразующими минералами высокоглиноземистых гнейсов являются: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, силлиманит, кордиерит, гранат, редко гиперстен и корунд. В качестве акцессориев здесь встречаются шпинель, магнетит, хёгбомит, рутил, циркон, монацит, апатит. Состав плагиоклаза колеблется от олигоклаза № 27 до андезина № 40. Калиевый полевой шпат, содержание которого в породах резко варьирует, представлен обычно решетчатым микроклином. Силлиманит наблюдается в виде тонкоигольчатых агрегатов и реже в виде хорошо образованных столбчатых кристаллов длиной до 15—20 *мм*. Местами количество силлиманита в породах увеличивается до 25—60% объема. Гранаты, по данным В. И. Кицула (1966), относятся к пироп-альмандиновому ряду и содержат 68—84% альмандиновой и 29—9% пироповой молекул. Железистость гранатов колеблется от 65 до 88%. Кордиерит маложелезистый. Его опти-

[1] По представлениям Ю. К. Дзевановского, турмалин в кварцитах связан с наложенной минерализацией нижнепротерозойского возраста. — *Прим. ред.*

ческие константы (Лазько, 1956) следующие: $n_g = 1{,}546—1{,}543$; $n_p = 1{,}537—1{,}534$; $2V = -82 + 83°$. В большинстве случаев в породе кордиерит интенсивно замещается серицитоподобным агрегатом пенина. Зеленая шпинель наблюдается обычно в сростках с магнетитом в кордиеритсодержащих породах. Вторичными минералами в высокоглиноземистых породах являются мусковит, серицит, хлорит, а также андалузит.

Биотит-гранатовые, биотит-гиперстен-гранатовые и биотит-кордиерит-гранатовые плагиогнейсы в отличие от вышеописанных гнейсов характеризуются значительно меньшим содержанием глинозема, в связи с чем в них отсутствует силлиманит, и более кислым плагиоклазом (олигоклаз-андезин № 30—35).

Мезократовые пироксен-амфиболовые, двупироксен-амфиболовые, амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты и связанные с ними постепенными переходами биотит-амфиболовые гнейсы представляют собой мелко- и среднезернистые темно-серые, зеленовато-серые до черных породы с полосчатой, плоскопараллельной, иногда почти массивной текстурой. Структура их гранобластовая, нематобластовая, пойкилобластовая, мозаичная. В состав их входят следующие главные минералы: плагиоклаз состава андезина № 37—50, редко лабрадора и битовнита № 85[1], буро-зеленая и зеленая роговая обманка с колебанием железистости в широком диапазоне (от 30 до 60%), моноклинный пироксен диопсид-геденбергитового ряда с содержанием геденбергитового компонента от 20% при отсутствии гиперстена и до 50% при его присутствии; гиперстен с железистостью от 28 до 55%. Реже присутствуют биотит, кварц, калиевый полевой шпат. Акцессории представлены апатитом, сфеном, цирконом.

Биотит-гиперстеновые, биотит-двупироксеновые, а также биотит-графит-пироксеновые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы макроскопически представляют собой мелко- и среднезернистые породы сланцеватой текстуры с характерной синевато-серой окраской. Сложены они кварцем (10—30%), кислым плагиоклазом № 15—22 (60—75%), биотитом (0—10%), гиперстеном (5—20%). Иногда присутствуют диопсид, калиевый полевой шпат и графит. В некоторых прослоях содержание графита возрастает до 20—30 и даже 60% достигая, таким образом, промышленных концентраций. Акцессории представлены рудным минералом, сфеном, ортитом, апатитом, лейкоксеном и цирконом.

Мраморы и кальцифиры — это светлые серовато-белые, желтоватые среднезернистые породы массивной текстуры. Мраморы сложены почти исключительно кальцитом ($n_o = 1{,}658$) и доломитом ($n_o = 1{,}680$) с незначительной примесью чешуек флогопита, зерен диопсида, скаполита и псевдоморфоз серпентина, по-видимому, по форстериту. В кальцифирах содержание минералов-примесей значительно возрастает. Для мраморов и кальцифиров верхнеалданской свиты, как отмечает Е. М. Лазько (1966), характерно высокое содержание доломита, часто преобладающего над кальцитом.

Диопсидовые, диопсид-скаполитовые и другие породы, а также диопсидовые кристаллические сланцы верхнеалданской свиты по структурным особенностям и составу совершенно аналогичны одноименным породам федоровской свиты и будут описаны при характеристике пород федоровской свиты.

---

[1] Оптические константы и составы минералов основных кристаллических сланцев приведены по данным Е. М. Лазько (1956).

Кварцитсодержащая толща пород верхнеалданской свиты перекрывается амфибол- и диопсидсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами *федоровской свиты*. В составе ее присутствуют и горизонты карбонатно-силикатных и карбонатных пород. Образования этой свиты широко распространены в бассейнах Хатыми и Леглиера, в верховьях Прав. и Лев. Десов, Элькона, Эмельджака, Неакуи, Тас-Ханку, Курунг-Ханку, Оюмрака, а также в бассейне среднего течения р. Бол. Нимгер и в центральной части Тимптоно-Гонамского междуречья. Федоровская свита расчленяется на три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. При детальных геологических исследованиях в составе подсвит выделяются, кроме того, горизонты. Нижняя подсвита подразделяется на два горизонта — медведевский и любкакайский; в составе средней подсвиты выделяются леглиерский, керибиканский и хатыминский горизонты, а в верхней подсвите — атырский и лакусовский. Нижняя граница федоровской свиты четкая и проводится по резкой смене преимущественно лейкократовых биотитовых, гранатовых и пироксеновых гнейсов верхней подсвиты верхнеалданской свиты амфибол- и диопсидсодержащими кристаллическими сланцами федоровской свиты.

Нижняя подсвита в своей нижней части представлена медведевским горизонтом, сложенным диопсидовыми, амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Подчиненную роль играют карбонатные, а также диопсидовые, флогопит-диопсидовые, диопсид-роговообманковые, иногда диопсид-магнетитовые породы, слагающие две «продуктивные» на флогопит и железные руды пачки, одна из которых располагается в основании горизонта, а другая — в его верхней части. Эти пачки характеризуются невыдержанным строением. В них наблюдается чередование слоев и линз мраморов, кальцифиров, диопсидовых, флогопит-диопсидовых и других карбонатно-силикатных пород, сменяющихся по простиранию слоями диопсидовых и диопсид-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. Таким образом, насыщенность горизонта карбонатными и диопсидовыми породами неравномерна. Мощность «продуктивных» пачек изменяется в пределах от 10 до 20—30 *м*. В составе медведевского горизонта отмечаются также пласты амфиболитов, послои и линзы биотитовых, биотит-амфиболовых, биотит-гранатовых и биотит-гиперстеновых гнейсов. Мощность горизонта колеблется в пределах от нескольких десятков метров до 100, иногда 200 *м* (бассейн р. Дес).

Вышележащий любкакайский горизонт представлен амфиболовыми, диопсид-амфиболовыми и двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. В нижней и средней частях горизонта в его составе, так же как и в медведевском горизонте, отмечаются прослои биотитовых, биотит-гранатовых и биотит-гиперстеновых гнейсов. Состав этого горизонта относительно выдержан на всей площади. Мощность любкакайского горизонта изменяется в пределах от 400 до 700 *м*. Мощность нижней подсвиты 500—900 *м*.

Средняя подсвита начинается с леглиерского «продуктивного» горизонта, для состава которого весьма характерно широкое развитие мраморов, кальцифиров, диопсидовых, амфибол-диопсидовых, флогопит-диопсидовых, флогопит-серпентиновых и диопсид-андрадитовых, диопсид-форстерит-магнетитовых, диопсид-скаполитовых, амфибол-диопсид-плагиоклазовых пород. Перечисленные породы переслаиваются с амфибол-диопсидовыми, диопсидовыми, амфиболовыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами. Наиболее детально леглиерский горизонт изучен на известных месторождениях слюды-флогопита (Эмельджакском, Эльконском, Федоровском и др.) и железорудных месторождениях (Таеж-

ном, Магнетитовом, Леглиерском, Сиваглинском, Пионерском и др.). Имеющиеся данные по этим месторождениям свидетельствуют о сложном и невыдержанном строении леглиерского горизонта, о линзовидно-четковидном характере залегания мраморов, кальцифиров, диопсидовых, диопсид-роговообманковых и других пород, наиболее широко распространенных в пределах рудных полей месторождений и часто почти полностью исчезающих в интервалах между ними. Так, в бассейне верхнего течения р. Леглиера, где располагается Таежное железорудное месторождение, в составе леглиерского горизонта выделяются три пачки.

Нижняя рудная пачка сложена доломитовыми мраморами, форстеритовыми кальцифирами, диопсидовыми, диопсид-роговообманковыми, диопсид-гиперстеновыми, скаполит-диопсидовыми породами, форстерит-магнетитовыми, клиногумитовыми, магнетитовыми и борат-магнетитовыми рудами, перемежающимися с прослоями амфиболовых и пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев. Средняя мощность пачки 120—140 *м*. Межрудная пачка состоит из биотит-амфиболовых и силлиманитсодержащих биотитовых гнейсов. Мощность пачки 30—70 *м*. Верхняя рудная пачка мощностью от 40 до 120 *м* состоит из переслаивающихся диопсидовых, диопсид-роговообманковых и других пород, диопсидовых мраморов, высокоглиноземистых гнейсов, роговообманковых кристаллических сланцев. Суммарная мощность леглиерского горизонта 300—330 *м*. В то же время на Магнетитовом, Леглиерском и Тинском железорудных месторождениях, располагающихся в непосредственной близости от Таежного, выделить две рудные пачки, наблюдаемые на Таежном месторождении, не представляется возможным. Мощность горизонта резко варьирует даже в пределах одного месторождения от нескольких десятков метров до 350—400 *м*.

В бассейне верхних течений рек Лев. и Прав. Дес, в пределах Десовского железорудного поля, также характерно резкое изменение строения леглиерского горизонта, представленного, как и на Таежном месторождении, двумя рудными и разделяющей их безрудной пачками. Здесь горизонт состоит из переслаивающихся слоев карбонатных и диопсидовых пород со слоями амфиболовых, биотит-амфиболовых, диопсид-амфиболовых, реже биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев. Высокоглиноземистые гнейсы в составе горизонта отсутствуют. Мощность же горизонта изменяется от 500—550 *м* при трехчленном строении до 300—200 *м* и менее при одночленном его строении.

На Тимптоно-Ыллымахском междуречье, где располагаются Эмельджакское, Эльконское, Каталахское, Куранахское, Федоровское и другие месторождения слюды-флогопита, леглиерский горизонт имеет свои специфические особенности строения, выражающиеся в различной насыщенности разреза карбонатными, диопсидовыми породами и различными количественными соотношениями карбонатно-силикатных пород, слагающих горизонт. В пределах рудных полей месторождений в их геологическом строении участвуют от одного до пяти слоев мраморов и кальцифиров, либо диопсидовых, флогопит-диопсидовых, шпинель-диопсидовых и других пород, залегающих преимущественно среди основных кристаллических сланцев и иногда гнейсов. Мощность слоев диопсидовых и карбонатных пород варьирует от первых метров до 70—80 *м*; как правило они содержат прослойки кристаллических сланцев и гнейсов. Мощность леглиерского горизонта в пределах этих месторождений изменяется от 200 до 300—400 *м*. В интервалах между месторождениями по простиранию горизонта карбонатные породы слагают лишь единичные маломощные линзы, залегающие среди диопсидовых, диопсид-амфиболовых и амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов. Мощность леглиерского горизонта при этом сокращается до 100 *м* и менее. Иногда кар-

бонатные и диопсидсодержащие породы полностью исчезают из разреза и в таких местах леглиерский горизонт теряет свое маркирующее значение.

Керибиканский горизонт является наиболее мощным в разрезе федоровской свиты. Основная роль в сложении горизонта принадлежит амфиболовым, биотит-амфиболовым, диопсид- и двупироксен-амфиболовым кристаллическим сланцам и гнейсам и реже биотитовым гнейсам. Резко подчиненное значение имеют высокоглиноземистые гнейсы, карбонатные и диопсидовые породы, последние слагают невыдержанную по простиранию пачку в средней его части. Для керибиканского горизонта характерно также постепенное уменьшение в его составе роли гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев по направлению с востока на запад. В бассейне левых притоков Тимптона — рек Тас-Ханку, Неакуи, Гона и др. — на участке с субмеридиональным простиранием структур нижняя часть горизонта сложена биотит-амфиболовыми, иногда пироксенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с биотитовыми гнейсами, в то время как в средней и верхней частях разреза горизонта преобладают двупироксен- и гиперстен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, переслаивающиеся с биотитовыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами. В бассейнах рек Бол. Нимгер, Нельгюу, Курунг-Ханку, Оюмрак, в среднем течении р. Хатыми, в бассейне р. Ыллымаха в составе горизонта преобладают биотит-амфиболовые, диопсид-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, также переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами. Гиперстенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы распространены в этих районах в подчиненном количестве.

Следует отметить, что в бассейне р. Леглиера, в районе Таежного железорудного месторождения, в основании керибиканского горизонта залегает пачка мощностью не менее 300 *м*, сложенная силлиманит-биотитовыми гнейсами, которые в других местах не наблюдаются. И, наконец, в верховьях рек Хатыми и Савгели, по р. Дес керибиканский горизонт сложен главным образом биотит-амфиболовыми гнейсами, диопсид-амфиболовыми, диопсидовыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами и амфиболитами, среди которых встречаются линзы карбонатных и диопсидных пород. Во многих районах, а именно в бассейнах рек Ыллымаха, Хатыми, Дес, Бол. Нимгер в средней части керибиканского горизонта отмечается пачка, сложенная кристаллическими сланцами основного состава, содержащая прослои и линзы карбонатных и диопсидовых пород. Мощность данной пачки не превышает 100 *м*. Мощность керибиканского горизонта определяется в пределах 1500—1900 *м* (Веревкин и др., 1966).

Заканчивается разрез средней подсвиты хатыминским горизонтом, сложенным диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми, двупироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами, биотитовыми, гиперстен-биотитовыми, иногда с графитом, гнейсами, карбонатными и диопсидовыми породами.

В бассейне рек Нельгюу и Оюмрака А. М. Сафоновым (1967) хатыминский горизонт подразделяется на три пачки. Нижняя и верхняя, каждая мощностью 250 *м*, сложены преимущественно диопсидовыми и амфибол-двупироксеновыми, амфиболовыми кристаллическими сланцами с прослоями биотитовых, гиперстен-биотитовых (иногда с графитом) гнейсов и линзами кальцифиров, диопсидовых, диопсид-скаполитовых, диопсид-флогопитовых, диопсид-шпинелевых пород. Верхняя пачка отличается большей насыщенностью карбонатными, карбонатно-силикатными и диопсидовыми породами. Средняя пачка мощностью до 250 *м*

состоит из переслаивающихся биотит-двупироксеновых, графит-биотит-гиперстеновых, биотит-диопсидовых, гиперстен-биотитовых (иногда с графитом) гнейсов и кристаллических сланцев.

Верхняя подсвита обнажается главным образом вдоль р. Тимптона. Она подразделяется на два горизонта: атырский и лакусовский.

Атырский горизонт сложен биотит-гиперстеновыми, биотит-двупироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, переслаивающимися с биотитовыми, биотит-гранатовыми, амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами. Встречаются также маломощные (до 2 *м*) прослои диопсидовых кристаллических сланцев. Биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы обычно приурочены к нижней части разреза горизонта, в то время как в верхней его части резко преобладают пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы. Мощность атырского горизонта достигает 800—1000 *м*.

В бассейне рек Нельгюу и Оюмрака выше толщи гиперстенсодержащих пород, относимых к атырскому горизонту, залегает пачка мощностью 200—400 *м*, представленная преимущественно диопсидовыми кристаллическими сланцами с прослоями гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов, линзами кальцифиров, по своему положению в разрезе соответствующая лакусовскому горизонту. В направлении на север диопсидовые кристаллические сланцы фациально замещаются двупироксеновыми, а карбонатные породы почти полностью исчезают из разреза, в связи с чем граница между федоровской и иджакской свитами здесь проводится условно.

В районе Дес-Савгельского междуречья, в ядре синклинали верхняя подсвита представлена монотонной толщей биотит-амфиболовых, амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов, в верхней части разреза которого появляются линзы мощностью до 30 *м* кальцифиров и диопсидовых пород. Расчленить ее здесь на горизонты не представляется возможным. Мощность верхней подсвиты в этом районе не менее 1100 *м*.

Суммарная мощность федоровской свиты 3800—4600 *м*.

Ниже приводится петрографическая характеристика пород федоровской свиты.

Пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы сложены плагиоклазом (25—85%), кварцем (0—35%), роговой обманкой 10—75%), гиперстеном (0—15%), моноклинным пироксеном (0—40%). В гнейсах присутствуют иногда также калиевый полевой шпат (до 10%) и биотит (до 10%). В некоторых кристаллических сланцах отмечается повышенное содержание магнетита (до 8%). В виде редких зерен встречаются апатит и сфен. Состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза № 27 (в гнейсах) до лабрадора № 50—55 (в кристаллических сланцах). Роговая обманка обыкновенная, темно-зеленой окраски. Моноклинный пироксен чаще всего представлен диопсидом, реже салитом. Гиперстен в некоторых породах имеет косое угасание: $cNg = 6—9°$.

Амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы темно-серого цвета, мелко- и среднезернистого сложения, с плоскопараллельной и полосчатой текстурой. Главными породообразующими минералами кристаллических сланцев являются: плагиоклаз, состав которого изменяется от № 30 до № 48 (20—80%); обыкновенная роговая обманка, плеохроирующая в буро-зеленых тонах, с углом угасания $cNg = 16—19°$ (10—40%); биотит (6—8%). В гнейсах присутствуют, кроме того, кварц (до 50%), иногда калиевый полевой шпат (до 10%), состав плагиоклаза в них соответствует олигоклаз-андезину № 26—32. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном, ортитом. В некоторых породах количество магнетита возрастает до 6—8%. Структура пород гранобластовая.

Диопсидовые, биотит-диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы — это породы серо-зеленого, грязно-зеленого цвета, мелко- и среднезернистого сложения, массивной и полосчатой текстуры. Структура гранобластовая. В сложении пород участвуют плагиоклаз (40—90%), моноклинный пироксен (до 40%), кварц (до 40%) и биотит (до 10%). В гнейсах иногда встречается также калиевый полевой шпат (до 10%). Состав плагиоклаза варьирует от олигоклаза № 25 до лабрадора № 48—50, моноклинный пироксен — диопсид ($cNg = 38—42°$, $2V = (+)58—63°$), реже встречаются пироксены промежуточного диопсид-геденбергитового ряда. Из акцессорных минералов присутствуют: магнетит, ильменит, пирит, сфен, апатит, циркон.

Двупироксеновые кристаллические сланцы сложены плагиоклаз-андезином № 46—49, диопсидом и гиперстеном, в сумме составляющими до 35—40% объема породы. В качестве второстепенных минералов присутствуют роговая обманка и биотит, в акцессориях — магнетит, ильменит, циркон, апатит. В двупироксеновых гнейсах присутствует, кроме того, кварц (до 25%); плагиоклаз в них становится более кислым и соответствует ряду олигоклаз — андезин (№ 24—30).

Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы характеризуются серым и буровато-серым цветом, мелко- и среднезернистым сложением, полосчатой и плоскопараллельной текстурой. Главными минералами этих пород являются: плагиоклаз (40—90%), кварц (0—30%), гиперстен (6—40%), биотит (0—10%), калиевый полевой шпат (0—10%). Плагиоклаз по составу чаще всего соответствует олигоклаз-андезину № 28—34, реже олигоклазу № 20—25. Гиперстен в гнейсах слабо плеохроирует от розового цвета по Ng до светло-зеленого по Np. В кристаллических сланцах плеохроизм более отчетливый. Погасание гиперстена обычно прямое, реже косое с углом $cNg = 8—9°$; угол $2V = (—)63—68°$.

Биотитовые гнейсы представляют собой серые мелко- и среднезернистые породы с четко выраженной плоскопараллельной текстурой. Состоят они из плагиоклаза, состав которого изменяется от олигоклаза № 25 до андезина № 34, кварца, биотита, иногда калиевого полевого шпата и акцессорных минералов — апатита, магнетита, рутила, пирита, сфена.

Мраморы и кальцифиры по внешнему виду почти ничем не отличаются от одноименных пород верхнеалданской свиты и представляют собой мелко-, средне- и крупнозернистые породы, белые или окрашенные в светлые сероватые, зеленоватые или розоватые тона. Главными минералами мраморов и кальцифиров являются кальцит и доломит. В кальцифирах присутствуют также силикатные минералы: оливин, диопсид, флогопит, шпинель, клиногумит, иногда амфибол, а также апатит, серпентин. В составе федоровской свиты более широко распространены доломитовые мраморы и кальцифиры, в то время как кальцитовые разности встречаются значительно реже. Оливин обычно бесцветен, содержание фаялитовой молекулы, по данным Н. Г. Судовикова (Судовиков и др., 1962), колеблется от 10 до 15% ($2V = (+)87—88$, $n_g = 1{,}657—1{,}692$, $n_p = 1{,}650—1{,}658$). Клиногумит с оптическими константами $n_g = 1{,}650$, $n_p = 1{,}618$, $2V = +78°$ (Судовиков и др., 1962) встречается в основном в кальцифирах верхней подсвиты и образует либо самостоятельные зерна, либо развивается по оливину. Шпинель в кальцифирах существенно магнезиальная с содержанием герцинитовой молекулы до 20%.

Диопсидовые, диопсид-скаполитовые, диопсид-амфиболовые, диопсид-флогопитовые, диопсид-шпинелевые, диопсид-магнетитовые и магнетитовые породы образуют тела зонального строения с последователь-

ной сменой от периферии к центру зон, сложенных породами разного петрографического состава. В вопросе о генезисе этих пород существует три точки зрения. Большинство геологов вслед за Д. С. Коржинским (1947, 1955) относит их к магнезиальным скарнам, образовавшимся в результате замещения пластов доломитов. Н. Г. Судовиков (1959, 1962), Д. А. Михайлов (1960 г.) связывают образование этих пород с регионально проявленными процессами железо-магнезиально-кальциевого метасоматоза. И, наконец, согласно третьей точке зрения (Галюк, 1957), данные породы образуются в процессе регионального метаморфизма первичноосадочных пород. Диопсид-плагиоклазовые и скаполит-диопсидовые породы слагают периферические, контактирующие с силикатными (прежде всего с гранитами и пегматитами) породами зоны. Диопсид-плагиоклазовые породы сложены плагиоклазом состава андезина № 30—40, реже более основным и моноклинным пироксеном состава салита. В скаполит-диопсидовых породах скаполит содержит, по данным М. А. Лицарева (1967), от 66 до 76%, а по данным Н. Г. Судовикова — от 30 до 60% мейонитовой молекулы. Моноклинный пироксен по своему составу соответствует салиту с содержанием 28—35% геденбергитовой молекулы (оптические свойства: n_g= 1,613—1,717, n_p=1,686—1,690, $2V$=60—61°). В качестве примеси встречаются сфен, циркон, ортит, апатит.

Диопсид-роговообманковые породы сложены паргаситом, реже (на железорудных месторождениях) железистой обыкновенной роговой обманкой и моноклинным пироксеном, представленным салитом. Диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы состоят из моноклинного пироксена, флогопита и примесей паргасита, апатита, скаполита и кальцита. Содержание геденбергитовой молекулы в моноклинном пироксене колеблется (Лицарев, 1961) в пределах от 30—37 до 11—16%. Флогопит, по данным В. А. Галюка (1957), Л. И. Шабынина (1958), Н. Г. Судовикова (1962) и др., различается по содержанию K_2O (от 6 до 11%) и общей железистости (от 8 до 25%). В диопсид-шпинелевых породах, кроме моноклинного пироксена — салита, присутствует также шпинель, представленная плеонастом либо цейлонитом. Помимо описанных пород встречаются также гиперстенсодержащие диопсидовые породы, в которых гиперстен обычно замещается диопсидом. Оптические константы гиперстена: $2V$=68—85°, n_g=1,690—1,682, n_p=1,668—1,669.

В составе «продуктивных» горизонтов на ряде флогопитовых и железорудных месторождений известны также пироксен-гранатовые породы, рассматриваемые большинством исследователей в качестве известковых скарнов. Состоят они из граната существенно андрадитового состава, моноклинного пироксена, содержащего 61—64% геденбергитовой молекулы, и нередко также скаполита состава Ma_{32-28} Me_{68-72}.

В вопросе о взаимоотношении федоровской свиты с верхнеалданской мнения исследователей расходятся. Наряду с представлением о непрерывном наращивании разреза иенгрской серии породами федоровской свиты (Дзевановский, 1964) в конце 50-х и начале 60-х годов неоднократно разными геологами (В. П. Кузнецов, 1954 г.; Л. М. Минкин, 1963 г.; В. А. Груздев, 1964 г. и др.) высказывалось мнение о том, что федоровская свита залегает на верхнеалданской со стратиграфическим перерывом и структурным несогласием. Доводами в пользу наличия несогласия между свитами служат резкое различие в литологическом составе пород, налегание пород федоровской свиты на разные горизонты верхнеалданской свиты, иной структурный план деформации. Однако детальные геологосъемочные исследования последних лет показали, что федоровская свита почти повсеместно подстилается толщей переслаивания биотит-пироксеновых биотит-гранатовых и биотитовых

гнейсов. Лишь в верховьях рек Тас-Ханку, Неакуи подстилающие горизонты верхнеалданской свиты представлены в основном биотитовыми гнейсами, переслаивающимися с биотит-кордиеритовыми (часто с гранатом) гнейсами. Подобные изменения в составе пород, залегающих на одном стратиграфическом уровне, могут быть связаны как с обычными фациальными изменениями первичных осадков, так и с неравномерным проявлением процессов гранитизации и калиевого метасоматоза. Отмечавшееся ранее в бассейне р. Унгры непосредственное залегание пород федоровской свиты на кварцитах верхнеалданской оказалось ошибочным, так как федоровская свита в этом районе контактирует с кварцитами верхнеалданской по региональным разломам. Несовпадение плана складчатых структур федоровской и верхнеалданской свит также не подтверждено работами последних лет; в каждом конкретном случае федоровская свита залегает на подстилающих ее породах верхнеалданской совершенно согласно. Изложенные факты свидетельствуют об отсутствии структурного несогласия между свитами.

Заканчивается разрез иенгрской серии толщей пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев *иджакской свиты.* Она обнажается по р. Тимптону в виде широкой полосы, пересекающей с севера на юг весь Алданский щит.

Основная роль в составе иджакской свиты принадлежит гиперстеновым и двупироксеновым гнейсам и кристаллическим сланцам. Подчиненную роль играют диопсидовые кристаллические сланцы. В разрезе свиты, кроме того, присутствуют биотит-гранатовые (иногда с кордиеритом), биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы. Отмечаются редкие маломощные линзы карбонатных пород, приуроченные к определенным стратиграфическим уровням.

В нижнем течении р. Тимптона иджакская свита расчленяется на три подсвиты. В нижнюю подсвиту выделена толща биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов с прослоями основных кристаллических сланцев, двупироксеновых и гиперстеновых гнейсов с возрастанием роли последних снизу вверх по разрезу. Мощность подсвиты 1200—1300 *м.*

Средняя подсвита представлена гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами. В нижней и средней частях подсвиты встречаются линзы биотит-гранатовых гнейсов и маломощные прослойки карбонатных пород. Мощность подсвиты 1100—1300 *м.*

Верхняя подсвита подразделяется на нижний горизонт мощностью 800—1000 *м,* сложенный биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, гиперстеновыми гнейсами с мелкими линзами карбонатных пород, и верхний горизонт мощностью 300—400 *м,* состоящий из гиперстеновых, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов со слоями и линзами карбонатных пород. Общая мощность иджакской свиты 3400—4000 *м.* К югу, в бассейне рек Сейма и Нельгюу, в составе свиты возрастает количество гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов, при снижении роли биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Кроме того, в бассейне р. Нельгюу в разрезе свиты появляются в значительных объемах биотит-гранатовые гнейсы и кварциты. Мощность свиты колеблется в пределах 3200—3600 *м.*

Гиперстеновые и двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы иджакской свиты по внешнему виду это мелко- и среднезернистые буровато-серые породы, как правило, с четко выраженной полосчатостью. Гнейсы сложены плагиоклазом состава олигоклаз-андезина, кварцем, гиперстеном и диопсидом. Иногда в них присутствуют биотит и калиевый полевой шпат (ортоклаз либо микроклин). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и рудным. В кристалличе-

ских сланцах кварц обычно отсутствует, плагиоклаз представлен андезином.

Из всего вышеизложенного по стратиграфии иенгрской серии можно констатировать, что выделенные в составе иенгрской серии свиты — горбыляхская, верхнеалданская, федоровская и иджакская — различаются по составу слагающих их пород, характеризуются единым структурным планом и наличием в их составе интрузий единого сингенетичного им древнего магматического комплекса.

Верхнеалданская характеризуется весьма своеобразной ассоциацией кварцитов, высокоглиноземистых пород, амфибол- и гиперстенсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов. В залегающей выше федоровской свите главную роль играют основные диопсид- и амфиболсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы с несколькими, относительно маломощными, горизонтами карбонатных пород. Кварциты и высокоглиноземистые породы для федоровской свиты не характерны. И, наконец, верхняя свита серии — иджакская образована толщей гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, диопсидовых, а также биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов.

ТИМПТОНСКАЯ СЕРИЯ

На породах иенгрской серии несогласно залегают различные, но преимущественно гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы тимптонской серии. Это несогласие выражено регионально проявленным азимутальным несовпадением простираний иенгрских и тимптонских структур.

Породы тимптонской серии слагают обширные пространства Тимптоно-Учурского междуречья, где они совместно с образованиями залегающей выше джелтулинской серии формируют гигантскую дугообразную Тимптоно-Учурскую складчатую систему.

Стратиграфический разрез тимптонской серии первоначально был разработан в 1946 г. Ю. К. Дзевановским и З. Г. Ушаковой в составе пяти свит: угенской, нижне- и верхнесуннагинской, доллу и кюриканской. Впоследствии свиты угенская и доллу были исключены из разреза первая ввиду ее большого сходства с нижне- и верхнесуннагинской свитами, между которыми она находилась и от которых ее было трудно отделить, а вторая из-за относительно небольшого распространения пород, включавшихся в эту свиту. Еще позже Б. А. Сикачом и И. М. Фрумкиным (1961) разрез тимптонской серии был дополнен самой нижней улунчинской свитой, породы которой хотя ранее и были известны, но из-за недостаточной изученности района включались в состав верхнеалданской свиты иенгрской серии. Таким образом, в настоящее время в разрезе тимптонской серии выделяются следующие свиты — улунчинская, нижнесуннагинская, верхнесуннагинская и кюриканская.

Улунчинская свита. Кристаллические образования свиты, залегающие несогласно на породах иенгрской серии, наблюдаются в виде узкой полосы меридионального простирания в бассейне Тимптона, от его устья до долины верхнего течения Нельгюу. Отдельные выходы на дневную поверхность пород улунчинской свиты, кроме того, отмечаются в пределах Гонамо-Ытымджинского, Гонамо-Сутамского и Сутамо-Алгаминского междуречий.

В составе свиты присутствуют биотит-гранатовые и гранатовые гнейсы, гранулиты, чарнокитовые, гиперстен-амфиболовые, реже диоп-

сид-гиперстеновые гнейсы и гиперстен-плагиоклазовые, амфибол-гиперстен-плагиоклазовые и диопсид-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, редко кальцифиры и кварциты. Обычно толща пород данной свиты почти целиком сложена биотит-гранатовыми гнейсами, среди которых наблюдаются лишь тонкие, часто перемежающиеся между собой прослои перечисленных выше гнейсов и кристаллических сланцев и очень тонкие прослои и линзы кальцифиров и кварцитов, приуроченные лишь к нижней части — на севере и к средней и нижней частям ее разреза — на юге.

В скальных береговых отложениях р. Улунчи, по данным И. М. Фрумкина (1963), улунчинская свита имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы, переслаивающиеся с редкими прослоями биотит-гиперстеновых гнейсов	200 *м*
Перерыв в наблюдениях	250 „
2. Переслаивание чарнокитовых, биотит-гранатовых и амфибол-гиперстен-диопсидовых гнейсов	50 „
3. Биотит-гранатовые гнейсы с тонкими прослоями амфибол-диопсид-гиперстеновых гнейсов	250—275 „
4. Переслаивание гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов с линзами гранатовых гранулитов (в верхней части пачки) и редкими прослоями диопсид-амфиболовых гнейсов	375 „

Мощность свиты 1100—1200 *м*.

Несколько иной разрез наблюдается в береговых обнажениях р. Тимптона, ниже устья р. Керибикана. Здесь в средней части свиты, среди биотит-гранатовых гнейсов присутствует пачка мощностью 640—670 *м*, сложенная биотит-гиперстеновыми гнейсами и диопсид-гиперстен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, с редкими прослоями биотит-гранатовых и биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов.

На водоразделе Улунчи и Тимптона в разрезе свиты присутствуют мощные слои силлиманит-кордиеритовых и гранат-кордиеритовых гнейсов, с прослоями графитсодержащих разностей и гранулитов. В верховьях Мохойолоо и Хаарыллы (левые притоки р. Джелтулаха) толща биотит-гранатовых гнейсов улунчинской свиты включает многочисленные прослои гранулитов, редкие прослои и линзы гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, прослои и линзы диопсидовых пород и кварцитов в основании.

В бассейнах верхнего течения Сеймдже и нижнего течения Нельгюу, по наблюдениям Б. А. Сикача (1963), улунчинскую свиту образуют мощные слои биотит-гранатовых гнейсов, перемежающиеся с более тонкими слоями амфибол-гиперстеновых, чарнокитовых, биотит-гиперстеновых, реже диопсид-гиперстеновых гнейсов и гиперстен-плагиоклазовых, амфибол-гиперстен-плагиоклазовых и диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, с линзами и прослоями диопсид-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранулитов. Здесь мощность свиты составляет 1600—1800 *м*.

В бассейне верхнего течения р. Ытымджи, по данным В. А. Лукониной (1968), послойный разрез свиты представляется в следующем виде (снизу):

1. Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов, с редкими маломощными прослоями чарнокитовых и графит-гиперстеновых гнейсов и мелкими линзами кварцитов	400 *м*
2. Переслаивание биотит-гранатовых, чарнокитовых, биотитовых, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых, силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов с редкими прослоями кварцитов и плагиоклазовых амфиболитов	500 „
3. Амфибол-плагиоклазовые, амфибол-диопсид-гиперстен-плагиоклазовые и гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы	150 „

4. Переслаивание биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовых, кордиерит-гранатовых, графит-биотит-гранатовых, биотит-гранатовых и биотитовых гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов с прослоями диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев и редкими линзами диопсидовых пород . . . 1500 *м*
5. Биотитовые гнейсы . . . . . 80 „
6. Биотит-гранатовые, графит-биотит-гранатовые гнейсы с прослоями диопсид-гиперстеновых и диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . 300 „

Мощность свиты 1930—2500 *м*.

В бассейне верхнего и среднего течения р. Сутама, по наблюдениям Л. М. Реутова и А. Р. Энтина (1969), в сложении свиты наряду с гранатсодержащими гнейсами большую роль играют кварциты, главным образом мономинеральные и полевошпатовые, а также гранатовые, пироксеновые и магнетитовые, в сумме составляющие до 30—35% ее объема.

Мощность свиты колеблется в пределах 1800—2000 *м*.

На основании приведенных выше данных можно отметить следующие особенности разреза улунчинской свиты: колебание мощности в широких пределах — от 1100 до 2500 *м*, наличие в ее составе кварцитов, объем которых имеет тенденцию возрастания с севера на юг, и весьма существенные изменения петрографического состава слагающих ее пород по простиранию.

Толща в основном биотит-гранатовых гнейсов улунчинской свиты согласно перекрывается пироксенсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами *нижнесуннагинской свиты.*

Кристаллические породы, включаемые в состав последней, широко развиты в правобережной части бассейна Тимптона и в бассейнах его правых притоков Кюрикана, Джелтулаха, Иджека, Сеймдже, Нельгюу, Оюмрака и др., а также в пределах Тимптоно-Учурского (Суннагинский хребет), Гынымо-Гонамского, Гонамо-Сутамского и Сутамо-Алгаминского междуречий.

В составе нижнесуннагинской свиты наибольшее распространение имеют основные гиперстенсодержащие кристаллические сланцы, в небольшом количестве присутствуют чарнокитовые, гиперстен-амфиболовые, клинопироксеновые (диопсидовые и др.) гнейсы, а местами биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, гранат-диопсид-гиперстеновые гнейсы. В южной части территории иногда в ее составе отмечаются мраморы и кварциты.

В бассейне р. Сеймдже, правого притока Тимптона, по наблюдениям Б. А. Сикача (1963), нижнесуннагинская свита имеет следующий разрез (снизу):

1. Переслаивание частично гранитизированных амфибол-гиперстен-диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев и диопсид-гиперстеновых гнейсов с тонкими прослоями (до 2 *м*) чарнокитовых гнейсов и мелкими линзами гиперстен-гранатовых гнейсов в нижней части пачки . . 220—250 *м*
2. Гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями чарнокитовых гнейсов . . . . . 120—150 „
3. Переслаивание диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и диопсид-гиперстеновых гнейсов с тонкими прослоями гиперстеновых и диопсидовых гнейсов, биотит-гиперстен-плагиоклазовых и амфибол-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . 225—250 „
4. Чарнокитовые гнейсы с прослоями и линзами гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфибол-гиперстеновые гранитогнейсы . . . . . 110—130 „
5. Диопсид-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, с прослоями диопсид-гиперстеновых, амфибол-диопсид-гиперстеновых и биотит-амфибол-диопсид-гиперстеновых гнейсов . . . . . 160—175 „
6. Диопсид-плагиоклазовые и амфибол-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с диопсидовыми, биотит-диопсидовыми, биотит-амфибол-диопсидовыми гнейсами . . . . . 145—155 „
7. Биотит-гиперстен-гранатовые гнейсы с прослоями чарнокитовых и биотит-амфибол-гиперстеновых гнейсов и биотит-амфибол-гиперстен-пла-

гиоклазовых кристаллических сланцев . . . . . 150—160 *м*

8. Диопсид-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с тонкими прослоями чарнокитовых гнейсов . . . . . 50—75 „

9. Чарнокитовые, биотит-гиперстеновые и биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы . . . . . 60—70 „

10. Чарнокитовые, биотит-гиперстеновые и биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы . . . . . 60—70 „

11. Гранитизированные биотит-гранатовые гнейсы с тонкими прослоями биотит-гиперстеновых, диопсид-гиперстеновых, биотит-диопсид-гиперстеновых, биотит-амфибол-гиперстеновых и чарнокитовых гнейсов . 130—140 „

12. Диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы, переслаивающиеся с диопсидовыми гнейсами, с линзами и прослоями диопсидовых, амфибол-диопсидовых, амфибол-диопсид-скаполитовых пород . . . 140—150 „

Видимая мощность свиты 1510—1700 *м*.

В бассейне верхнего течения Суннагина и Улахан-Джюнюкяна (хребет Суннагин), по данным А. П. Ильиных и Ф. Р. Леоновой (1961), разрез нижнесуннагинской свиты следующий (снизу):

1. Диопсид-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, нередко с гранатом и линзами ортоамфиболитов . . . . . .350—400 *м*

2. В различной степени гранитизированные диопсид-плагиоклазовые и амфибол-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы, диопсидовые и амфибол-диопсидовые гнейсы, линзы ортоамфиболитов . . . . . 350—400 „

3. Частично гранитизированные чарнокитовые гнейсы с линзами амфиболитов. . . . . 270—300 „

4. Переслаивание диопсид-плагиоклазовых, гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев чарнокитовых и диопсид-гиперстеновых гнейсов с гранатом . . . . . 550—600 „

5. Биотит-гранатовые гнейсы и биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, линзы амфиболитов . . . . . 100—150 „

6. Диопсид-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с гранатом, переслаивающиеся с более тонкими слоями чарнокитовых гнейсов; линзы амфиболитов, диопсидовых, диопсид-амфиболовых, диопсид-хондритовых и диопсид-скаполитовых пород . . . . . 200—350 „

Мощность свиты 2000— 2300 *м*.

В бассейнах верхних течений Нуяма и Алгамы, по данным Г. Б. Гиммельфарба (1963) и Ю. Б. Казмина (1963), в составе пород свиты наблюдаются мощные слои диопсид-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых, гиперстен-плагиоклазовых, амфибол-диопсид-гиперстен-плагиоклазовых и магнетит-диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, среди которых присутствуют лишь тонкие линзы и прослои гранат-гиперстеновых, биотит-гранат-гиперстеновых и биотит-гиперстеновых гнейсов, а также прослои и линзы мраморов и кальцифиров. Мощность свиты 1600—2200 *м*.

Л. М. Реутовым и А. Р. Энтиным (1969) в составе нижнесуннагинской свиты бассейна Нуяма, Алгамы и среднего течения р. Сутама установлено наличие отдельных линз полевошпатовых и мономинеральных кварцитов и гранулитов. Из приведенных выше разрезов видно, что характерной особенностью нижнесуннагинской свиты является преобладание в ее составе гиперстенсодержащих кристаллических сланцев над гнейсами; мощность ее возрастает с севера на юг от 1000 до 2300 *м*.

Кристаллические образования нижнесуннагинской свиты согласно перекрываются чарнокитовыми гнейсами верхнесуннагинской свиты. Крупные выходы этой свиты располагаются в правобережной части бассейна Тимптона, в западной части хребта Суннагин и в пределах Гонамо-Сутамского и Сутамо-Алгаминского междуречий.

По петрографическому составу нижнесуннагинская и верхнесуннагинская свиты близки. Различие заключается лишь в количественном преобладании в их составе гиперстенсодержащих кристаллических сланцев (нижнесуннагинская свита) или гнейсов (верхнесуннагинская свита).

Как указывалось выше, петрографический состав пород свиты довольно однообразен. Здесь наибольшим распространением пользуются чарнокитовые гнейсы, образующие мощные слои, чередующиеся с прослоями биотит-гранатовых, диопсид-гиперстеновых, амфиболовых гнейсов, гиперстен-плагиоклазовых, диопсид-плагиоклазовых и диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев. В бассейне р. Сутама и южнее в ее составе отмечаются линзы кварцитов.

В бассейне нижнего течения р. Сеймдже, по данным Б. А. Сикача (1963), свита имеет следующий разрез (снизу):

1. Чарнокитовые гнейсы, переслаивающиеся с амфибол-гиперстеновыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, с тонкими прослоями (0,5—2 *м*) диопсид-гиперстен-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и линзами амфиболитов	90 *м*
2. Гранатовые, биотит-гранатовые и полевошпатовые вторичные кварциты	5—80 „
3. Биотит-гранатовые гнейсы	40—70 „
4. Чарнокитовые гнейсы, в средней части пачки которых присутствуют прослои диопсид-гиперстеновых гнейсов, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, биотит-амфиболовых и биотит-амфибол-гиперстеновых гнейсов	300—370 „
5. Диопсид-гиперстеновые гнейсы, переслаивающиеся с более тонкими слоями гиперстен-плагиоклазовых и диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранитизированных биотит-амфибол-диопсид-гиперстеновых гнейсов и гранито-гнейсов	120—160 „
6. Чарнокитовые гнейсы с тонкими (0,5—2,0 *м*) прослоями и линзами диопсид-гиперстен-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранитизированных амфибол-гиперстеновых и биотит-амфиболовых гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов	500—540 „
7. Биотит-гранатовые гнейсы	100—150 „
8. Диопсид-гиперстеновые гнейсы, в верхней части пачки которых присутствует слой мощностью до 60 *м* биотит-гранатовых гнейсов; тонкие прослои диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и линзы биотит-диопсид-гиперстеновых, биотит-амфибол-диопсид-гиперстеновых гнейсов, амфиболовых и биотит-амфиболовых гранито-гнейсов и амфиболитов	300—340 „
Мощность свиты 1500—1800 *м*.	

В бассейнах рек Джелтулаха и Тараканды, по наблюдениям Н. С. Телеги (1954) и В. А. Лукониной (1955), разрез верхнесуннагинской свиты следующий (снизу):

1. Чарнокитовые гнейсы, в нижней части пачки которых залегают перемежающиеся слои биотитовых, диопсид-гиперстеновых, чарнокитовых и биотит-амфиболовых гнейсов с линзами амфибол-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых и диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев	570—900 *м*
2. Переслаивание амфиболовых, биотит-амфиболовых, диопсидовых, диопсид-гиперстеновых, чарнокитовых гранатсодержащих биотит-амфиболовых гнейсов, диопсид-плагиоклазовых, амфибол-диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов	320—490 „
3. Чарнокитовые гнейсы с прослоями диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и диопсид-гиперстеновых гнейсов в средней и верхних частях пачки и диопсидовых, амфибол-диопсидовых, гранат-амфиболовых гнейсов, диопсид-плагиоклазовых и амфибол-диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев в нижней части пачки и с линзами гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов по всему разрезу	670—1050 „
4. Переслаивание чарнокитовых, амфиболовых и диопсид-гиперстеновых гнейсов, амфибол-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев с прослоями биотит-амфиболовых и амфибол-гиперстен-гранатовых гнейсов в нижней части пачки	390—600 „
Мощность свиты 1950—3040 *м*.	

В бассейне среднего течения Учура, вблизи устья р. Гыныма, по данным В. А. Мокроусова и др. (1964), послойный разрез свиты представляется в следующем виде:

1. Гиперстен-гранатовые гнейсы с линзами биотит-амфиболововых гранито-гнейсов и прослоями гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев 125 *м*
2. Чарнокитовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых гранито-гнейсов . . . . . 120 „
3. Биотит-амфиболовые гранито-гнейсы с прослоями и линзами чарнокитовых и гиперстен-гранатовых гнейсов . . . . . 120 „
4. Чарнокитовые гнейсы с прослоями диопсид-гиперстен-плагиоклазовых, диопсид-амфибол-плагиоклазовых и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и биотит-амфиболовых гранито-гнейсов . . . . . 1510 „

Мощность свиты 1800—2000 *м*.

Из приведенных выше разрезов видно, что основной фон верхнесуннагинской свиты создают чарнокитовые гнейсы, в толще которых присутствуют в подчиненном количестве другие гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы, часто имеющие постепенные взаимопереходы. По петрографическому составу они аналогичны породам нижнесуннагинской свиты, в связи с чем граница между свитами проводится с известной долей условности. Мощность верхнесуннагинской свиты весьма непостоянна и колеблется в значительных пределах (700—1000 *м* в бассейне нижнего течения р. Тимптона и свыше 3000 *м* в бассейнах рек Джелтулаха и Гонама).

Чарнокитовые гнейсы верхнесуннагинской свиты согласно перекрываются пестрой по составу *кюриканской свитой*. Породы последней выходят на дневную поверхность в правобережной части бассейна р. Тимптона, а также в бассейнах Учура, Сутама и Алгамы и в пределах хребта Суннагин.

В составе свиты отмечаются биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, чарнокитовые, диопсид-гиперстеновые гнейсы и диопсид-гиперстен-плагиоклазовые, биотит-гиперстен-плагиоклазовые, гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, кроме того, здесь присутствуют гранулиты, биотитовые, графит-гранатовые, силлиманит-гранатовые, биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы, диопсид-плагиоклазовые, амфибол-плагиоклазовые и биотит-амфибол-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы, диопсидовые породы, амфиболиты и минерализованные мраморы.

По наблюдениям Е. П. Миронюка и В. Г. Тарасовой (1957), в Гонамо-Гынымском междуречье кюриканская свита характеризуется следующим послойным разрезом (снизу):

1. Тонкое переслаивание чарнокитовых, биотит-гиперстеновых и биотит-гранатовых гнейсов, гиперстен-плагиоклазовых и биотит-гранат-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, амфибол-диопсид-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев . . . . . 300 *м*
2. Биотит-гиперстеновые гнейсы с прослоями гиперстен-гранатовых, реже биотит-гранатовых и графитовых гнейсов . . . . . 200 „
3. Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями гранат-силлиманитовых и кварц-силлиманитовых гнейсов . . . . . 250 „
4. Переслаивание гиперстеновых и гранатовых гнейсов . . . . . 70 „
5. Переслаивание чарнокитовых, диопсид-гиперстеновых и реже биотит-диопсидовых гнейсов . . . . . 150 „
6. Амфибол-диопсид-гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями чарнокитовых гнейсов, пироксеновых амфиболитов, биотит-диопсидовых, амфибол-диопсидовых. биотит-амфибол-диопсидовых и биотитовых гнейсов в верхней части слоя . . . . . 450 „
7. Переслаивание биотит-гранатовых, диопсид-гиперстеновых, гиперстен-гранатовых и реже графит-гранатовых гнейсов . . . . . 250 „
8. Гранатовые гнейсы с прослоями биотит-гиперстеновых и биотит-диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев . . . . . 200 „

Мощность кюриканской свиты 1870—2000 *м*.

Разрез кюриканской свиты в бассейне нижнего течения р. Гонама, по данным Н. М. Язкова (1963), следующий (снизу):

1. Тонкое переслаивание гранат-гиперстеновых, гранат-диопсид (или салит)-гиперстеновых, биотит-гранатовых, диопсид-гиперстеновых и чарнокитовых гнейсов и гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . . 70 *м*
2. Биотит-амфиболовые гранито-гнейсы . . . . . 30 „
3. Переслаивание чарнокитовых, биотит-гиперстеновых, амфибол-гиперстеновых гнейсов с прослоями диопсид-гиперстеновых, биотит-диопсид-гиперстеновых гнейсов . . . . . 350 „
4. Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы с многочисленными прослоями и линзами биотит-амфиболовых гранито-гнейсов . . . . . 200 „
5. Переслаивание биотит-графит-гранатовых, гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов . . . . . 260 „
6. Чарнокитовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых гранито-гнейсов . . . . . 90 „
7. Гиперстеновые и амфибол-биотит-гиперстеновые гранито-гнейсы с прослоями чарнокитовых гнейсов . . . . . 130 „
8. Биотит-гранатовые гнейсы . . . . . 90 „
9. Биотит-гиперстеновые и амфибол-гиперстеновые гранито-гнейсы . . . 90 „
10. Гранатовые гнейсы . . . . . 15 „
11. Биотит-гранат-диопсид-гиперстеновые гнейсы . . . . . 50 „
12. Тонкое переслаивание чарнокитовых, гранат-гиперстеновых, диопсид-гиперстеновых гнейсов и амфибол-гиперстеновых гранито-гнейсов . . . . 110 „
13. Диопсид-гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями биотит-гранатовых гнейсов . . . . . 300 „
14. Очень тонкое переслаивание биотит-гранатовых, чарнокитовых, гранат-диопсид-гиперстеновых, гранат-диопсидовых гнейсов, диопсид-плагиоклазовых и диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . 415 „

Мощность свиты 2200 *м*.

В бассейне р. Ломама в составе пород кюриканской свиты Н. С. Телегой отмечались редкие линзы кварцитов и амфиболитов, а в бассейне р. Сутама А. Р. Энтин наблюдал редкие линзы мономинеральных, диопсидовых, магнетитовых и полевошпатовых кварцитов, сапфиринсодержащих пород и эклогитовых кристаллических сланцев. Мощность свиты 1900—2500 *м*.

В бассейне нижнего течения р. Учура Ф. Р. Леонова в разрезе кюриканской свиты выделяет три подсвиты. Нижняя подсвита аналогична вышеописанной кюриканской свите других районов. Описание средней и верхней подсвит помещается ниже:

Средняя подсвита (снизу вверх):

1. Гиперстеновые, диопсидовые, реже биотитовые гнейсы с прослоями пироксеновых кристаллических сланцев и маломощными линзами кальцифиров . . . . . 100 *м*
2. Мраморы диопсидовые, диопсид-флогопитовые, диопсид-амфибол-флогопитовые, диопсид-скаполитовые, форстерит-хондродит-диопсидовые породы с прослоями диопсид-плагиоклазовых и диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . . 150—170 „
3. Гиперстеновые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых, графит-биотит-гранатовых, гранат-силлиманитовых гнейсов, реже гиперстен-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-графит-плагиоклазовых и сфен-диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранулитов, линзами мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород и амфиболитов в нижней и средней частях пачки . . . . . 400 „
4. Переслаивание мраморов и кальцифиров с основными кристаллическими сланцами . . . . . 150—250 „
5. Переслаивание гиперстеновых, гранат-гиперстеновых двупироксеновых гнейсов и плагиогнейсов, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых, амфибол-двупироксен-плагиоклазовых, диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев; редкие маломощные прослои гранатсодержащих биотитовых и силлиманитовых гнейсов, гранулитов в нижней части, диопсидовых пород, мраморов, кальцифиров и амфиболитов в верхней части . . 1500 „

6. Переслаивание диопсид-плагиоклазовых, биотит-диопсид-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых, амфибол-диопсид-плагиоклазовых и амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев с мраморами, кальцифирами, диопсидовыми, амфибол-диопсидовыми и другими диопсидсодержащими карбонатно-силикатными породами, с очень редкими и тонкими прослоями чарнокитовых, диопсид-гиперстеновых, биотитовых, биотит-графитовых, графитовых и гранат-гиперстеновых гнейсов 150—250 *м*

Мощность подсвиты 2450—2650 *м*.

Верхняя подсвита

1. Сложное переслаивание чарнокитовых, гранат-гиперстеновых и биотит-гранатовых гнейсов, среди которых наблюдаются менее мощные слои диопсид-гиперстен-плагиоклазовых, гиперстен-плагиоклазовых, гранат-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, прослои гранатовых гранулитов, гранатовых и графит-гранатовых гнейсов, а также послойные и секущие линзы амфиболитов. Состав пачки весьма неустойчив 900—1000 *м*

2. Переслаивание чарнокитовых и биотит-гиперстеновых гнейсов с маломощными прослоями гиперстен-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . . 900 „

3. Переслаивание чарнокитовых гнейсов с маломощными прослоями и линзами гиперстен-плагиоклазовых, диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранат-гиперстеновых гнейсов, графит-гиперстен-плагиоклазовых, диопсид-плагиоклазовых и биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранулитов и амфиболитов . . . . 600—700 „

Мощность подсвиты 2400—2600 *м*.

Разрез кюриканской свиты в низовьях р. Учура требует дальнейшего детального изучения. В настоящее время эту мощную толщу пород можно условно сопоставлять с кюриканской свитой лишь на том основании, что она слагает синклинальную складку, в ядре которой залегают гранатовые гнейсы сутамской свиты. Сложная складчатость и интенсивная гранитизация затрудняют изучение разреза. Возможно, что приводимые мощности являются завышенными благодаря наличию сложных изоклинальных складок, дублирующих отдельные горизонты и создающих впечатление непрерывности разреза. Не исключается и выдвижение по разломам пород нижележащих свит. Для кюриканской свиты наиболее характерным является относительно тонкое переслаивание гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев с гранатсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами и непостоянство состава, выражающееся в изменениях количественных соотношений между безгранатовыми и гранатсодержащими породами.

Заканчивая описание стратиграфии тимптонской серии, следует отметить, что ведущими породами всех свит являются различные гиперстенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы. В подчиненном количестве присутствуют биотит-амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы, гранулиты, амфиболиты, кварциты, мраморы, карбонатно-силикатные и эклогитоподобные породы.

Гиперстенсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы легко распознаются по своей табачно-зеленой окраске. В состав гнейсов входят: микроклин и ортоклаз (25—35%), олигоклаз-андезин (30—70%), часто с антипертитовыми врастками калиевого полевого шпата; кварц (до 25—30%), обычно с волнистым погасанием; гиперстен (до 10—15%), иногда замещаемый амфиболом, биотитом, хлоритом; биотит (до 10%); диопсид, обыкновенная роговая обманка; акцессорные минералы — рудный, апатит, циркон и монацит. Количество калиевого полевого шпата и плагиоклаза находится в переменных соотношениях, в связи с чем среди гиперстеновых гнейсов выделяются то калийсодержащие гнейсы — чарнокиты, то плагиогнейсы, не содержащие калиевого полевого шпата. Кристаллические сланцы отличаются от гнейсов отсутствием кварца и калиевого полевого шпата, а также значительно боль-

шим содержанием темноцветных (до 40—45%), особенно гиперстена (до 30%); плагиоклаз в кристаллических сланцах представлен обычно андезином, реже лабрадором.

Кристаллические сланцы и амфибол-диопсидовые, гиперстен-диопсидовые и амфибол-гиперстеновые гнейсы характеризуются буровато-серым, темно-серым и зеленовато-серым цветом, полосчатой и сложно-параллельной текстурой. В гнейсах гиперстен обычно окрашен в бледные тона, с плеохроизмом от бледно-розового цвета по Np до слабо-зеленого по Ng. В кристаллических сланцах плеохроизм гиперстена более отчетливый, угол погасания колеблется от нуля до 8°; $-2V=55—74°$, $n_p=1{,}690—1{,}730$, $n_g=1{,}681—1{,}710$. Его железистость находится в пределах 18—65%. Моноклинный пироксен обычно бесцветен, либо окрашен в бледно-зеленый цвет, без заметного плеохроизма, $cNg=36—42°$, $2V=50—66°$, $n_g=1{,}700—1{,}715$; $n_p=1{,}691—1{,}985$, железистость изменяется от 12 до 42%. Амфибол представлен роговой обманкой зеленовато-бурой и бурой с железистостью от 30 до 66%, либо зеленой и сине-зеленой с более низкой железистостью (25—40%). Биотит коричневый, реже оранжево-коричневый, обычно содержит мелкие включения циркона, рутила. Его оптические константы: $n_m=1{,}600—1{,}670$, $n_g—n_p=0{,}036—0{,}054$.

Диопсидовые, биотит-диопсидовые гнейсы и кристаллические сланцы это светло-серые, серые, зеленовато-серые, тонко-, мелко- и среднезернистые породы, с полосчатой и сланцеватой текстурой. Гнейсы сложены плагиоклазом (олигоклаз-андезин), кварцем, моноклинным пироксеном, диопсидом, с железистостью от 10 до 40%, и биотитом. Иногда в них присутствует также и калиевый полевой шпат — ортоклаз или микроклин. В кристаллических сланцах кварц обычно отсутствует или содержание его не превышает 5—8%. В них иногда присутствует также скаполит (до 15—18%). Акцессорные минералы этих пород — сфен, апатит, магнетит.

Биотит-амфиболовые и биотитовые гнейсы для тимптонской серии по своим петрографическим характеристикам близки одноименным породам, описанным в составе иенгрской серии.

Высокоглиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы характерны для улунчинской и кюриканской свит. Они представлены гранатовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, реже гранат-силлиманит-гиперстеновыми, гранат-гиперстеновыми и гранат-гиперстен-силлиманит-кордиеритовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Это серые, светло-серые, буровато- и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые породы со сланцеватой текстурой, гранобластовой, порфиробластовой структурой. Они состоят из следующих минералов: плагиоклаза (10—60%), кварца (0—30%), калиевого полевого шпата (до 30%), граната (5—30%), биотита (0—10%), гиперстена (до 30%), силлиманита (5—20%), кордиерита (до 30%) и акцессорных минералов — магнетита, сфена, апатита, циркона, монацита. Состав плагиоклаза в них изменяется от кислого олигоклаза в гнейсах, содержащих кварц и калиевый полевой шпат, до основного андезина и даже лабрадора в кристаллических сланцах. Олигоклаз обычно подвергается серицитизации, а андезин и лабрадор — соссюритизации. Гранат имеет изометричную и неправильную форму зерен. Вторичные изменения выражаются в биотитизации и хлоритизации. Гранат окрашен в светло-розовый или светло-бурый цвет. По составу он относится к альмандину и пиропу с показателем преломления $n=1{,}780—1{,}800$. Силлиманит образует зерна неправильной и удлиненной линзовидной формы до 0,5—1,0 *см* и более по длинной оси. Часто силлиманит хорошо различим в породе по алмазному блеску длиннопризматических или игольчатых кристаллов. Ино-

гда он представлен фибролитом, образующим спутанно-волокнистые агрегаты. Обычно он прозрачный, иногда зеленовато-серый, оптически положительный, с углом $2V=26—28°$. Кордиерит образует крупные (до 6 *мм* по короткой оси), удлиненные параллельно сланцеватости неправильной формы зерна, часто неясно полисинтетически двойникового строения. По периферии зерен наблюдаются мельчайшие включения акцессорных минералов, главным образом циркона, образующих желтовато-коричневые плеохроичные ореолы. В большинстве случаев кордиерит серицитизирован. Биотит, как правило, бурый и красно-бурый. Показатель преломления биотита по $n=1{,}680$.

Для высокоглиноземистых гнейсов и кристаллических сланцев тимптонской серии характерно ограниченное распространение в их составе шпинели, весьма часто встречаемой в породах иенгрской серии.

Среди пород тимптонской серии распространены также гранулиты. Это весьма своеобразные лейкократовые породы, нередко полосчатые, средне- и крупнозернистые, с гранулитовой и линейно-сланцевой структурой. Они разделяются на гиперстеновые и гранатовые разности. В них содержатся: плагиоклаз ряда олигоклаз — андезина 6—67%, калишпат (микропертит) 18—60%, кварц 20—35%, гиперстен или гранат 1—10%. Зерна кварца образуют удлиненные агрегаты веретенообразной формы «гранулы», которые всегда имеют резкое облачно-волнистое угасание. В его агрегатах в большинстве случаев содержатся вытянутые мелкие зерна полевых шпатов. Гранат (пироп — альмандин), как правило, неравномерно рассеян в породе, но иногда сосредоточен в отдельных полосах. Форма зерен его изометричная или неправильная. Гиперстен обычно высокожелезистый (45—60%), в целом почти не отличается от гиперстена, присутствующего в чарнокитовых гнейсах.

Амфиболиты слагают пластовые и линзовидные тела среди других пород тимптонской серии. По минеральному составу они подразделяются на полевошпатовые и пироксеновые разности. Полевошпатовые амфиболиты сложены зелено-бурой роговой обманкой (70—90%) и плагиоклазом (до 30%). В пироксеновых амфиболитах присутствуют салит, диопсид, геденбергит, авгит и гиперстен. В некоторых разностях амфиболитов отмечается еще и кварц (до 10%). Акцессорные минералы: магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен и циркон. Структура амфиболитов гранобластовая или нематобластовая, иногда с реликтами габбровой структуры. Амфиболиты, как правило, залегают согласно с вмещающими их гнейсами и кристаллическими сланцами, но наблюдались и секущие контакты. Наличие секущих контактов и реликтов габбровой структуры свидетельствует о магматическом происхождении части амфиболитов.

В составе тимптонской серии в бассейнах Сутама и Учура отмечаются маломощные прослои и линзы эклогитоподобных пород — гранат-двупироксен-плагиоклазовых, гранат-амфибол-двупироксен-плагиоклазовых, реже гранат-диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранатовых и гранат-пироксеновых амфиболитов. Обычно это зеленовато-темно-серые и черные среднезернистые породы массивной и сланцеватой текстуры. Структура их гранобластовая. В составе пород присутствуют гранат (от 5 до 20—25%), диопсид (0—50%), гиперстен (0—15%), амфибол (до 80%), биотит (до 5%), плагиоклаз (1—60%), иногда кварц (до 10%), калиевый полевой шпат (до 10%), магнетит (до 8%) и акцессорные — апатит и сфен. Плагиоклаз по составу отвечает андезин-лабрадору. А. А. Маракушевым и Ю. К. Полиным (1963) в подобных породах отмечается зональный плагиоклаз, в котором внешняя зона имеет более кислый состав — олигоклаз-андезин. Диопсид бледно-зеленый, $cNg=38—42°$, $n_g=1{,}706—1{,}720$, $n_p=1{,}686—1{,}696$,

с железистостью 18—40%. Замещается диопсид обычно зеленой роговой обманкой. Гиперстен характеризуется четким плеохроизмом от светло-зеленого по *Np* до мясо-красного по *Ng*, $cNg=0—8°$, железистость колеблется от 30 до 50%. Амфибол представлен зеленовато-бурой роговой обманкой, $cNg=17—19°$, железистость 50—65%. Гранат относится к альмандин-пироповому ряду, окрашен в розовый цвет, показатель преломления $n=1{,}720$.

В небольших количествах в составе пород серии присутствуют минерализованные мраморы (кальцифиры) и карбонатно-силикатные породы. Здесь распространены диопсидовые, форстеритовые, реже флогопитовые и хондродитовые кальцифиры и диопсидовые, диопсид-флогопитовые, диопсид-скаполитовые породы, которые являются весьма характерными образованиями продуктивных горизонтов федоровской свиты, где они и описаны.

Кварциты тимптонской серии по своим петрографическим характеристикам аналогичны кварцитам иенгрской серии.

ДЖЕЛТУЛИНСКАЯ СЕРИЯ

Этой серией пород завершается стратиграфический разрез архея на востоке Южной Якутии. Ее породы, согласно залегающие на образованиях тимптонской серии, слагают ядра крупных синклинальных складок в пределах Тимптоно-Учурского междуречья. Первоначально разрез данной серии был изучен Ю. К. Дзевановским и З. Г. Ушаковой (1952). В составе серии ими была выделена только одна сутамская свита. Позднее изучением строения джелтулинской серии занимались Е. П. Миронюк, В. Г. Тарасова, Н. С. Шпак, Ю. Б. Казмин, Ф. Р. Леонова и др. Ими было установлено, что мощность разреза серии значительно больше, чем это считалось ранее. В составе ее кроме сутамской свиты были выделены новые свиты, занимающие более высокое стратиграфическое положение.

Сутамская свита лежит согласно на кристаллических породах кюриканской свиты. Ее породы обнажаются в бассейне р. Джелтулаха, на водоразделе рек Иджека и Гыныма, Сеймдже, Гонама, Сутама, Нуяма и Алгамы; в нижнем течении Ытымджи, в верховьях рек Мус-Оннюе, Или, Суннагина, Улахан-Джюнюкяна и Джелтулаха, в бассейне нижнего течения р. Учура (рис. 6).

Сутамская свита сложена однообразной толщей биотит-гранатовых гнейсов, заключающей в нижней части многочисленные слои и линзы диопсидовых, диопсид-флогопитовых пород, мраморов и кальцифиров. Это позволило расчленить свиту на две подсвиты: нижнюю, образованную тонкопереслаивающимися биотит-гранатовыми гнейсами, мраморами, кальцифирами, диопсидовыми кристаллическими сланцами, биотитовыми и диопсидовыми гнейсами, и верхнюю, сложенную биотит-гранатовыми гнейсами и плагиогнейсами с редкими прослоями чарнокитовых гнейсов. Послойный разрез свиты наблюдался Ю. К. Дзевановским (1946) в бассейне нижнего течения р. Тимптона, вблизи устья р. Джелтулаха:

Нижняя подсвита

1. Диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы	40 *м*
2. Гранитизированные биотит-гранатовые гнейсы	80 „
3. Белые мраморы, частично минерализованные	2 „
4. Биотит-амфиболовые гранито-гнейсы с гранитом	10 „
5. Белые мраморы	2—3 „
6. Гранитизированные биотит-гранатовые гнейсы	10 „
7. Белые мраморы	8—10 „

8. Биотит-диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы . . . 30 *м*
9. Биотит-гранатовые гранито-гнейсы . . . . . 360 „
10. Гранат-биотитовые гнейсы . . . . . 15—17 „
11. Белые мраморы . . . . . 1 „
12. Катаклазированные, хлоритизированные, биотит-гранатовые гнейсы . . . . . 5 „
13. Мраморы, частично минерализованные . . . . . 3 „
14. Биотит-гранатовые гнейсы . . . . . 20 „
15. Белые мраморы . . . . . 2 „
16. Биотит-гранатовые гранито-гнейсы . . . . . 10 „
17. Белые и оранжевые мраморы . . . . . 2 „
18. Биотит-амфибол-гранатовые гранито-гнейсы . . . . . 142 „
19. Оранжевые мраморы с включениями зерен циркона . . . . 1 „
20. Тонкое переслаивание биотит-гранатовых гнейсов и белых, оранжевых и зеленовато-серых мраморов и кальцифиров . . . . . 42 „

Мощность подсвиты 780—790 *м*.

Верхняя подсвита

1. Биотит-гранатовые гнейсы, иногда с графитом, и плагиогнейсы с секущими линзами норитов . . . . . 220 *м*
2. Биотит-гранатовые гнейсы и плагиогнейсы с редкими прослоями силлиманитовых и силлиманит-гранатовых гнейсов . . . . . 950—1050 „

Мощность верхней подсвиты 1070—1270 *м*. Мощность сутамской свиты 1950—2060 *м*.

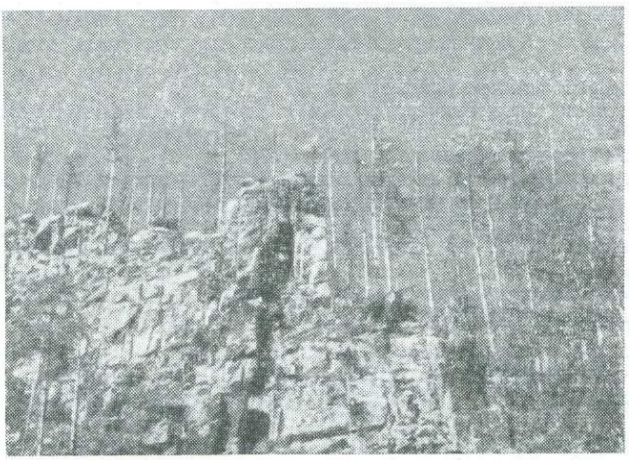


Рис. 6. Останцы архейских гнейсов в бассейне Учура.
Фото Ф. Р. Леоновой

В бассейне среднего течения р. Ломама, притока р. Гыныма, послойный разрез сутамской свиты, по данным Н. С. Телеги, следующий (снизу):

1. Переслаивание диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев и кальцифиров с редкими прослоями биотит-гранатовых гнейсов . . . 150 *м*
2. Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями диопсид-плагиоклазовых, диопсид-амфибол-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . . 350—400 „
3. Диопсид-плагиоклазовые кристаллические сланцы с прослоями минерализованных мраморов, биотитовых, биотит-гиперстеновых, биотит-гранатовых, диопсидовых, чарнокитовых гнейсов и биотит-графит-амфибол-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев . . . . . 500 „
4. Биотит-гранатовые и гранат-биотитовые лейкократовые гнейсы с прослоями биотит-силлиманитовых, биотитовых, биотит-графит-гранатовых гнейсов, гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и лин-

зами минерализованных мраморов и биотит-силлиманит-кордиеритовых плагиогнейсов . . . . . 1950—2000 *м*

Мощность свиты 3000 *м*.

В нижнем течении р. Учура в основании сутамской свиты, по данным Ф. Р. Леоновой, отсутствует горизонт пироксенсодержащих кристаллических сланцев и кальцифиров. Здесь она представлена переслаиванием гранатовых, биотит-гранатовых, часто с графитом, силлиманитом и кордиеритом, гнейсов с гиперстеновыми, диопсидовыми, гранат-гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность свиты 2000 *м*.

Разрез джелтулинской серии в ядрах наиболее крупных синклиналей наращивается вышележащей толщей пироксенсодержащих гнейсов и кристаллических сланцев, получившей различные наименования — хайканской (В. Г. Тарасова, Е. П. Миронюк, Н. С. Шпак), худурканской (Ф. Р. Леонова) свит.

Худурканская свита. В нижнем течении Учура на гранатовых гнейсах сутамской свиты, по данным Ф. Р. Леоновой, залегают:

1. Биотит-гиперстеновые гнейсы	120 *м*
2. Биотит-гранат-гиперстеновые гнейсы	30 „
3. Биотит-гиперстеновые гнейсы с редкими прослоями биотит-амфибол-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, линзами минерализованных мраморов и мелкими линзами кварцитов	300 „
4. Переслаивание биотит-гранат-гиперстеновых, биотит-гранатовых, иногда с графитом, гнейсов и биотит-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев	60 „
5. Биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы	180 „
6. Переслаивание биотит-гиперстеновых и биотит-амфибол-гиперстеновых гнейсов	200 „
7. Биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы	300 „
8. Биотит-гранат-гиперстеновые, графит-биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранатовые и биотит-силлиманит-кордиерит-гранатовые гнейсы . . .	100 „
9. Биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы с прослоями и линзами гранатсодержащих гнейсов	160 „
10. Биотит-амфибол-гиперстеновые гнейсы с прослоями биотит-диопсид-гиперстен-плагиоклазовых кристаллических сланцев	380 „

Видимая мощность свиты 1830 *м*.

В бассейне среднего течения Гыныма и Гонама, по данным Е. П. Миронюка и В. Г. Тарасовой (1957), разрез свиты следующий (снизу):

1. Переслаивание биотитовых, биотит-амфиболовых, амфиболовых, диопсид-гиперстеновых, биотит-амфибол-диопсид-гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев	220—230 *м*
2. Мраморы и кальцифиры с линзами диопсидовых, диопсид-амфиболовых, диопсид-скаполитовых и флогопит-диопсидовых пород	110—120 „
3. Биотит-гранатовые гнейсы с прослоями гранатовых гранулитов	80—100 „
4. Переслаивание биотитовых, биотит-амфиболовых и амфиболовых гнейсов	75—95 „
5. Амфиболовые гнейсы и амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы	105—125 „
6. Мраморы и кальцифиры	110—130 „

Видимая мощность свиты 700—800 *м*.

Худурканская и альванарская свиты, выделяемые Ю. Б. Казминым и Г. Б. Гиммельфарбом в бассейне рек Утука и Худуркана как надсутамские свиты, по нашим представлениям, являются стратиграфическими аналогами кюриканской и суннагинской свит.

Иллюстрируемые выше разрезы показывают, что основной фон нижней части джелтулинской серии — сутамской свиты создают биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые, силлиманит-кордиерит-гранато-

вые, биотит-амфибол-гранатовые, биотит-амфиболовые, биотит-силлиманит-кордиеритовые гнейсы и гранулиты, мраморы. Второстепенное значение имеют чарнокитовые, диопсидовые, диопсид-гиперстеновые гнейсы и основные кристаллические сланцы. Ограниченным распространением здесь пользуются кварциты и амфиболиты.

Биотит-гранатовые гнейсы — лейкократовые, сланцеватые, часто полосчатые, серого цвета, с красновато-бурым оттенком, среднезернистые породы. Структура их гранобластовая, лепидогранобластовая и порфиробластовая. Они состоят из полевых шпатов (20—80%), кварца (12—60%), биотита (10—30%), граната (10—15%). Иногда в их составе отмечаются гиперстен (3—6%), графит (2—5%) и акцессорные минералы — магнетит, циркон, шпинель и др. Плагиоклаз ряда олигоклаз — андезин, реже андезина всегда серицитизирован или хлоритизирован и содержит антипертитовые вростки калиевого полевого шпата. Микроклин присутствует в количестве 3—5%. Кварц корродирует зерна полевых шпатов, образует ленточные и «карандашные» агрегаты, имеющие волнистое и мозаичное угасание. Биотит обычно красновато-бурый, представлен мелкочешуйчатыми агрегатами, изредка образует небольшие пластины неправильной формы. Гранат-альмандин образует изометричные зерна размером 0,5—2,3 *мм*. Иногда в составе указанных гнейсов в заметных количествах (до 6%) наблюдаются чешуйчатые агрегаты графита или изометричные зерна бурого гиперстена (до 2—6%). В гранат-гиперстеновых гнейсах содержание гиперстена увеличивается до 10%.

Биотит-силлиманит-гранатовые, силлиманит-гранатовые, силлиманит-кордиерит-гранатовые гнейсы и безгранатовые их разности по внешнему облику представляют собой серого цвета, нередко с розоватым (за счет граната) и голубоватым (за счет кордиерита) оттенками, полосчатые, массивные и сланцевые, мелко- и среднезернистые породы, с немато-лепидо-гранобластовой, иногда порфиробластовой структурами. Минеральный состав этих высокоглиноземистых гнейсов колеблется в широких пределах. В них содержатся полевые шпаты (35—65%), кварц (15—50%), силлиманит (0—15%), кордиерит (0—10%), гранат (0—10%), биотит (0—5%), гиперстен (0—2%) и в небольшом количестве магнетит, сфен, апатит, циркон. Силлиманит хорошо различим в породе по его резкому алмазному блеску, длиннопризматическим или игольчатым формам кристаллов длиной до 4—5 *мм* или спутанно-волокнистым агрегатам (фибролит). Он обычно прозрачный, иногда зеленовато-серый, оптически положительный, с $2V=26—28°$. Кордиерит образует крупные (до 6 *мм* по короткой оси), удлиненные параллельно сланцеватости, неправильной формы зерна часто неясно полисинтетически двойникового строения. По периферии зерен наблюдаются мельчайшие включения циркона и других акцессорных минералов, образующие желтовато-коричневые плеохроичные ореолы. Эти гнейсы связаны взаимопереходами с биотит-гранатовыми гнейсами и гранатовыми гранулитами.

Гранатовые гранулиты это лейкократовые полосчатые средне- и крупнозернистые породы существенно кварц-полевошпатового состава с включением в различных количествах зерен граната. Структура их гранулитовая, линейная и гранобластовая. В них содержится плагиоклаз ряда олигоклаз — андезин (8—67%), калишпат-микропертит (18—60%), кварц (20—35%), наблюдаемый в удлиненных агрегатах веретенообразной формы — «гранулах». Обычно зерна кварца неправильной формы, имеют резкое облачно-волнистое угасание. В его агрегатах всегда содержатся вытянутые в направлении оси гранулы полевых шпатов без наблюдаемой коррозии их зерен. В гранулитах присут-

ствует гранат-альмандин (1—10%). Он обычно неравномерно рассеян в породе, но иногда сосредоточен в отдельных полосах.

Чарнокитовые гнейсы характерны для верхней части разреза джелтулинской серии. Это обычно табачно-зеленого цвета, мелко- и среднезернистые массивные, гнейсовидные и полосчатые породы с гранобластовой структурой, иногда с реликтами долеритовой и офитовой структур. В них присутствуют: плагиоклаз (до 30%) ряда андезин — лабрадор, с полисинтетическими двойниками; ортоклаз и микроклин (25%) в призматических и округлых зернах; кварц (до 25—40%) в зернах округлой формы, нередко корродирующий зерна полевых шпатов и гиперстена; гиперстен (до 20%) образует изометричные, призматической и неправильной формы зерна. Из акцессорных минералов в них присутствуют магнетит, апатит, циркон.

Наряду с описанными выше чарнокитовыми гнейсами в составе верхних толщ джелтулинской серии широко развиты диопсид-гиперстеновые (двупироксеновые), диопсидовые, амфибол-гиперстеновые, амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты, сходные с аналогичными породами тимптонской серии.

Чрезвычайно большое значение в составе джелтулинской серии имеют мраморы и кальцифиры, залегающие то в виде линз и прослоев, то в виде мощных пластов. Мраморы белые, зеленовато-серые, оранжевые, крупно- или среднезернистые, массивные. Преобладают кальцитовые мраморы. Часто они в той или иной степени минерализованы. Степень минерализации зависит от интенсивности проявления процессов метасоматоза. Содержание карбонатов в мраморах 95—98%. В качестве примесей в них содержатся кварц, диопсид, полевой шпат, амфибол, серпентин, флогопит, хондродит и др. Иногда процессы минерализации проявляются настолько интенсивно, что карбонатное вещество нацело замещается перечисленными выше силикатами и тогда появляются различные метасоматические породы — диопсидовые, диопсид-флогопитовые, диопсид-амфиболовые, амфибол-хондродит-диопсидовые и др. Метасоматические породы джелтулинской серии отличаются от одноименных пород иенгрской серии низкой железистостью силикатов.

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА И СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Архейские образования этих регионов известны в литературе под названием олекмо-станового комплекса (Дзевановский, 1964). В решении МСК (1962) эти метаморфические породы были отнесены к нижнему протерозою. Позже С. П. Смеловским, Ю. К. Дзевановским, А. Н. Нееловым, Е. П. Миронюком был поставлен вопрос об отнесении этих толщ к архею. Доказательством в пользу архейского возраста является высокая степень регионального метаморфизма (не ниже амфиболитовой фации), данные абсолютного возраста (2500—3100 млн. лет), отсутствие органических остатков, а также особый геотектонический режим развития, не сходный с протерозойским.

Архейские метаморфические породы этого региона образуют древнее складчатое обрамление раннеархейских ядер консолидации — литоплинтов (Дзевановский, 1964).

Данные образования наиболее широко распространены в бассейне р. Олекмы и на Становом хребте.

Представлены они тремя сериями: курультинской, олекминской и борсалинской. Две из них — курультинская и олекминская — входят

в состав олекмо-станового комплекса, борсалинская серия знаменует самостоятельную фазу геотектонического развития и не относится к олекмо-становому комплексу.

КУРУЛЬТИНСКАЯ СЕРИЯ

В западных районах Алданского щита, а также в Становой складчатой области в последние годы была выделена толща преимущественно пироксеновых и высокоглиноземистых пород, метаморфизованных в гранулитовой и амфиболитовой фациях, получившая название курультинской серии. Ранее эти породы рассматривались либо как отторженцы архейских пород Алданского щита, включенные в систему протерозоид Становой виргации, либо не выделялись вообще из разреза последних. Впоследствии выяснилось, что они образуют самостоятельную стратиграфическую серию пород. Ее изучением занимались геологи Е. М. Лазько (1956), А. Г. Кац (1960), Е. П. Миронюк (1961—1969), В. Г. Ветлужских (1964), В. А. Кудрявцев (1965, 1966), Л. М. Реутов (1963) и др.

Положение курультинской серии относительно рассмотренных выше архейских образований Алданского щита точно не установлено. Е. П. Миронюк, выделивший эту серию в бассейне р. Олекмы, утверждает, что она структурно и стратиграфически тесно связана с образованиями олекминской (становой) серий. Различие в степени их метаморфизма в рамках гранулитовой и амфиболитовой фаций обусловлено метаморфической зональностью. Ю. К. Дзевановский (1968), исходя из анализа тектонических структур южных участков Алданского щита, высказывает предположение, что позднеархейские породы курультинской серии огибают раннеархейский Иенгрский литоплинт вдоль Станового хребта и на участке между Горбыляхом и Мёлемкёнами заворачивают на северо-восток. В долине Анамжака они срезаются крупным широтным разломом и полосой сходных по составу пород тимптонской серии, простирающихся с северо-запада на юго-восток. Создается впечатление, будто курультинская серия наращивает кверху иенгрскую серию и несогласно перекрывается тимптонской, т. е. иначе говоря, располагается между двумя сериями. Вопрос этот пока неясен и представляет собой задачу будущих исследований. Наконец, высказывается предположение о связи пород курультинской серии со сходными породами тимптонской серии, однако оно основано пока только на петрографических сравнениях.

В пределах Южной Якутии породы курультинской серии обнажены в основном на двух участках — Олекминском (в долине Олекмы, на хребте Удокан) и Гонамо-Тимптонском (кряж Зверева, верховья Чульмана, Тимптона и Гонама).

Стратотипический разрез курультинской серии располагается по р. Олекме выше устья р. Хани около урочища Курульта. Ранее породы курультинской серии в этом районе относились С. Е. Карповым (1959) к кудуликанской свите олекминской серии, для которой устанавливалась мощность около 2000 *м* и следующий состав: амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями пироксеновых, гранатовых и биотитовых гнейсов.

Как показали дальнейшие исследования (О. Т. Князев, Е. П. Миронюк, Л. М. Реутов), мощность кудуликанской свиты в действительности более 10 000 *м*. Толща пород этой свиты различного литологического состава, с типичными парагенезисами гранулитовой фации метаморфизма, при детальных исследованиях была расчленена на ряд свит, что привело к необходимости выделения этой толщи в качестве серии.

Анализ геологических соотношений и коррелятивных признаков позволил в дальнейшем доказать региональное распространение курультинской серии (рис. 7), которая, таким образом, была введена в сводную корреляционную схему докембрийских образований Сибири.

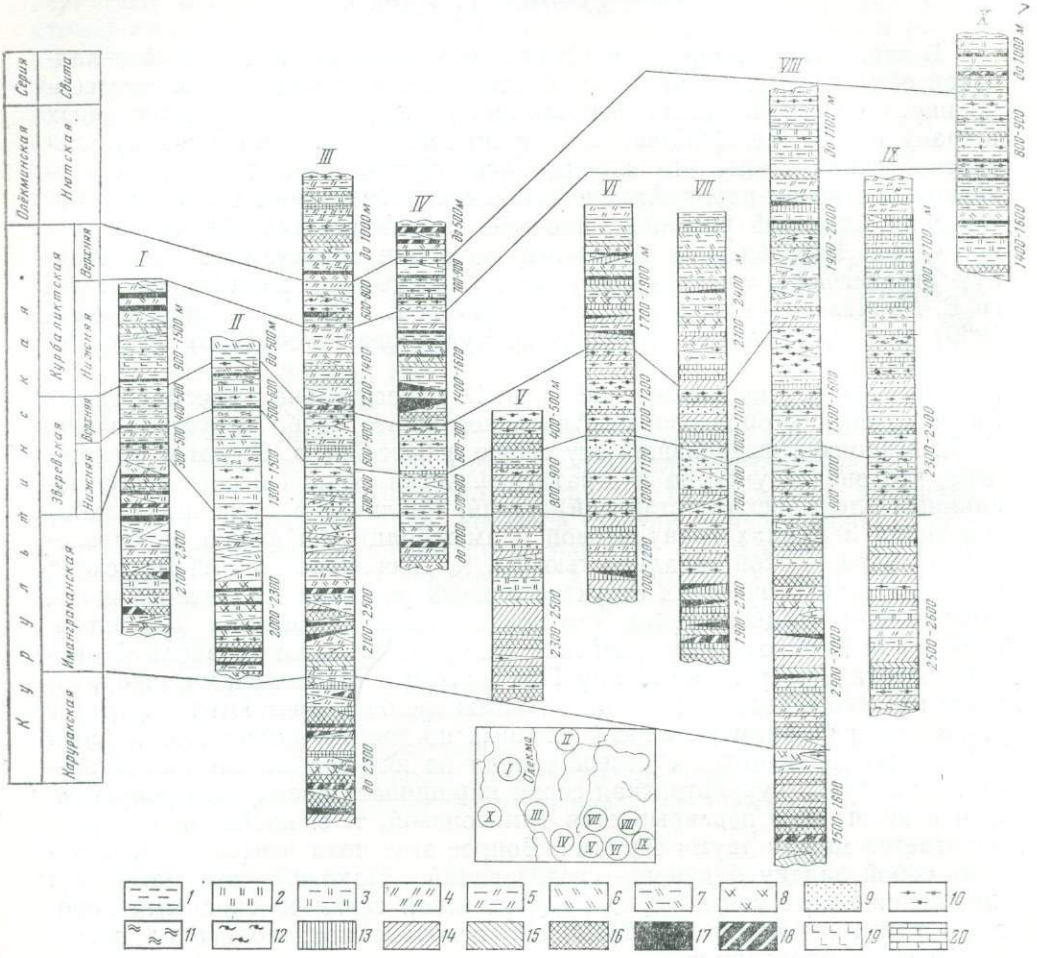


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов метаморфических образований курультинской серии

Гнейсы: *1* — биотитовые, *2* — амфиболовые, *3* — биотит-амфиболовые, *4* — клинопироксеновые, *5* — биотит-клинопироксеновые, *6* — гиперстеновые, *7* — биотит-гиперстеновые, *8* — двупироксеновые, *9* — гранатовые, *10* — биотит-гранатовые, *11* — силлиманитовые, *12* — гранат-силлиманитовые; *сланцы:* *13* — амфиболовые кристаллические, *14* — клинопироксеновые кристаллические, *15* — гиперстеновые кристаллические, *16* — двупироксеновые кристаллические; *17* — амфиболиты; *18* — пироксеновые амфиболиты; *19* — кварциты; *20* — мраморы. I — бассейн р. Оломокита (Е. П. Миронюк, 1961 г.); II — верховья Амги и Бестяха (Е. П. Миронюк, 1961 г.); III — долина р. Олекмы (Е. П. Миронюк, 1962 г.); IV — низовья р. Нюкжи (Е. П. Миронюк, 1962 г.); V — верховья р. Чильчи (А. Г. Кац, 1964 г.); VI — верховье Ниж. Ларбы (А. Г. Кац, 1964 г.); VII — кряж Зверева (А. Г. Кац, 1964 г.); VIII — междуречье Иенгры — Чульмана (А. Г. Кац, 1964 г.); IX — междуречье Иенгры — Тимптона (А. Г. Кац, 1964 г.); X — долина р. Хани (Е. П. Миронюк, 1964 г.)

Из прежних стратиграфических единиц в курультинскую серию включены помимо кудуликанской свиты, выделенной С. Е. Карповым, нижняя свита (Г. Ю. Лагздина и Е. П. Миронюк, 1952 г.), верхнетимптонская свита (Е. М. Лазько, 1956), зверевская свита (А. Г. Кац, 1957), чекчойская свита (Г. Н. Баженова, М. З. Глуховский и Г. Н. Кислякова, 1960, 1961), оломокитская толща (Е. П. Миронюк, Л. М. Реутов, 1962), верхнетимптонская серия (В. Г. Ветлужских, Н. А. Соколов, 1964), серия Зверева (Н. Г. Судовиков, В. Н. Не-

елов, 1965), курультино-гонамский комплекс (В. А. Кудрявцев, 1965) и часть чарской серии (Ю. А. Буфеев, М. З. Глуховский, В. Н. Федоровский, 1965). В 1965 г. С. П. Смеловский доказал широкое распространение пород курультинской серии значительно западнее р. Олекмы, вплоть до р. Витима.

В разрезе курультинской серии выделяется четыре свиты: каруракская, иманграканская, зверевская и курбаликитская.

Каруракская свита. Кристаллические породы данной свиты развиты по речке Карурак, левому притоку р. Тунгурчакана. Эти образования являются самой нижней толщей в известном нам разрезе курультинской серии. Каруракская свита наблюдается на ограниченной территории, в ядрах наиболее эродированных антиклиналей.

Нижние части свиты, обнаженные в бассейне р. Олекмы, сложены массивными грубополосчатыми амфибол-двупироксеновыми, двупироксеновыми, биотит-пироксеновыми кристаллическими сланцами, среди которых встречаются довольно часто прослои неяснополосчатых, обычно пироксенсодержащих амфиболитов.

Постоянно встречаются линзовидные пласты (до 8 *м*) гранатовых, гранат-двупироксеновых амфиболитов и гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев. Мощность нижней пачки достигает 600 *м*. Выше залегает не выдержанная по простиранию пачка слоев (200—250 *м*), сложенная гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми гнейсами, иногда меланократовыми (цветных минералов до 25%), среди которых залегают линзовидные прослои двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов мощностью не более 5 *м*. Гнейсы этой пачки по простиранию довольно быстро сменяются (через 4—5 *км*) амфибол-двупироксеновыми, амфибол-гиперстеновыми кристаллическими сланцами. Третья пачка сложена существенно гиперстеновыми, двупироксеновыми, биотит-амфибол-двупироксеновыми кристаллическими сланцами с амфиболитами и отдельными пластами биотит-гиперстеновых гнейсов. Постоянно в виде линзовидных пластов встречаются гранат-амфибол-двупироксеновые, гранат-двупироксеновые, реже гранат-клинопироксеновые сланцы. Мощность таких пластов в олекминском участке не превышает 10 *м*, в то время как в гонамо-тимптонском участке (по р. Тимптону), по данным В. А. Кудрявцева (1966), они достигают мощности 380 *м*. Кроме рассмотренных пород в разрезе третьей снизу пачки каруракской свиты наблюдаются единичные линзы (до 2 *м*) массивных амфибол-оливин-двупироксеновых, реже шпинель-двупироксеновых кристаллических сланцев; почти повсеместно содержатся линзовидные прослои (до 2 *м*) двупироксеновых и гиперстеновых гнейсов. Мощность третьей пачки 500—799 *м*.

Завершается разрез каруракской свиты пачкой 700—800 *м*, отличающейся от предыдущих более равномерным чередованием слагающих ее пород, которые образуют хотя и неустойчивые по мощности, но протяженные слои в 3—20 *м*. Эта пачка сложена биотит-гиперстеновыми, двупироксеновыми и биотитовыми гнейсами совместно с переменным количеством двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов. В отдельных случаях здесь наблюдаются довольно устойчивые по простиранию пласты гранат-амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев. Здесь впервые в разрезе каруракской свиты появляются пласты гранатовых, биотит-гранатовых, гранат-гиперстеновых гнейсов с линзами гранат-гиперстеновых кристаллических сланцев. Один из пластов гранатовых гнейсов этой пачки в Олекминском районе достигает мощности 120 *м*. В этом же районе отмечаются линзы кварцитов (до 5 *м*), залегающие на двупироксеновых кристаллических сланцах. Подобная ассоциация пироксеновых сланцев с кварцитами, отмечаемая

неоднократно в разрезе курультинской серии, позволяет предполагать их вулканогенно-осадочную хемогенную природу. Вместе с кварцитами иногда встречаются линзы двупироксен-магнетит-гранат-кварцевых сланцев и гиперстен-магнетитовых кварцитов (1—2 *м*).

Мощность каруракской свиты 2300 *м*.

Породы *иманграканской свиты* выходят на дневную поверхность в бассейне р. Имангракана, левого притока р. Олекмы. Они согласно перекрывают породы каруракской свиты. В этой свите условно выделяются три пачки слоев, не имеющие четких границ и не очень выдержанные по простиранию. Нижняя пачка мощностью 150—400 *м* сложена чередующимися между собой пластами (50—100 *м*) биотит-гиперстеновых, амфибол-гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов, среди которых встречаются быстро выклинивающиеся пласты биотитовых гнейсов, реже гранат-двупироксеновых, амфибол-пироксеновых и оливин-амфибол-двупироксеновых сланцев. На кряже Зверева в ее составе отмечаются слои гранатовых гнейсов (мощностью до 30 *м*). Здесь же наблюдались прослои (до 10 *м*) салитовых и амфибол-салитовых гнейсов.

Выше по разрезу следует средняя мощная однообразная пачка кристаллических пород, представленных то массивными, то грубополосчатыми, линзовидно-полосчатыми амфибол-двупироксеновыми, гиперстеновыми кристаллическими сланцами с линзами (до 1—15 *м*) амфиболитов, в том числе двупироксеновых, которые обычно по простиранию сменяются двупироксеновыми, биотит-гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами. Как это устанавливается в бассейне р. Олекмы, подобные переходы пород по простиранию явление довольно обычное что, вероятно, отражает особенности накопления исходного вещества. Важно отметить, что пироксеновые кристаллические сланцы, являющиеся господствующими породами каруракской и иманграканской свит, по наблюдениям Е. П. Миронюка в бассейне Оломокита и Хани не только образуют пластовые тела, но иногда в виде небольших секущих жил мощностью до 2 *м*, располагаются во вмещающих их слоях кристаллических пород. Полное петрографическое подобие пород пластовых и секущих тел (двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых, гиперстеновых кристаллических сланцев) совместно с невыдержанным характером залегания этих пород по разрезу, приводящим к значительным перепадам их мощностей, по-видимому, объясняется их первичномагматическим происхождением. Тем не менее при неустойчивости отдельных пластов отмечается выдержанность по простиранию крупных пачек и горизонтов со сходным строением.

Вероятно, в описываемом разрезе мы имеем дело с первичновулканическими породами базальтового состава, которые сопровождались небольшими автоинтрузиями (Половинкина, 1959), наблюдаемыми сейчас в виде секущих тел.

В качестве примера, иллюстрирующего характер строения этой части толщи, приведем разрез средней пачки, изученный А. Г. Кацем в 1963 г. в долине р. Чильчи (снизу):

1. Биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы	320 *м*
2. Амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы	50 „
3. Биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы	90 „
4. Биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы	30 „
5. Гиперстенсодержащие биотитовые гнейсы	10 „
6. Биотит-амфиболовые гнейсы в переслаивании с тонкополосчатыми амфиболовыми кристаллическими сланцами	20 „
7. Гиперстеновые кристаллические сланцы	60 „

В долине р. Тимптона наблюдается следующий разрез этой же пачки слоев (снизу):

1. Амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы . . . . . 5 *м*
2. Амфиболовые кристаллические сланцы . . . . . 12 „
3. Чередование слоев амфибол-пироксеновых и биотит-гиперстеновых кристаллических сланцев с прослоями кварцитов . . . . . 48 „
4. Амфиболовые и амфибол-гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы . . . . . 62 „
5. Кварциты . . . . . 8 „
6. Биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы . . . . . 100 „
7. Амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы . . . . . 35 „
8. Биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы . . . . . 30 „
9. Гиперстеновые и биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы . . . 200 „

Мощность пачки слов 500 *м*.

Следует отметить, что в целом для разреза этой пачки характерны определенные различия в отдельных частях освещаемой территории. Так, для Гонамо-Тимптонского междуречья отмечается более меланократовый состав, бо́льшая мощность и меньшая дифференцированность разреза по сравнению с разрезом, изученным в бассейне р. Олекмы (мощность до 1000 *м*). Если в бассейне р. Олекмы меланократовые кристаллические сланцы обычно переслаиваются или быстро сменяются по простиранию гнейсами, то в пределах Гонамо-Тимптонского междуречья кристаллические сланцы совместно с амфиболитами устойчиво преобладают в разрезе этой пачки. В ней в бассейне верхнего течения Тимптона нередко наблюдаются гранат-пироксеновые разности, что в других местах не установлено. Такие отличия в стратиграфическом разрезе сохраняются и в строении верхней пачки иманграканской свиты. В пределах Гонамо-Тимптонского междуречья верхняя пачка почти не отличается от средней пачки и основанием для их разделения служит появление в ее разрезе прослоев и линз кварцитов (мощностью не более 8 *м*), а также гранат-гиперстеновых и биотит-гранатовых гнейсов. Верхняя пачка отчетливо выделяется в бассейне р. Олекмы (мощность до 1200 *м*). Она сложена мезо- и лейкократовыми гнейсами с тонкополосчатой, тонкослоистой текстурой. В составе верхней пачки присутствуют биотит-гиперстеновые, амфибол-пироксеновые, двупироксеновые, биотит-амфиболовые гнейсы, иногда переслаивающиеся с амфиболитами. Несколько повышенное содержание в разрезе этой пачки амфиболитов, двупироксеновых и амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев отмечается лишь для бассейна Оломокита. В бассейне Амги в этой пачке совсем отсутствуют кристаллические сланцы и амфиболиты. Здесь она состоит в основном из биотит-гиперстеновых и биотитовых гнейсов. В бассейне р. Олекмы в верхней пачке иманграканской свиты часто встречаются прослои и линзы (мощностью до 50 *м*) гранатовых, биотит-гранатовых гнейсов, редко силлиманитовых сланцев. Эти породы иногда тонко переслаиваются с гиперстеновыми гнейсами. В редких случаях (бассейны Хани и Амги) с ними ассоциируют графит-биотитовые гнейсы.

Общая мощность иманграканской свиты составляет на территории Гонамо-Тимптонского междуречья 2500—3000 *м*, а в бассейне Олекмы 2000—2500 *м*.

Зверевская свита наиболее широко распространена в районе междуречья Иенгры и Чульмана. По своему составу она резко контрастна относительно описанных выше частей разреза курультинской серии. Разнообразие литологического состава и наличие устойчивых на значительной площади горизонтов позволяют разделить ее на две подсвиты — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита хорошо отделяется от подстилающих пород иманграканской свиты по массовому появлению в разрезе гранатовых гнейсов, наиболее характерных пород зверевской свиты. В основании подсвиты находится слой (150—70 *м*) тонкополосчатых, линзовидно-

полосчатых, нередко массивных гранатовых гнейсов, среди которого содержатся прослои переменной мощности тонкополосчатых гиперстеновых кристаллических сланцев, биотитовых, гиперстеновых, гранат-силлиманитовых, биотит-силлиманитовых гнейсов, редко прослои и линзы биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых, амфиболовых, гиперстеновых, двупироксеновых и гранат-пироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов. Мощность слоев гранатовых гнейсов не выдержана по простиранию и колеблется в пределах 1—80 *м*, иногда они совсем выпадают из разреза, как, например, в бассейне р. Олекмы, где нередко присутствуют лишь единичные пласты гранат-гиперстеновых гнейсов. Также неустойчивы по простиранию, не выдержаны по мощности и прослои гранат-силлиманитовых, биотит-силлиманитовых гнейсов (максимальная мощность 25—80 *м*, обычно первые метры). Крайне редко наблюдаются линзовидные прослои (до 1 *м*) гранат-силлиманитовых и биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых кристаллических сланцев и амфиболитов. Почти постоянно присутствуют биотитовые гнейсы. Меланократовые кристаллические сланцы (амфибол-гиперстеновые, двупироксеновые, гранат-пироксеновые) встречены только в долине верхнего течения р. Тимптона, где общая мощность пачки достигает максимальных значений.

Залегающая выше пачка кристаллических пород отличается от первой подчиненным содержанием глиноземистых разностей гнейсов и кристаллических сланцев. На Гонамо-Тимптонском междуречье в ее составе преобладают биотит-гиперстеновые, двупироксеновые кристаллические сланцы, мощность которых достигает 600 *м*. В бассейне р. Олекмы пачка состоит преимущественно из биотит-гиперстеновых, двупироксеновых, биотит-амфиболовых, биотитовых гнейсов с прослоями гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов мощностью до 40 *м* каждый. Мощность пачки не превышает 200 *м*. Завершается разрез нижнезверевской подсвиты пачкой (300—500 *м*) гранатовых гнейсов, нередко включающей в себя слои биотит-силлиманитовых гнейсов (обычно мощность слоя достигает 15 *м*, лишь в верховьях Амги — до 40 *м*). На кряже Зверева помимо них еще присутствуют слои гранат-силлиманит-кордиеритовых, редко гранат-двупироксеновых гнейсов. В разрезе пачки нередко встречаются прослои гиперстеновых кристаллических сланцев и и линзы двупироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов, довольно быстро выклинивающиеся по простиранию. Последние отмечены в бассейне р. Олекмы. Почти везде в пределах Гонамо-Тимптонского междуречья среди гранатовых гнейсов верхней пачки имеются кварциты, которые образуют прослои или линзы максимальной мощностью до 60 *м* (Ветлужских, 1966). Особенно многочисленны линзы и прослои кварцитов на кряже Зверева и в бассейне верхнего течения р. Иенгры. Здесь их мощность обычно колеблется в пределах 5—6 и 20—35 *м*. В бассейне р. Олекмы в этой части разреза кварциты не отмечались.

Кварциты обычно крупнозернистые полосчатые как за счет различной зернистости, так и за счет неравномерного распределения в кварцитах алюмосиликатных минералов и наличия прослоев и линз (от 2 до 40 *см*) биотитовых гнейсов и гнейсов с гранатом и силлиманитом, в которых рутил и магнетит образуют как равномерную вкрапленность, так и сплошные полосы. Изредка среди кварцитов встречаются пропластки и линзы (до 1 *м*) амфибол-гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев и гранат-биотитовых гнейсов.

Большинство исследователей (Озеров, 1939; Лазько, 1956; Дзевановский, 1958; Судовиков, 1965) считают, что к этой части разреза следует относить корундовые тела Чайнытского и Джелиндинского место-

рождений, располагающихся в бассейне Иенгры. А. Г. Кац предполагает, что указанные образования не только не относятся к рассматриваемой части разреза, но вообще не являются архейскими, а более молодыми — протерозойскими. В подтверждение своих взглядов он ссылается на наблюдаемый в этих телах парагенезис корунда с кианитом. Однако условия метаморфизма, парагенетические ассоциации этих пород изучены крайне слабо; зона, в которой они встречены, характеризуется чрезвычайно сложными полиметаморфическими преобразованиями, поэтому выводы А. Г. Каца нельзя считать окончательными.

Общая суммарная мощность нижней подсвиты составляет 800—1000 *м* на Гонамо-Тимптонском междуречье, 500—800 *м* в бассейне р. Олекмы и 1500 *м* в бассейне Амги.

Для детальной характеристики разреза нижней подсвиты приведем описание двух частных разрезов.

Разрез нижней подсвиты в бассейне верхнего течения р. Тимптона по наблюдениям А. Г. Каца следующий (снизу):

1. Гиперстеновые и амфибол-гиперстеновые кристаллические сланцы с прослоями гиперстен-гранатовых и амфибол-гранатовых кристаллических сланцев, мощность которых возрастает вверх по разрезу с 5 до 20—50 *м*	250 *м*
2. Биотитовые и силлиманитсодержащие гнейсы с прослоями (0,2—0.3 *м*) гиперстеновых кристаллических сланцев	26 „
3. Гиперстен-гранатовые, амфибол-гранатовые гнейсы, чередующиеся (2—3 м) с двупироксеновыми и гиперстеновыми гнейсами	52 „
4. Биотит-гранатовые и силлиманит-гранатовые гнейсы с прослоями (2—5 *м*) гранат-гиперстеновых кристаллических сланцев	38 „
5. Гранатовые и силлиманит-гранатовые гнейсы	18 „
6. Гиперстен- и амфибол-гранатовые кристаллические сланцы	37 „
7. Биотит-гранатовые гнейсы, частично с силлиманитом	90 „
8. Амфиболовые и гиперстеновые кристаллические сланцы	7 „
9. Биотит-гранатовые гнейсы	10 „
10. Кварциты мономинеральные	10 „
11. Биотит-гранатовые гнейсы с линзами кварцитов (1—2 *м*)	20 „
12. Биотит-гранатовые и силлиманит-гранатовые гнейсы	32 „

В бассейне р. Оломокита на амфибол-биотитовых и амфибол-гиперстеновых гнейсах иманграканской свиты согласно залегают следующие слои нижней подсвиты зверевской свиты:

1. Гранатовые гнейсы с прослоями гранат-гиперстеновых и гранат-гиперстен-биотитовых сланцев и биотитовых гнейсов	80—100 *м*
2. Биотитовые, амфибол-биотитовые гнейсы с прослоями гранатовых гнейсов	120—150 „
3. Гранатовые гнейсы, в пачке которых содержатся (1—30 *м*) прослои биотит-силлиманитовых, гранат-гиперстеновых, биотитовых и гиперстен-биотитовых гнейсов	170—250 „
Мощность нижней подсвиты 370—500 *м*.	

Верхняя подсвита отделяется от нижней подсвиты пачкой основных кристаллических сланцев, выше которых залегают гранатовые гнейсы, принадлежащие к этой подсвите.

Нижняя пачка сложена главным образом гиперстеновыми, двупироксеновыми, амфибол-гиперстеновыми и амфиболовыми кристаллическими сланцами с прослоями биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов. Мощные слои двупироксеновых кристаллических сланцев содержат линзы гранат-двупироксеновых кристаллических сланцев. Мощность пачки 300—900 *м* в пределах Гонамо-Тимптонского междуречья и до 250 *м* в бассейне Олекмы. Рассмотренная пачка то постепенно, то резко вверх по разрезу сменяется толщей гранатовых гнейсов с прослоями (1—8 *м*) гранат-силлиманитовых, биотит-силлиманитовых, гранат-ги-

перстеновых и биотитовых гнейсов. На кряже Зверева наблюдаются еще и кордиерит-гранат-биотитовые, гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы. Биотит-силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы чаще всего встречаются на севере района, в то время как на юге больше гранат-кордиеритовых, гранат-силлиманит-кордиеритовых и гранат-гиперстеновых гнейсов. Редко отмечаются графитсодержащие глиноземистые гнейсы, несколько чаще прослеживаются слои пироксеновых и амфиболовых кристаллических сланцев, а в пределах Иенгра-Чульманского междуречья и южной части бассейна р. Олекмы присутствуют еще и кварциты. Мощность кварцитовых линз не более 10 *м*.

Разрез зверевской свиты завершается пачкой глиноземистых гнейсов, переслаивающихся с пироксен- и амфиболсодержащими кристаллическими сланцами.

В долине р. Чако верхняя пачка верхнезверевской подсвиты имеет следующий послойный разрез:

1. Биотит-гранатовые и биотит-силлиманит-гранатовые гнейсы с прослоями (5—12 *м*) гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев . .	400 *м*
2. Равномерное переслаивание биотит-пироксеновых, амфибол-пироксеновых, двупироксеновых кристаллических сланцев и гранатсодержащих разностей тех же пород , ...	500 „
3. Биотит-гранатовые гнейсы, содержащие прослои (1—12 *м*) кварцитов, амфибол-пироксеновых и биотит-гиперстеновых кристаллических сланцев и гнейсов	550 „

Общая мощность верхней подсвиты равна 1000—1600 *м* в пределах Гонамо-Тимптонского междуречья и почти в два раза меньше в бассейне р. Олекмы, где она колеблется от 400 до 900 *м*.

На примере каруракской свиты мы видели, что эта свита обладает ритмичным строением, обусловленным сменой по разрезу основных кристаллических сланцев и гнейсов (вулканогенная формация — нижний элемент ритма) глиноземистыми гнейсами (песчано-глинистая формация — верхний элемент ритма), причем последние в каруракской свите имели явно подчиненное значение. В свою очередь иманграканская и зверевская свиты, вместе взятые, составляют полный, хорошо представленный ритм с подобным же характером смены элементов, выраженным очень четко.

Курбаликитская свита завершает разрез курультинской серии. Породы этой свиты пользуются в пределах Гонамо-Тимптонского междуречья ограниченным распространением. Значительно шире они распространены в бассейнах Олекмы, на Становом хребте и кряже Зверева.

Вопрос о выделении курбаликитской свиты в верховьях Амги остается дискуссионным. Е. П. Миронюк относит толщу кристаллических пород, развитых в данном районе, к курбаликитской свите; И. М. Фрумкин, И. Д. Ворона относят ее к верхней подсвите федоровской свиты.

По литологическим признакам в курбаликитской свите иногда выделяются и хорошо картируются две подсвиты — нижняя и верхняя. По мнению В. Г. Ветлужских и Н. А. Соколова, в бассейне Тимптона возможно выделение даже трех подсвит.

В основании нижней подсвиты залегает пачка полосчатых гиперстеновых, биотитовых, салит-амфиболовых и биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев с прослоями амфиболитов. Иногда все разновидности перечисленных кристаллических пород равномерно переслаиваются друг с другом, иногда преобладает какая-либо из них. В нижней подсвите почти всегда присутствуют прослои и линзы (1—5, редко до 15 *м*) биотит-гранатовых, биотитовых, реже диопсидовых гнейсов, гранатовых амфиболитов и кварцитов (не более 5 *м*), приуроченные, по наблюдениям А. Г. Каца, либо к основным кристаллическим

сланцам, либо к биотит-гиперстеновым гнейсам. В бассейне р. Олекмы иногда в этой пачке отмечаются магнетит-двупироксен-кварцевые сланцы, а в бассейне р. Оломокита магнетит-диопсидовые сланцы. Мощность пачки не менее 500—900 *м*.

Выше по разрезу во второй пачке подсвиты сохраняется тот же характер переслаивания, но увеличивается количество биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов и амфиболовых кристаллических сланцев. Одновременно с этим отсутствуют в ее составе гранат-биотитовые гнейсы и появляются прослои (до 2,5 *м*) диопсидовых и двупироксеновых гнейсов. Такой характер строения верхней пачки сохраняется не везде. Так, в южной части Гонамо-Тимптонского междуречья, в верховьях Ларбы, обе пачки (нижняя и верхняя) близки по составу и расчленить их невозможно.

Мощность нижней подсвиты от 1200 *м* в бассейне Олекмы до 2000 *м* в пределах Гонамо-Тимптонского междуречья. В качестве примера разреза нижней подсвиты приведем ее послойный разрез по данным А. Г. Каца, наблюдаемый им в бассейне Прав. Чульмана (снизу):

1. Амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы	20 *м*
2. Биотит-гранатовые гнейсы	150 „
3. Двупироксеновые кристаллические сланцы	30—35 „
4. Биотит-гиперстеновые гнейсы с прослоями (3—8 *м*) амфибол-гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев	270—315 „
5. Биотит-гранатовые гнейсы	10—15 „
6. Биотит-гиперстеновые гнейсы с прослоями (3—10 *м*) меланократовых основных кристаллических сланцев и линзами (1—5 *м*) кварцитов	400 „

Общая мощность подсвиты 880—945 *м*.

Верхняя подсвита отличается большим содержанием гнейсов, нередко параллельно-полосчатых. Это в основном биотит-гиперстеновые, двупироксеновые, биотитовые, амфиболовые гнейсы, редко амфиболиты и двупироксеновые кристаллические сланцы. Постоянно к этой подсвите приурочены биотит-гранатовые (мощность слоя до 30 *м*), амфибол-двупироксеновые, амфибол-диопсидовые гнейсы (прослои мощностью 9,5—2,5 *м*). Изредка в подсвите присутствуют прослои гранат-силлиманитовых или биотит-силлиманитовых гнейсов, довольно выдержанные по простиранию и редко линзы кварцитов. Лишь в отдельных случаях в бассейнах Иенгры и Хани отмечаются значительные по мощности (до 80 *м*) слои амфиболитов, амфибол-гиперстеновых или амфиболовых кристаллических сланцев. Мощность верхней подсвиты до 900 *м* в бассейне Олекмы и до 1100 *м* на территории Гонамо-Тимптонского междуречья.

Таким образом, для курбаликитской свиты характерно наиболее широкое распространение амфиболовых и биотитовых гнейсов, присутствие диопсидовых гнейсов и концентрация мощных и выдержанных по простиранию слоев основных кристаллических сланцев в отдельных частях разреза. Сохраняется, хотя и в иной масштабности, общий характер ритмичности, сходный с таковой в каруракской, иманграканской и зверевской свитах.

Мощность курбаликитской свиты 2200—3100 *м*.

По петрографическому составу среди пород курультинской серии могут быть отмечены следующие главнейшие разновидности.

Основные кристаллические сланцы и амфиболиты преобладают в нижних частях разреза курультинской серии, представляющих собой, по нашему мнению, метаморфизованные первичновулканогенные образования основного состава (аповулканическая формация основных пород). В эту группу входят бескварцевые породы: амфиболиты различного состава и кристаллические сланцы — гиперстеновые, двупироксе-

новые, клинопироксеновые, часто с амфиболом, биотитом, гранатом. Их главные минералы: плагиоклаз, гиперстен, клинопироксен, амфибол, биотит, гранат, редко оливин. Акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, апатит, рутил, шпинель (плеонаст), сфен. Вторичные минералы очень разнообразны. Среди них находятся как минералы, образовавшиеся при метасоматозе и ультраметаморфизме, так и при разнообразных регрессивных преобразованиях, происходивших в широком диапазоне температурных условий — от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Структуры перечисленных кристаллических пород гранобластовые, гетерогранобластовые, гомеобластовые, нематобластовые; обычно наибольшая величина зерен минералов 0,5—2 *мм*. Плагиоклаз (5—10%) наиболее часто представлен андезином и лабрадором (№ 45—58), иногда встречается битовнит (№ 70—80). Редко наблюдаются кристаллические сланцы с олигоклазом (№ 30—36). Появление таких кислых плагиоклазов в некоторых случаях определяется метасоматическим изменением породы.

Гиперстен (5—31%) является критическим минералом гранулитовой фации и распространен в этой группе чрезвычайно широко. Часто показывает отклонение от прямого угасания (*cNg* до 8°); обычно отчетливо плеохроирует. Содержание ферросалитовой молекулы 36—58%, лишь в образце гранат-гиперстен-плагиоклаз-биотитового сланца был определен феррогиперстен ($FeSiO_3$=70%). Клинопироксен (2—90%) бесцветный, изредка слабо плеохроирует в зеленоватых тонах. В большинстве случаев представлен салитом, его общая железистость 28—40%. Диопсид встречается редко, обнаружен в биотит-двупироксеновом, двупироксеновом и магнетит-диопсидовом кристаллических сланцах. Амфибол (2—87%) представлен зеленовато-бурой, зеленой обыкновенной роговой обманкой со средней железистостью (F=42—60%).[1] Маложелезистый амфибол (F=37%) отмечен лишь в амфибол-диопсидовом кристаллическом сланце, что соответствует общей низкой железистости породы. Вторичные амфиболы образуют как кайму вокруг магнетита, так и псевдоморфозы по плагиоклазу и пироксенам. Они однообразны по оптическим свойствам — от сине-зеленой и волокнистой роговой обманки до почти бесцветного актинолита. Гранат встречен лишь в меланократовых разностях основных кристаллических сланцев в количестве 2—37%. Он образует либо зерна, по величине соразмерные с зернами других минералов, либо небольшие порфиробласты (до 1 *см*). Обычно равновесен с пироксенами, изредка замещается биотитом и хлоритом. Биотит (до 1%) наблюдается редко, часто плеохроирует, цвет по *Ng* красновато-бурый, зеленовато-бурый, рыжевато-бурый. Общая железистость биотита 33—42%. Оливин встречается редко в бесполевошпатовых породах (в ассоциациях с гиперстеном и клинопироксеном). Судя по величине $2V=\pm 90°$, относится к магнезиальному хризолиту.

К группе щелочноземельных гнейсов отнесены гиперстеновые, двупироксеновые, нередко с биотитом и амфиболом и биотитовые гнейсы. Все они широко распространены в курультинской серии. Основные породообразующие минералы указанных гнейсов — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гиперстен, клинопироксен, амфибол, биотит и акцессорные минералы — апатит, циркон, магнетит (до 5%), титаномагнетит, монацит, рутил, редко ортит. Величина зерен породообразующих минералов колеблется от 0,5 до 1 *мм*. Их структуры: гранобласто-

[1] F — коэффициент железистости, равный $\frac{FeO + 2Fe_2O_3}{FeO + Fe_2O_3 + MgO} \cdot 100\%$.

вая, гетеробластовая, нематогранобластовая, лепидогранобластовая.

Кварц (15—40%) обычно слагает либо отдельные зерна, либо агрегаты зерен; как правило, трещиноват, часто с волнистым угасанием, иногда гранулирован. Нередко наблюдается вторичный кварц, более свежий, замещающий полевые шпаты. Плагиоклаз (45—77%) чистый, без включений или с пойкилобластами цветных минералов, нередко антипертитовый, иногда с мирмекитом. Корродируется калиевым полевым шпатом и кварцем. Относится к олигоклазу, андезину (№ 25—40) и лишь в единичных случаях в двупироксеновых гнейсах был обнаружен лабрадор. Калиевый полевой шпат (до 10%) представлен зернами криптопертитового, микропертитового строения, а иногда и настоящим микроклином с хорошо выраженной микроклиновой решеткой. Микроклин является, вероятно, наложенным, вторичным минералом, хотя в контакте с плагиоклазом и амфиболом не возникает регрессивных взаимоотношений. Гиперстен (до 10%) не всегда хорошо плеохроирует, количество ферросалитовой молекулы в нем довольно устойчивое (45—60%). Иногда образует сростки с плагиоклазом, обладает хорошей отдельностью по (001). Кое-где вокруг гиперстена наблюдаются оторочки из клинопироксена, амфибола, хлорита, серицита и магнетита. Клинопироксен (до 10%) салитового состава ($F=40\%$), чаще бесцветен, редко светло-зеленый по *Ng*. Лишь в магнетит-диопсидовом кристаллическом сланце был установлен маложелезистый клинопироксен ($F=22\%$). Амфибол наблюдается в нескольких генерациях. Обычно амфибол зеленовато-бурого цвета, сингенетичен с пироксенами и имеет по *Ng* густо-зеленый цвет. Амфибол сине-зеленого цвета, образуется как вторичный по плагиоклазу, одновременно с новообразованием чешуек биотита. Общая железистость амфибола 50%. В некоторых породах, судя, по оптическим константам (низкое $2V$, cNg при повышенном $Ng—Np$), можно предполагать повышенное содержание натрия в решетке амфибола. Биотит является довольно распространенным минералом описываемой группы пород. Образует как отдельные пластинки, так и скопления мелких чешуек, нередко содержит включения акцессорных минералов, плеохроизм четкий, цвет по *Ng* зеленовато-бурый, красновато-бурый. Железистость его составляет 37—46%, в биотитовых гнейсах до 55%. Иногда замещается более светлым вторичным биотитом, в отдельных случаях содержит сагенитовую решетку.

Глиноземистые и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы довольно разнообразные и характерные для курультинской серии породы, из которых собственно высокоглиноземистыми ($Al_2O_3 \geqslant 20\%$) являются только кристаллические сланцы. Породообразующие минералы этих пород — кварц, полевые шпаты, гранат, биотит, силлиманит, кордиерит, гиперстен, клинопироксен, акцессорные — магнетит, циркон, апатит, монацит, ортит, сфен, рутил, графит. Размер слагающих их зерен 0,4—1,5 *мм*, порфиробласт граната (иногда кордиерита) до 10 *мм*. Структура данных кристаллических пород гранобластовая, лепидогранобластовая, нематогранобластовая, гетеробластовая, гранулитовая, порфиробластовая. Содержание кварца в них очень изменчивое и колеблется от нуля до 50%. Плагиоклаз (20—65%) представлен хорошо сдвойникованными зернами олигоклаза (№ 30—40), как правило, бывает сильно изменен — серицитизирован, соссюритизирован, окварцован. Калиевый полевой шпат иногда совсем отсутствует в породе, иногда составляет до 40% ее объема. Обычно пертитовый, с хорошими двойниками. Биотит — один из самых распространенных минералов в породах этой группы. Хорошо плеохроирует, имея по *Ng* зеленовато-бурый, красно-бурый и бурый цвет. Общая железистость колеблется от 35 до 50%. Нередко биотит сильно разложен. Гранат (2—34%) в виде мелких

включений, скелетных зерен и крупных порфиробласт с правильными кристаллографическими ограничениями присутствует наиболее часто в рассматриваемой группе пород. Биотитизируется, иногда с новообразованием силлиманита. Были изучены показатели преломления двух гранатов. Сингенетичный, с кордиеритом и силлиманитом, гранат имеет $n=1{,}798$, $F=72\%$. Гранат сингенетичный, с гиперстеном, характеризуется $n=1{,}808$, $F=80\%$. Силлиманит в виде призматических кристаллов образует слои в гнейсах, подчеркивая их структуру. В кристаллических сланцах его содержание достигает 20%, в гнейсах не больше 5—8%. Кордиерит (5—7%) встречается редко, главным образом в породах, распространенных на кряже Зверева и в северной части бассейнов Олекмы и Амги. Он образует неправильной формы зерна, иногда слабо ориентированные, редко полисинтетически сдвойникованные, с плеохроирующими ореолами вокруг включений. Нередко замещается пинитом. Судя по показателям преломления ($n_g=1{,}561$, $n_p=1{,}550$ и $-2V=50°$), содержит 41% молекулы $Fe_2Al_4Si_5O_{18}$ в гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсах и в гранат-кордиеритовых гнейсах — 30% той же молекулы ($-2V=85°$, $n_g=1{,}553$, $n_p=1{,}542$). Гиперстен (до 8%) сингенетичный, с гранатом и биотитом, содержит ферросалитовой молекулы 53—61%.

Кварциты и существенно кварцевые сланцы представляют собой довольно однообразную по минеральному составу группу пород. Кроме кварца (100—50%) они могут содержать переменное количество (помимо вторичных полевых шпатов) следующих минералов: биотит, силлиманит, гранат, пироксен, магнетит, рутил. При повышенном содержании последних (до 40%) кварциты переходят в существенно кварцевые сланцы. В иных случаях указанные минералы играют роль акцессорных. Размеры зерен кварца изменяются от 0,8 до 10 *мм*. Структура пород гранобластовая, мозаичная, лепидогранобластовая. Большинство минералов в этой группе пород близки по характеру развития и особенностям строения к таковым из группы глиноземистых сланцев. Несколько необычны магнетит-пироксен-гранат-кварцевые сланцы, тесно связанные с мономинеральными кварцитами, которые наблюдаются в долине Авики и Имангракана. В них помимо вторичных полевых шпатов содержатся магнетит (21—24%) в виде крупных неправильных скоплений и зерен, гранат, гиперстен ($F=35$—68%) и ферросалит ($F=50\%$). Подобные ассоциации минералов сопровождаются довольно высокожелезистым клинопироксеном и гиперстеном, что не является странным, если учесть общую высокую железистость породы в целом ($F=80\%$). Указанные минеральные соотношения в кристаллических породах курультинской серии вероятны лишь в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

ОЛЕКМИНСКАЯ СЕРИЯ

Наибольшим распространением породы олекминской серии пользуются в бассейне Олекмы и Чары на западной окраине Алданского щита. Отдельные мелкие разобщенные выходы их прослеживаются в бассейнах верхних течений Тимптона, Сутама и Алгамы, т. е. вдоль северной окраины Станового хребта. Непосредственные контакты между толщами архейских кристаллических пород в бассейне р. Олекмы и в пределах Станового хребта изучены недостаточно. В связи с указанным и в силу исторических причин здесь выделяются одновозрастные толщи под самостоятельными названиями — чарская толща, олекминская серия, становая серия, иликанская серия и батомгская серия.

Принимая во внимание, что на территории Южной Якутии отчетливо господствуют метаморфические образования, традиционно отно-

сящиеся к олекминской серии, мы и будем под этим названием объединять все вышеназванные местные региональные стратиграфические подразделения. Посвитная корреляция их проводится впервые и, конечно, далека от совершенства (рис. 8). Здесь выделяются нютская, хойкинская, крестяхская и мордженская свиты. Учитывая отдаленность и разобщенность основных районов распространения метаморфических пород олекминской серии и некоторые особенности их строения, дальнейшее описание разреза мы будем производить отдельно для каждого из следующих районов — Олекминского, Чарского и Станового.

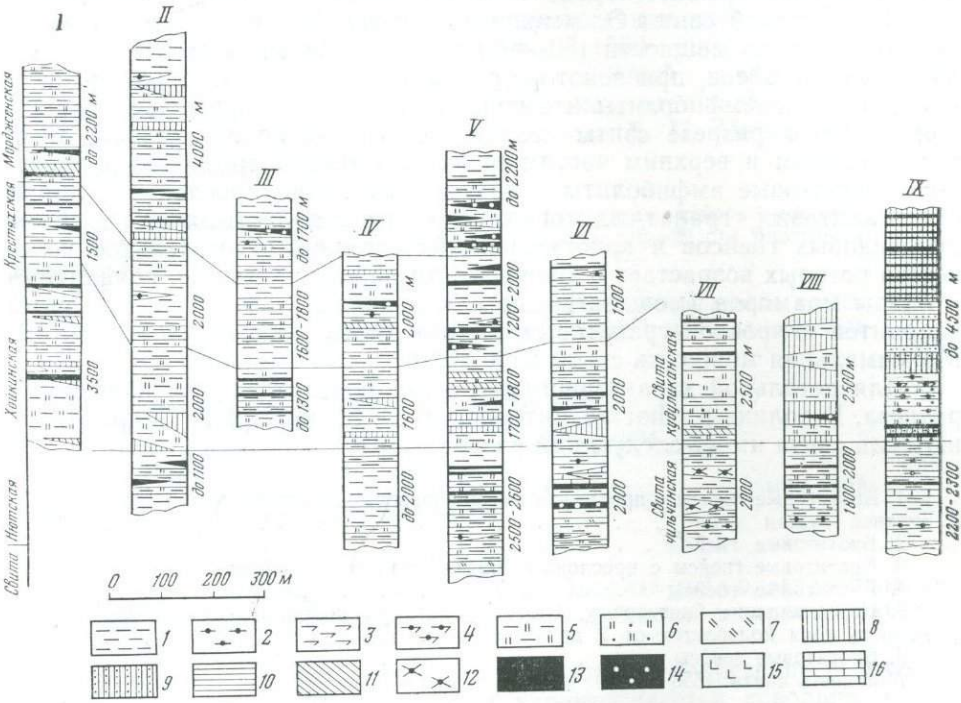


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов метаморфических образований олекминской серии. Составил Е. П. Миронюк (1965 г.)

Гнейсы: *1* — биотитовые, *2* — гранат-биотитовые, *3* — эпидот-биотитовые, *4* — эпидот-амфиболовые, *5* — биотит-амфиболовые, *6* — гранат-амфиболовые, *7* — клинопироксеновые; *кристаллические сланцы:* *8* — амфиболовые, *9* — гранат-амфиболовые, *10* — биотитовые, *11* — клинопироксеновые; *12* — гранат-кианитовые гнейсы и сланцы; *13* — амфиболиты; *14* — гранатовые амфиболиты; *15* — кварциты; *16* — мраморы. Чарский район: I — левобережье р. Токко (Е. П. Миронюк, А. Ф. Петров, 1963 г.), II — бассейн р. Чароды (Л. М. Реутов, В. А. Ширяев, 1964 г.); Олекминский район: III — бассейн р. Орюсь-Миэле (Е. П. Миронюк, М. И. Литвак, 1962 г.), IV — междуречье Амга—Крестях (И. М. Фрумкин, Л. Н. Малков и др., 1962 г.), V — долина р. Олекмы, ее правобережье (Е. П. Миронюк, 1961—1963 гг.), VI — междуречье Тунгурча—Тунгурчакан (Е. П. Миронюк, В. М. Борисов и др., 1962 г.); Становой район: VII — верховье р. Тимптона (М. З. Глуховский, 1959 г.), VIII — верховье р. Сутама (А. Г. Кац, А. А. Раузер, 1962 г.), IX — верховья рек Альгомы и Тока (Ю. Б. Казмин, В. С. Федоровский, Ю. Д. Найденков, 1968 г.)

Первоначально в разрезе метаморфических пород Алданского щита под олекминской серией Н. В. Фроловой (1941) были объединены выделенные ранее А. А. Арсеньевым (1939) архейские образования долины р. Олекмы. Стратиграфическое расчленение пород олекминской серии на свиты в силу ошибочности их структурного обоснования не были приняты Г. Ю. Лагздиной и В. А. Лукониной, проводившими здесь геологическую съемку (1949, 1950). В дальнейшем разрез олекминской серии изучался Ю. К. Дзевановским, Е. С. Карповым, Е. П. Миронюком, О. М. Сартаковым, В. К. Солецкой, С. К. Смеловским, И. М. Фрумкиным и др. В настоящей работе приводится последняя уточненная стратиграфическая схема этой серии.

ОЛЕКМИНСКИЙ РАЙОН

Олекминский район расположен между Олекмо-Алданским и Олекмо-Токкинским водоразделами.

Вопрос о соотношении *нютской свиты* с подстилающими образованиями в бассейне р. Олекмы пока остается дискуссионным. Некоторые исследователи (Е. П. Миронюк) считают, что нютская свита здесь, как и в других частях щита, залегает согласно на породах курбаликитской свиты курультинской серии. По мнению И. М. Фрумкина, она несогласно перекрывает породы иенгрской серии.

Для нютской свиты Олекминского района характерно чередование неустойчивых по мощности (50—400 *м*) пачек биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, при некотором преобладании (иногда до абсолютного) первых. Амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы пользуются в разрезе свиты незначительным распространением, тяготея к нижним и верхним частям разреза. Изредка среди них встречаются гранатовые амфиболиты и почти повсеместно прослои и линзы сфен-салитовых, гранат-салитовых, гранат-салит-биотитовых гнейсов, диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев, относительное количество которых возрастает в южной части района. Здесь же появляются и линзы мраморов (мощностью до 8 *м* в долине р. Амнунакты), реже кварцитов и прослои гранатовых гнейсов мощностью от 1 до 50 *м*. Максимальная мощность свиты 2100 *м*.

Для детальной характеристики свиты проводятся два послойных разреза. В долине р. Нют по материалам И. М. Фрумкина и др. (1962) нютская свита имеет следующий разрез (снизу):

1. Биотитовые гнейсы с прослоями амфиболовых кристаллических сланцев в верхней части слоя . . . . . 300 *м*
2. Биотитовые гнейсы . . . . . 450 „
3. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-гранатовых гнейсов . . . 100 „
4. Биотитовые гнейсы . . . . . 400 „
5. Переслаивание биотитовых, биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов (мощность слоя колеблется от 2 до 10 *м*) . . . . . 250 „
6. Биотитовые гнейсы . . . . . 150 „

Мощность свиты 1650 *м*.

Разрез нютской свиты в бассейне рч. Верх. Чекчой следующий:

1. Биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами, сосредоточенными в среднеи части пачки. В верхней части присутствуют слои гранатовых, гранат-салит-диопсидовых, диопсидовых, сфен-салитовых гнейсов . . . . . 200 *м*
2. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов и линзами гранат-биотитовых гнейсов . . . . . 170 „
3. Биотит-амфиболовые гнейсы с маломощными прослойками амфиболитов 120 „
4. Биотитовые гнейсы, в толще которых содержатся неравномерно распределенные по разрезу слои биотит-амфиболовых гнейсов, прослойки гранатовых гнейсов, сфен-салитовых и роговообманковых кристаллических сланцев и линзы нормальных, биотитовых, изредка гранатовых амфиболитов в верхней части разреза . . . . . 1000 „
5. Биотитовые гнейсы в тонком переслаивании в верхней части с биотит-амфиболовыми гнейсами, с линзами и прослойками амфибол-гиперстеновых, сфен-биотит-амфиболовых гнейсов . . . . . 200 „
6. Биотит-амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с маломощными прослойками биотитовых гнейсов и амфиболитов . . . . . 200 „
7. Биотитовые гнейсы . . . . . 300 „

Мощность свиты 2190 *м*.

Выше залегают биотит-амфиболовые гнейсы хойкинской свиты.

Наиболее полный разрез *хойкинской свиты* отмечается в бассейне р. Хойко, правого притока р. Олекмы. Здесь установлено, что кристал-

лические породы данной свиты согласно перекрывают гнейсово-сланцевый комплекс пород нютской свиты. В составе хойкинской свиты присутствуют биотит-амфиболовые, амфиболовые, биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы, обычно грубополосчатые, массивные. Повсеместно отмечаются амфиболиты (иногда клинопироксеновые), линзы и прослои которых в нижней и верхней частях толщи имеют мощность до 1 *м* и в средней части разреза 40—60 *м*, диопсидовые, апатит-сфенсодержащие гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы, линзы которых редко имеют мощность, превышающую 5 *м*. Мраморы отмечаются в верхнем течении бассейна р. Ат-Бастаха, в бассейнах рек Ломочи, Хойко, Алаткита. В верхней части разреза свиты чаще всего преобладают биотитовые гнейсы. Мощность свиты 1500—2000 *м*.

Учитывая однообразное строение хойкинской свиты без особых различий ее разреза на отдельных участках, ограничимся характеристикой одного частного разреза, изученного Е. П. Миронюком (1965) в долине верхнего течения р. Олекмы:

1. Переслаивание биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов (мощность слоев от 4 до 11 *м*), содержащих прослойки и линзы (10—20 *см*) биотитовых амфиболитов	230 *м*
2. Биотит-пироксеновые амфиболиты	10 „
3. В различной степени мигматизированные биотит-амфиболовые гнейсы, с прослоями амфиболитов, амфиболовых, диопсидовых и диопсид-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев	330 „
4. Биотитовые гнейсы	10 „
5. Амфиболиты, нормальные и мономинеральные	25 „
6. Биотит-амфиболовые гнейсы	25 „
7. Амфиболовые кристаллические сланцы и амфиболиты	10 „
8. Биотит-роговообманковые гнейсы	50 „
9. Биотит-амфиболовые гнейсы, переслаивающиеся с биотитовыми гнейсами и тонкими прослоями амфиболитов	550 „

Мощность свиты 1000 *м*.

Здесь в долине верхнего течения р. Олекмы наблюдается непосредственный переход образований хойкинской свиты к кристаллическим породам крестяхской свиты.

Породы *крестяхской свиты* распространены в бассейне р. Крестях, правого притока р. Олекмы. Свита характеризуется довольно однообразным составом. Здесь преобладают тонкополосчатые биотитовые гнейсы. В отдельных случаях в составе свиты присутствуют слои и прослои (50—70, реже до 200 *м*) биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Последние многочисленны в долине р. Хойко, где встречены гранатовые и гранат-салитовые амфиболиты. Среди гнейсовой толщи спорадически встречаются прослои (1—5 *м*) гранатовых гнейсов, а в бассейне р. Хойко отмечались силлиманит-кварцевые сланцы и кварц-гранат-биотитовые сланцы. Мощность свиты колеблется от 1200 до 2000 *м*.

В долине р. Хойко эта свита имеет следующий послойный разрез:

1. Биотитовые гнейсы с прослоями амфиболита	150—200 *м*
2. Биотит-амфиболовые гнейсы, переходящие по простиранию в амфиболовые их разности	50 „
3. Биотитовые гнейсы с отдельными прослоями биотит-амфиболовых гнейсов и гранатовых амфиболитов	350—400 „
4. Биотитовые гнейсы, в толще которых содержатся линзы (до 20 *м*) амфиболитов и единичные прослои силлиманит-кварцевых кристаллических сланцев	350—400 „
5. Биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов	150—200 „
6. Биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов (нормальных, биотитовых и кварцевых) мощностью 1—20 *м*	250—350 „
7. Биотитовые гнейсы с прослоями гранатовых гнейсов и линзами (мощность 1—10 *м*) гранатовых, гранат-салитовых и нормальных амфиболитов	150—200 „

8. Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с линзами амфиболитов 150—200 „
9. Биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов . . . . . 150—200 „

Мощность свиты 1750—2200 *м*.

В бассейне р. Морджена, левого притока р. Олекмы, *мордженской свитой* завершается известный нам разрез олекминской серии. Следует отметить, что выделение мордженской свиты признается не всеми исследователями. Так, И. М. Фрумкин (1962) и Л. М. Реутов (1964) считают, что на месте распространения пород мордженской свиты на самом деле выступают на дневную поверхность образования хойкинской свиты, образующие здесь, в долине р. Олекмы, опрокинутую к востоку антиклинальную складку.

Разрез мордженской свиты начинается с толщи ритмичнополосчатых (полосы 1—5 *см*) амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев. Выше появляются более массивные разности таких же пород. В ее составе постоянно присутствуют биотитовые гнейсы и амфиболиты, часто гранатовые и гранат-салитовые, изредка наблюдаются гранат-биотитовые и диопсид-амфиболовые гнейсы. Примерно с середины свиты в ней появляется все больше биотитовых гнейсов и, наконец, в ее верхней части они начинают преобладать. В единичных случаях в разрезе свиты наблюдаются прослои (до 0,5 *м*) полосчатых магнетитовых кварцитов. Максимальная видимая мощность свиты 2200 *м*. Разрез этой свиты в долине р. Олекмы и приустьевой части р. Хойко следующий:

1. Ритмично-полосчатые биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев, а также биотитовых гнейсов мощностью до 20—30 *м*. Наблюдаются постепенные переходы от кристаллических сланцев к гнейсам. Отмечаются частые, но маломощные (1—2 *м*) прослойки нормальных, реже мономинеральных амфиболитов. Обычно в основании, реже в верху пачки появляются линзы мощностью до 10 *м* гранатовых, гранат-салитовых амфиболитов. В нижней части пачки отмечаются слои мощностью 0,4—0,6 *м* диопсид-амфиболовых, биотит-диопсид-амфиболовых гнейсов 350 *м*
2. Равномерное чередование слоев мощностью от 50 до 100 *м*, сложенных биотит-амфиболовыми и биотитовыми, иногда ритмично-полосчатыми гнейсами. В подчиненном количестве в них присутствуют прослои амфиболовых, биотит-гранатовых гнейсов и нормальных амфиболитов, значительно реже гранатовых амфиболитов . . . . . 800 „
3. Равномерное чередование маломощных прослоев (0,2—0,3 *м*) биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов, среди которых встречаются прослои амфиболитов. В верхних частях пачки возрастает количество биотитовых гнейсов и, помимо этого, появляются единичные прослои гранатовых амфиболитов . . . . . 400 „

Мощность мордженской свиты 1550 *м*.

ЧАРСКИЙ РАЙОН

В бассейнах Чары и Токко изучением разреза олекминской серии начали заниматься только в последнее время (Ляхницкий, 1967; Магнушевский, 1965; Миронюк, 1965—1967; Петров, 1968). Здесь в пределах рассматриваемой территории Южной Якутии выделяются те же свиты, что и в Олекминском районе, но с несколько иными мощностями и характером строения разреза.

Нютская свита распространена по левобережью р. Алаткита, где она представлена биотитовыми гнейсами с единичными пластами амфиболитов и линзами гранат-биотитовых гнейсов. Видимая мощность свиты около 1000 *м*.

Хойкинская свита в бассейнах Чары и Токко развита очень широко, имеет повышенную мощность (до 4000 *м*) и отчетливо разделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Состав свиты достаточно устойчив и может быть иллюстрирован одним полным разрезом в долине р. Ималыка. Здесь на биотитовых гнейсах нютской свиты залегают:

Нижняя подсвита

1. Биотит-амфиболовые гнейсы с линзами амфиболитов, прослоями биотитовых гнейсов и линзами салитовых сланцев . . . . . 1200—1400 *м*
2. Амфиболиты и амфиболовые кристаллические сланцы, переходящие по простиранию в биотит-амфиболовые гнейсы . . . . . 150—200 „
3. Переслаивание биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов . . 300—400 „

Мощность нижней подсвиты 1800—2000 *м*.

В составе этой подсвиты в бассейне р. Кебекты отмечаются магнетитовые кварциты и апатит-амфибол-биотитовые гнейсы.

Верхняя подсвита

1. Биотитовые гнейсы, в толще которых присутствуют слои двупироксеновых, диопсидовых гнейсов, маломощные линзы амфиболитов, в том числе двупироксеновых, салитовых сланцев и редкие линзы силлиманитовых гнейсов . . . . . 100—300 *м*
2. Биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, связанные между собой взаимопереходами, с прослоями биотитовых гнейсов и линзами амфиболитов (мощностью до 80 *м*) . . . . . 600—800 „
3. Биотитовые гнейсы . . . . . 70—100 „
4. Биотит-амфиболовые гнейсы, в верху разреза с крупными пластами (до 80 *м*) кристаллических сланцев, амфиболитов и биотитовых гнейсов . . . . . 700—800 „

Мощность хойкинской свиты 3400—3700 *м*.

Крестяхская свита в бассейнах Чары и Токко, так же как в Олекминском районе, сложена биотитовыми гнейсами с прослоями и линзами биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов.

Мордженская свита распространена главным образом в бассейне правых притоков р. Торго и в бассейне р. Кебекты, завершая разрез олекмо-станового комплекса. Послойный разрез в бассейнах указанных рек представлен в следующем виде:

1. Биотит-амфиболовые гнейсы с мелкими линзами амфиболитов и прослоями биотитовых гнейсов, залегающие согласно на гнейсах крестяхской свиты . . . . . 150 *м*
2. Биотит-амфиболовые кристаллические сланцы, ритмично-полосчатые, с линзами амфиболитов, переходящие по простиранию в гнейсы . 150—200 „
3. Биотитовые гнейсы . . . . . 50 „
4. Биотит-амфиболовые гнейсы, иногда ритмично-полосчатые, с прослоями биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и линзами амфиболитов в нижней части слоя . . . . . 500—600 „
5. Переслаивание биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов, с редкими и тонкими линзами амфиболитов . . . . . 250—300 „
6. Биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы, с линзами амфиболитов . . . . . 100—150 „
7. Переслаивание биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов . . 250 „

Суммарная мощность свиты 1300—2000 *м*.

В других частях района (бассейн р. Тарынаха) в нижней части свиты залегают амфиболиты мощностью до 100 *м*. А. Ф. Петров (1966) указывает, что иногда в нижних частях мордженской свиты отмечаются амфибол-пироксеновые и пироксеновые гнейсы.

СТАНОВОЙ РАЙОН

В пределах северного склона хребта Станового изучением олекмо-станового комплекса занимались Г. Б. Гиммельфарб (1963), М. З. Глуховский (1959), А. Г. Кац (1960—1963), Ю. Б. Казмин (1963) и др., по материалам которых и дается характеристика разреза данного района.

Чильчинская свита — аналог нютской свиты в разрезе пород олекминской серии. Она состоит главным образом из биотитовых гнейсов (реже сланцев) и амфиболитов. Кроме того, в западных частях района

в ее разрезе отмечается много биотит-амфиболовых гнейсов, в бассейне р. Тимптона содержатся крупные слои (до 200 *м*) кианит-биотитовых гнейсов, в бассейне верхнего течения Алгамы — слои и линзы мраморов, а в верховьях р. Сутама — единичные линзы кварцитов. Гранат-биотитовые гнейсы встречаются повсеместно, образуя мелкие прослои и линзы среди биотитовых разностей. Мощность свиты не более 2300 *м*. По данным Ю. Б. Казмина и В. С. Федоровского (1965), в бассейне р. Бираджи свита имеет следующий разрез:

1. Биотитовые гнейсы	40 *м*
2. Мраморы	80 „
3. Биотитовые гнейсы	30 „
4. Мраморы	50 „
5. Биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы	650 „
6. Мраморы	80 „
7. Гранат-биотитовые гнейсы	40 „
8. Биотит-амфиболовые и биотит-кварцевые сланцы	500 „
9. Мраморы	50 „
10. Биотит-амфиболовые гнейсы	2 „
11. Мраморы	100 „
12. Биотитовые гнейсы	100 „

Мощность свиты 1752 *м*.

Кудуликанская свита является стратиграфическим аналогом хойкинской свиты бассейна р. Олекмы. Ею завершается разрез олекминской серии в центральной части северного склона хребта Станового. Крестяхская и мордженская свиты здесь отсутствуют.

Для этой свиты в целом характерно закономерное сокращение, с запада на восток, роли биотит-амфиболовых гнейсов в разрезе и замещение их амфиболовыми кристаллическими сланцами. На западе, в бассейне р. Хитрушки, М. З. Глуховским (1959) приводится следующий разрез:

1. Амфиболовые гнейсы с гранатом	300 *м*
2. Амфиболовые гнейсы	50 „
3. Биотит-амфиболовые гнейсы	150 „
4. Амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы	50 „
5. Биотит-амфиболовые гнейсы	150 „
6. Амфиболовые гнейсы	150 „
7. Амфиболовые кристаллические сланцы	50 „
8. Биотит-амфиболовые гнейсы	200 „

Мощность свиты по разрезу 1100 *м*.

Подробный разрез кудуликанской свиты приводят Ю. Б. Казмин и В. С. Федоровский (1963) для бассейна р. Бол. Бираджа (восточная часть Станового хребта):

1. Чередование слоев гранат-биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов с прослоями гранат-эпидот-биотитовых кристаллических сланцев	400 *м*
2. Переслаивание гранат-биотитовых, гранат-амфибол-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов	600 „
3. Переслаивание эпидотсодержащих гранат-биотитовых, гранат-биотит-амфиболовых и гранат-амфибол-биотитовых кристаллических сланцев	200 „
4. Эпидотсодержащие гранат-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, с прослоями гранат-амфиболовых кристаллических сланцев	100 „
5. Эпидот- и гранатсодержащие амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые кристаллические сланцы	300 „
6. Гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы	600 „
7. Гранат-амфибол-биотитовые кристаллические сланцы, сменяющиеся выше по разрезу гранат-амфиболовыми сланцами	200 „

Мощность свиты 2400 *м*.

Как видно из приведенного разреза, в восточной части района постепенно уменьшается роль амфиболовых, биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов и возрастает роль гранатсодержащих пород.

В заключение обзора состава и строения образований олекминской серии ниже помещается петрографическая характеристика наиболее распространенных пород.

Основные кристаллические сланцы и амфиболиты пользуются наибольшим распространением в хойкинской и мордженской свитах, хотя встречаются нередко и в иных частях разреза. Породообразующими минералами амфиболитов и основных кристаллических сланцев являются плагиоклаз, амфибол, клинопироксен, биотит, изредка кварц и в незначительном количестве гранат и акцессорные минералы — магнетит, титаномагнетит, апатит, сфен (в некоторых породах его так много, что он выступает как породообразующий минерал), ортит, монацит. Средний размер зерен кристаллических пород 0,5—3 *мм*. Их структуры гранобластовые, нематогранобластовые, порфиробластовые, гетеробластовые. Плагиоклаз встречается постоянно в количестве 10—70%, исключая немногочисленную группу мономинеральных амфиболитов. Обычно он полисинтетически сдвойникован, иногда антипертитовый. Содержание анортитовой молекулы в плагиоклазе изменяется в пределах 30—58%. Лишь в клинопироксеновых амфиболитах был обнаружен более основной плагиоклаз — битовнит. Появление такого плагиоклаза объясняется высоким содержанием в породе кальция и магния, что подтверждается также присутствием здесь клинопироксена.

Амфибол совместно с биотитом является самым распространенным темноцветным минералом пород указанной группы. Он представлен зернами различных размеров в количестве 20—90% и в зависимости от вариаций его химического состава обладает значительными отличиями в оптических свойствах. В основном амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой трех разновидностей. Первая разновидность — роговая обманка с пониженной железистостью ($F<45\%$), которая встречена в парагенезисе с клинопироксеном и биотитом, что находится, вероятно, в прямой связи с первичным составом метаморфических пород, обогащенных кальцием и магнием. Она отличается низким $cNg=10—12°$, бледными цветами плеохроизма, нередко с голубоватым оттенком по Ng. Возможно, это малоглиноземистая и малонатровая роговая обманка (за счет относительного обогащения актинолитовой и чермакитовой молекулы). Вторая разновидность — роговая обманка умеренно железистая ($F=50—50\%$), широко распространенная как в амфиболитах, так и в кристаллических сланцах. Судя по оптическим константам ($cNg=16—17°$, $-2V=70—82°$), она близка к гастингситам. Третья разновидность с повышенной железистостью ($F=60—66\%$) отличается своим густо-зеленым цветом по Ng. Она присутствует в гранатовых амфиболитах — породах, возможно, первичномагматического происхождения. Ее оптические свойства (малое $2V$, повышенные $Ng—Np$ и cNg) позволяют предполагать повышенное содержание натрия в этой роговой обманке, а соответственно и молекулы феррогастингсита. Лишь в одном образце мигматизированного гранатового амфиболита был обнаружен моноклинный положительный амфибол ($+2V=72°$) с умеренным $cNg=14°$, что не позволяет считать его паргаситом и дает возможность предположительно относить его к куммингтониту. Вышеназванные амфиболы нередко изменяются — переходят в актинолитовый, более бледноокрашенный амфибол, в биотит, хлорит. Очень часто по ним развиваются плагиоклаз и кварц.

Клинопироксен ряда диопсид — геденбергит в виде зерен, соразмерных с зернами других минералов, встречается как сингенетичный с амфиболом, так и в реакционных соотношениях с ним и нередко в мономинеральных либо биминеральных породах с плагиоклазом. Иногда в известково-магнезиальных породах встречается салит, который сингенетичен с амфиболом, обычно бесцветный с $F=31—45\%$. В мономинеральных амфиболитах встречается бледно-зеленый клинопироксен, слабо плеохроирующий, маложелезистый ($F=20\%$). Биотит встречается редко в амфиболитах и несколько чаще в кристаллических сланцах. Он отчетливо плеохроирует, имея по *Ng* зеленовато-бурый, темно-зеленый, желто-зеленый и красновато-бурый цвет. Железистость биотита от 51 до 60% и обычно меньше железистости ассоциирующего с ним амфибола. Гранат встречается редко, образуя в породах крупные (до 1 *см*) порфиробласты скелетного строения с кристаллографическими ограничениями, с включениями амфибола, плагиоклаза, реже биотита и кварца.

Наравне с рассмотренной выше группой кристаллических пород наиболее распространенными метаморфическими образованиями являются малоглиноземистые и щелочноземельные гнейсы. На долю указанных групп приходится почти 95% всех пород олекминской серии. В составе этих гнейсов находятся кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, клинопироксен, биотит, редко гранат и акцессорные — магнетит, титаномагнетит, апатит (до 5%), циркон, монацит, сфен (до 15%). Кварц встречается постоянно (15—40%) в виде зерен неправильной формы, которые нередко имеют очень причудливые очертания в случаях коррозионного воздействия его на другие минералы. Плагиоклаз (34—60%) сдвойникован преимущественно по альбитовому, реже по манебахскому закону и только в единичных случаях по карлсбадскому, периклиновому и альбит-эсторельскому законам. Наиболее кислый плагиоклаз — олигоклаз содержится в биотитовых гнейсах. В биотит-амфиболовых, амфиболовых, салит-амфиболовых гнейсах плагиоклаз несколько основнее ряда олигоклаз — андезина.

Высокоизвестковистые плагиоклазы ряда лабрадор — битовнит были обнаружены в крайне своеобразных известково-магнезиальных гнейсах, гранат-салитовых и салитовых, встреченных только в низах разреза олекминской серии. Калиевый полевой шпат является наиболее ксенобластическим минералом рассматриваемых пород, что обусловлено, вероятно, его вторичным происхождением. Судя по наличию совместно с пертитовым, криптопертитовым калиевым полевым шпатом решетчатого микроклина с грубым пертитом, в этих породах мы встречаемся с двумя генерациями минерала. Микропертитовый калиевый полевой шпат нередко имеет включения биотита и амфибола, в то время как решетчатый микроклин часто корродирует плагиоклаз, но в контакте с амфиболом и биотитом во многих случаях не образует реакционных каемок, что может указывать на повышенную щелочность процесса микроклинизации (Маракушев, 1964). Наблюдается микроклин, заполняющий микротрещины в породе, вдоль которых происходило замещение всех темноцветных минералов.

Амфибол (до 20%) чаще всего отмечается в виде изоморфных по форме ксенобластических зерен, реже в виде удлиненных ситовидных кристаллов и порфиробласт. Плеохроизм сильный, иногда наблюдается дисперсия оптических осей. По оптическим константам и общей железистости выделяются две группы амфиболов, относящихся к ряду обыкновенной роговой обманки. Амфиболы первой группы характеризуются повышенной железистостью ($F>60\%$), однако в отличие от высокожелезистых амфиболов основных кристаллических сланцев

большая железистость амфибола в гнейсах обусловлена, вероятно, иными компонентами. Об этом говорит повышенное значение $-2V = 68-84°$ и пониженное cNg (16—19°). Это позволяет связать такую высокую железистость с содержанием в амфиболе кроме молекулы феррогастингсита еще и молекулы ферроактинолита. Значительно чаще распространены амфиболы умеренно железистые ($F = 50-59\%$); у них в отличие от сходных по железистости амфиболов основных кристаллических сланцев малое $cNg = 10-12°$, большое $-2V = 75-88°$, что позволяет объяснить указанную особенность повышенным содержанием актинолит-эденитовой молекулы (малоглиноземистый амфибол). Такое повышение содержания актинолитовой молекулы вообще является характерным для амфиболов из пород амфиболитовой фации метаморфизма. Биотит (до 15%) образует чешуйки различных размеров, нередко концентрирующиеся в слои совместно с амфиболом. Вторичный биотит, иногда вместе с микроклином, выполняет трещинки в породе или образует каймы замещения первичного биотита. Часто он содержит включения акцессорных минералов — сфена, апатита, ортита. Цвета плеохроизма по Ng бурые, темно-зеленые, зеленовато-бурые, редко со слабым красноватым оттенком. В биотитовых гнейсах биотит несколько более железистый ($F = 50-66\%$), чем в биотит-амфиболовых ($F = 48-55\%$), что является характерным признаком биотита пород амфиболитовой фации метаморфизма. Этот биотит замещается менее железистым биотитом (с новообразованием магнетита), хлоритом, эпидотом и мусковитом. Клинопироксен (5—7%) обычно бесцветный, редко светло-зеленый, слабо плеохроирующий, относится к ряду диопсид-геденбергит (салит 30%). Образует ксенобластические нередко удлиненные зерна и замещается амфиболом, эпидотом и кварцем. Гранат в рассматриваемой группе пород сингенетичен с клинопироксеном. Встречается в виде зерен округлой формы и иногда имеет в проходящем свете медово-желтый оттенок в отличие от бесцветных гранатов глиноземистых гнейсов.

Глиноземистые гнейсы встречаются редко, образуя небольшие по мощности прослои среди других пород олекминской серии. Породообразующие минералы этих гнейсов следующие: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, гранат и акцессорные — циркон, апатит, монацит, магнетит. Структура гнейсов — гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, средний размер зерен 0,5—0,8 *мм*, единичные порфиробласты граната достигают 5 *мм*. Кварц (25—31%) находится постоянно в этих породах, образуя самостоятельные зерна и включения в некоторых минералах. Плагиоклаз (30—50%) представлен олигоклазом № 26, сдвойникован плохо. Наравне с антипертитовым плагиоклазом встречается и чистый плагиоклаз без каких-либо включений. Калиевый полевой шпат (2—10%) представлен либо ксенобластовыми зернами, размещенными между кварцем и плагиоклазом, либо метасоматическими зернами, корродирующими плагиоклаз и биотит. Пертитизация неравномерная, решетчатые двойники наблюдаются редко. Биотит (2—15%) имеет по Ng темно-бурый, бурый, зеленовато-бурый цвет. Представлен ориентированными чешуйками, которые иногда облекают гранат. Общая железистость 51—66%. В отличие от биотита в породах гранулитовой фации метаморфизма содержится мало TiO_2 и FeO. Гранат, как правило, присутствует в количестве, меньшем, чем биотит (2—5%). Изотропный, бесцветный, светло-розовый, образует как скелетные, так и сплошные зерна. Обычные включения — кварц, плагиоклаз, редко циркон и биотит.

Как следует из приведенного описания, региональный метаморфизм пород олекмо-станового комплекса осуществлялся в условиях

гранулитовой и амфиболитовой фаций (рис. 9). Соотношение пород обеих фаций очень сложное. Наблюдается переход пород одной фации в другую, осуществляемый обычно или по простиранию толщи, или по разрезу. Помимо тектонических или ультраметаморфических причин, вызвавших замещение гранулитовых парагенезисов амфиболитовыми,



Рис. 9. Структурно-метаморфическая схема участка развития пород олекмо-станового комплекса в бассейне р. Олекмы

1 — структурные линии; *2* — маркирующий горизонт курбаликитской свиты; *3* — протерозойские граниты; *4* — верхнеархейские гнейсо-граниты; *5* — разломы верхнеархейские; *6* — разломы протерозойские; *7* — изограда гиперстена (зубчики направлены во внешнюю сторону изограды)

наблюдается переход более высокотемпературного парагенезиса в низкотемпературный, не имеющий никакой связи с указанными причинами и осуществляемый без структурной перестройки пород и в тесно сближенных термодинамических условиях (роговообманково-гранулитовая и силлиманит-альмандиновая субфации). Реже наблюдается «чарнокитизация» — появление гиперстена и диопсида после биотита. Однако трудно себе представить, чтобы все амфиболитовые парагенезисы, представляющие собой наиболее распространенные ассоциации пород олекмо-станового комплекса (80% от общей площади), могли возникнуть путем замещения гранулитовых минеральных ассоциаций, как это представляет С. П. Кориковский (1962). А. Польдеваарт (1953), например, считает, что совершенно не обязательно при метаморфизме происходит последовательное нарастание метаморфических преобразований от зеленосланцевой к гранулитовой фациям. Возможна такая обстановка, когда горная порода сразу попадает в условия высокого метаморфизма без прохождения низкотемпературного этапа метаморфиз-

ма. Иначе трудно было бы понять, почему в сильно метаморфизованных породах наблюдаются реликты первичных структур.

Следует отметить, что в целом граница фаций является границей резкой активизации процессов мигматизации и гранитизации, что, по-видимому, связано с тем, что подобные процессы предпочтительно развиваются при избытке воды, т. е. в породах амфиболитовой фации (Менерт, 1963). Подобное явление затрудняет выяснение причин смены фаций.

БОРСАЛИНСКАЯ СЕРИЯ

Архейские метаморфические образования борсалинской серии пользуются значительным распространением только в западной части Алданского щита, в пределах Олекмо-Чарского междуречья. Они приурочены к протяженным рифтоподобным прогибам, тяготеющим к долгоживущим глубинным разломам, наложенным на складчатые структуры олекмо-станового комплекса, знаменуя собой самостоятельную предплатформенную фазу геотектонического развития архейской подвижной области. Своеобразие этих структур подчеркивается также связью с ними зон повышенной трещиноватости, явившихся путями внедрения верхнеархейских доскладчатых и соскладчатых магматических пород.

Впервые выделенный в 1961 г. в бассейне р. Олекмы Е. П. Миронюком под названием борсалинской толщи и И. М. Фрумкиным под названием тунгурчинской свиты этот комплекс пород, по наблюдениям А. Ф. Петрова (1966), Л. М. Реутова (1964) и Е. П. Миронюка (1961—1967), широко развит также и в бассейне р. Чары. В пользу такого сопоставления помимо структурного положения и сходства основных элементов строения разреза (рис. 10) говорит также подобие магматических пород, сопровождавших становление рассматриваемой толщи геологических образований.

Породы борсалинской серии, метаморфизованные в широком диапазоне амфиболитовой фации, в своем большинстве отделены от более древних метаморфических образований этого региона — пород олекминской или курультинской серий — либо крупными разломами, либо зонами ультраметагенеза с широким проявлением около них процессов реоморфизма.

В бассейне р. Олдонсо архейские послескладчатые интрузии гранитоидов чародоканского комплекса внедряются в отложения борсалинской серии. Их галька встречена в базальных конгломератах субганского комплекса протерозоя. В бассейнах Тяны, Токко, Чары кристаллические образования борсалинской серии резко несогласно перекрыты платформенными отложениями либо верхнепротерозойского (патомская серия), либо нижнекембрийского возраста.

Абсолютный возраст пород борсалинской серии 2,7—2,8 млрд, лет, т. е. явно позднеархейский.

И. М. Фрумкин и Н. А. Хайми, не отрицая наиболее молодого возраста кристаллических пород борсалинской серии в разрезе алданского архея, считают, что она залегает согласно на подстилающих образованиях олекминской серии, слагая верхнюю часть ее разреза. М. З. Глуховской и В. С. Федоровский относят отложения борсалинской серии к нижнему протерозою, объясняя отличие их от стратотипического разреза удоканской серии особыми условиями осадконакопления в «трогових структурах». В. А. Кудрявцев и С. В. Нужнов вслед за Е. П. Миронюком считают отложения таких «трогов» (в частности в долине р. Тарын-Урях) доудоканскими, хотя и называют их по-иному (сахаборский комплекс). В настоящее время, исходя из геотектонического анализа, правильнее рассматривать эти образования обособленно, не

предрешая окончательного вопроса об их возрасте. В различных частях Олекмо-Чарского междуречья, где отмечаются выходы на дневную по-

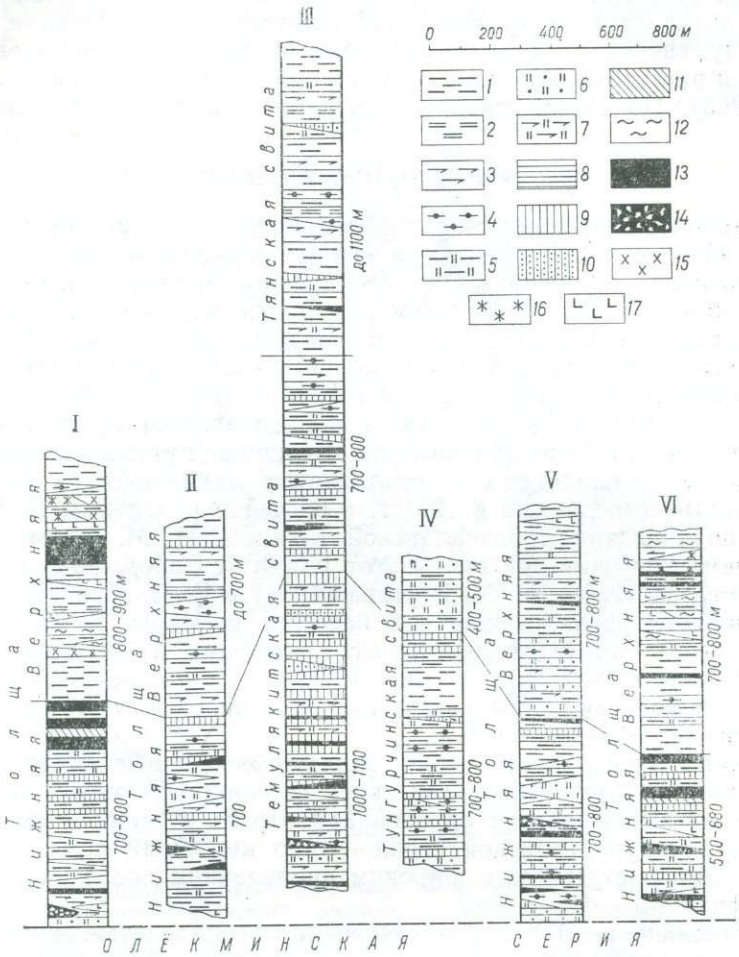


Рис. 10. Схема сопоставления разрезов метаморфических образований борсалинской серии. Составил Е. П. Миронюк (1965 г.)

Гнейсы: *1* — биотитовые, *2* — двуслюдяные, *3* — эпидот-биотитовые, *4* — гранат-биотитовые, *5* — биотит-амфиболовые, *6* — гранат-амфиболовые, *7* — эпидот-амфиболовые; *кристаллические сланцы:* *8* — биотитовые, *9* — амфиболовые, *10* — гранат-амфиболовые, *11* — клинопироксеновые, *12* — фибролитовые; *13* — амфиболиты; *14* — гранатовые амфиболиты; *15* — железистые сланцы; *16* — железистые кварциты; *17* — кварциты. I — долина р. Бол. Тарынак (Е. П. Миронюк, А. Ф. Петров и др., 1963 г.); II — долина рек Сытыкты и Амнуннакты (Е. П. Миронюк, М. И. Литвак, 1962—1963 г.); III — междуречье Тяна—Темулякит (Л. М. Реутов, В. П. Ширяев, 1964 г.); IV — долина р. Борсалы (И. М. Фрумкин, Л. Н. Малков, 1962 г.); V — бассейн рек Билира, Борсалы, Улахан-Юхте (Е. П. Миронюк, 1961—1963 гг.); VI — долина р. Яелаха (Г. С. Родионов, 1959 г.)

верхность толщи кристаллических пород борсалинской серии, их состав и мощности несколько отличны, поэтому дальнейшее описание приводится раздельно по районам — Олекминскому и Чарскому.

ОЛЕКМИНСКИЙ РАЙОН

В этом районе борсалинская серия выполняет два крупных линейно вытянутых прогиба — Билирский на востоке и Тянский на западе. В настоящее время в пределах этих прогибов породы борсалинской

серии наблюдаются в изолированных структурах, ориентированных вдоль указанных прогибов. Между собой эти породы разобщены крупным поднятием. Билирский прогиб тяготеет к Борсалинскому, Тянский прогиб — к Тырын-Темулякитскому глубинным разломам. По наблюдениям Л. М. Реутова (1964), борсалинская серия представлена двумя свитами — темулякитской и тянской.

В бассейне р. Улахан-Юкте вскрыты базальные горизонты *темулякитской свиты* (в других частях района они уничтожены эрозией либо изменены в процессе гранитизации), приуроченные к крыльям синклинальных структур, образованных кристаллическими породами борсалинской серии. В то же время нередко породы средней и верхней частей разреза борсалинской серии почти не затронуты процессами ультраметаморфизма, что позволяет наблюдать литологические особенности их строения, отличные от всех более древних метаморфических пород, развитых в пределах Олекминского района. В разрезе темулякитской свиты с некоторой долей условности могут быть выделены две подсвиты — нижняя и верхняя, имеющие между собой в некоторых случаях постепенные переходы.

Нижняя подсвита начинается пачкой слоев биотитовых мелкозернистых массивных и тонкополосчатых гнейсов мощностью 200—500 *м*. В толще гнейсов в переменном количестве, иногда до преобладания, содержатся слои мощностью 5—50 *м* амфиболовых кристаллических сланцев и амфиболитов, изредка гранат-амфиболовых кристаллических сланцев. Наравне с последними, а иногда замещая их по простиранию, в отдельных частях района нередко присутствуют многочисленные слои гранат-амфиболовых гнейсов. Все амфиболсодержащие породы мелкозернисты, массивны, с однородной текстурой. Лишь гранат-биотитовые гнейсы имеют полосчато-слоистый облик. Иногда в данной пачке встречаются эпидот-биотитовые и эпидот-амфиболовые гнейсы, а в бассейне рек Яелаха и Пуричи имеются, помимо этого, линзовидные слои кварцитов мощностью 1—10 *м*, но полностью отсутствуют гранатсодержащие гнейсы. Кварциты массивные и тонкослоистые за счет присутствия в них слюды, редко фибролита. Состав верхней части нижней подсвиты несколько отличается на различных площадях выходов этих пород на поверхность. Так, в бассейнах Яелаха и Темулякита верхняя часть подсвиты сложена преимущественно массивными и сланцеватыми средне- и крупнозернистыми амфиболитами и амфиболовыми кристаллическими сланцами, среди толщи которых в переменном количестве встречаются слои биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, замещающихся по простиранию на протяжении 3—6 *км* амфиболовыми кристаллическими сланцами. Исходя из того, что иногда в таких амфиболитах наблюдаются реликты офитовых структур и, кроме того, аналогичные амфиболиты полого секут гнейсовидность себе подобных пород, мы относим преобладающую массу амфиболитов темулякитской толщи к породам первичномагматического происхождения.

По наблюдениям Н. А. Хайми (1964), в Тянском прогибе разрез нижней подсвиты темулякитской свиты следующий:

1. Амфиболиты	40 *м*
2. Биотит-амфиболовые гнейсы	15 „
3. Гранатовые амфиболиты	45 „
4. Биотитовые гнейсы	60 „
5. Гранатовые амфиболиты	40 „
6. Амфиболиты	270 „
7. Гранатовые гнейсы	50 „
8. Амфиболиты с прослоями биотитовых гнейсов и линзами гранатовых амфиболитов	420 „
9. Биотитовые гнейсы	40 „

10. Амфиболиты, иногда в нижней части слоя с гранатом . . . . . 100 *м*
11. Биотитовые гнейсы с линзами ортоамфиболитов . . . . . 50 „
Мощность подсвиты по разрезу 1130 *м*.

В бассейне р. Чаруоды в верхней части разреза подсвиты часто наблюдается повышенное количество гранатовых гнейсов. В бассейне р. Борсалы эта же часть разреза подсвиты имеет более лейкократовый состав, в ней много гранат-биотитовых, гранат-амфиболовых и биотитовых гнейсов и ограниченное количество амфиболитов. В верхней части подсвиты амфиболовые кристаллические сланцы становятся более мелкозернистыми, среди их толщи всегда имеются прослои биотитовых гнейсов.

По данным И. М. Фрумкина (1962), обобщенный разрез нижней подсвиты (в Билирском прогибе) следующий:

1. Амфиболовые гнейсы с прослоями биотитовых, биотит-амфиболовых, гранат-амфиболовых гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев . . . . . 100 *м*
2. Гранат-биотитовые, иногда гранат-амфиболовые гнейсы с прослоями гранатовых и биотит-гранатовых сланцев . . . 150 „
3. Рассланцованные биотитовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых гнейсов и кристаллических сланцев . . . . . 100 „
4. Биотитовые гнейсы . . . . . 70 „
5. Переслаивание биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов . 70 „
6. Биотит-амфиболовые гнейсы с прослоями амфиболовых кристаллических сланцев . . . . . 50 „
7. Биотитовые гнейсы . . . . . 160 „

Мощность подсвиты по разрезу 630 *м*.

Средняя мощность нижней подсвиты в Билирском прогибе достигает 800 *м* и в Тянском прогибе — 1000—1100 *м*.

Верхняя подсвита отличается от подстилающей толщи пород меньшим содержанием основных кристаллических сланцев и амфиболитов и появлением в верхней части ее разреза рудного горизонта, содержащего породы вулканогенно-кремнисто-железистой формации. Этот рудоносный горизонт наиболее хорошо наблюдается в долине р. Тарынаха и поэтому может быть назван тарынахским. Следует отметить, что тарынахский горизонт не везде непрерывен. Образования вулканогенно-кремнисто-железистой формации замещаются другими кристаллическими породами, что связано со значительными фациальными изменениями в этой части разреза.

В бассейне Улахан-Юкте и Борсалы верхняя подсвита венчает разрез борсалинской серии и представлена следующими слоями:

1. Биотитовые мелкозернистые гнейсы с прослоями биотит-гранат-амфиболовых гнейсов, реже гранат-биотитовых и эпидот-биотитовых гнейсов . . 250 *м*
2. Биотитовые гнейсы и плагиоклаз-биотитовые сланцы с пропластками биотит-амфиболовых гнейсов и отдельными линзами амфиболитов . . . 250 „
3. Биотитовые гнейсы и сланцы с единичными прослоями кварцитов мощностью 1—3 *м* и фибролитовых сланцев . . . . . 150 „

Мощность подсвиты по разрезу 650 *м*.

Здесь же найдены линзы железистых кварцитов. В составе пачки, соответствующей рудоносному тарынахскому горизонту, на севере — в бассейне р. Джелтукты и на юге района — в бассейне р. Яелаха появляются выдержанные слои железистых кварцитов, залегающие среди биотитовых гнейсов и плагиоклаз-биотитовых, кварц-биотитовых гнейсов и плагиоклаз-биотитовых, кварц-биотитовых сланцев, содержащих многочисленные, но маломощные (3—5 *м*) прослои слюдяно-фибролитовых сланцев и двуслюдяных гнейсов. В нижней части разреза данного горизонта присутствует также небольшое количество маломощных прослоев и линз биотит-фибролитовых кварцитов, кварц-кордиерито-

вых, фибролит-кварц-кордиерит-слюдяных сланцев и линзы ортоамфиболитов в основании тарынахского горизонта, имеющего мощность 200—300 *м*. Здесь железистые кварциты представлены одним слоем, дважды повторяющимся в разрезе вследствие залегания в опрокинутой на север складке. Мощность железорудного слоя 15—20 *м*, протяженность 10—12 *км*. Помимо мартитовых и магнетитовых тонкоплитчатых и среднеполосчатых кварцитов в их слое содержатся и прослои биотит-магнетитовых и актинолит-магнетитовых кварцитов.

В бассейне р. Джелтукты среди толщи биотитовых гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, редко биотит-гранатовых гнейсов и безрудных кварцитов залегают три слоя магнетитовых кварцитов мощностью 0,5—20 *м*, выклинивающиеся по простиранию через 5 *км*[1]. Мощность горизонта не установлена. В пределах Тянского прогиба рудоносный горизонт, как и в центральной части Билирского прогиба, отсутствует, замещаясь различными гнейсами.

В Тянском прогибе разрез верхней подсвиты, по данным Л. М. Реутова (1962), представлен толщей переслаивающихся слоев мощностью 100—200 *м*, мелкозернистых биотитовых и двуслюдяных гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев мощностью слоев 10—20 *м* и эпидот-биотит-амфиболовых гнейсов, мощности слоев которых достигают 10 *м*. В средней и верхней частях указанной толщи отмечаются также глиноземистые биотит-гранатовые гнейсы. Мощность подсвиты здесь достигает 800 *м*.

Кристаллические породы *тянской свиты* согласно залегают на образованиях темулякитской свиты. Ее состав и строение детально изучены Л. М. Реутовым в северной части Тянского прогиба. В составе преобладают лейкократовые, богатые кварцем разности гнейсов, чем они резко отличаются от темулякитской свиты, для которой характерно постоянное присутствие основных кристаллических сланцев и амфиболитов. По данным указанного выше исследователя, она сложена биотитовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами, среди толщи которых содержатся многочисленные слои и прослои мелкозернистых тонкополосчатых, полосчато-слоистых эпидот-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Периодически здесь встречаются единичные прослои невыдержанных по простиранию гранат-биотитовых гнейсов, мелкозернистых кристаллических сланцев и амфиболитов. Видимая мощность свиты 1100 *м*.

Таким образом, для борсалинской серии Олекминского района устанавливаются следующие общие черты строения. Темулякитская свита, распространенная повсеместно, характеризуется постоянным присутствием основных кристаллических сланцев и амфиболитов, местами с реликтами офитовых структур, переслаивающимися с биотитовыми, а в отдельных частях района и с глиноземистыми, железисто-глиноземистыми гнейсами. Можно предполагать, что в ее разрезе мы наблюдаем метаморфизованную вулканогенно-терригенную формацию, имеющую в Тянском прогибе мощность, почти в 2 раза большую, чем в Билирском прогибе. В верхней части темулякитской свиты в Билирском прогибе появляется горизонт с железистыми кварцитами, которые иногда ассоциируют с выдержанной пачкой глиноземистых гнейсов и сланцев. Породы этого горизонта уверенно могут быть отнесены к группе железисто-кремнистых формаций. Тянская свита широко развита только в Тянском прогибе, который, вероятно, отличается от Билирского прогиба более длительным развитием. Породы этой свиты могут быть отнесены к отложениям терригенной (глинисто-песчаной) формации.

[1] И. М. Фрумкин и др. относят эту толщу к олекминской серии. — *Прим. ред.*

ЧАРСКИЙ РАЙОН

Как и в Олекминском районе, здесь верхнеархейские образования борсалинской серии выполняют два крупных прогиба, вытянутых по простиранию на 125 *км* и скрытых на севере под чехлом верхнепротерозойских отложений, под которыми по геофизическим материалам они протягиваются еще дальше, почти до долины Чары. Один из прогибов — Тарынахский, приуроченный к Дербергеляхской зоне разломов, более узкий, чем второй — Торачанский, расположенный западнее Торской зоны разлома на крайнем западе Алданского щита. Оба прогиба разделены большим поднятием.

В разрезе *темулякитской свиты* этого района выделяются две подсвиты — нижняя и верхняя.

В бассейне р. Тарынаха послойный разрез нижней подсвиты следующий:

1. Биотитовые мелкозернистые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов и линзами гранат-роговообманковых гнейсов и кварцитов	150 *м*
2. Сланцеватые ортоамфиболиты	10—15 „
3. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых и гранат-биотитовых гнейсов	150—200 „
4. Амфиболиты	15 „
5. Амфиболовые кристаллические сланцы и биотитовые гнейсы с прослоями биотит-амфиболовых гнейсов в верхней части слоя	50 „
6. Биотитовые гнейсы в средней части с прослоями (до 25 *м* мощности) биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов	100 „
7. Переслаивание биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов	100 „
8. Биотитовые гнейсы, иногда с крупными прослоями ортосланцев, линзами гранат-амфиболовых гнейсов и клинопироксеновых сланцев	150 „

Мощность подсвиты 720—780 *м*.

По направлению к югу одновременно с возрастанием мощности подсвиты до 1500—1800 *м* происходит уменьшение содержания биотитовых гнейсов и возрастание роли биотит-амфиболовых гнейсов. Здесь в ее разрезе отсутствуют глиноземистые гнейсы, а ортоамфиболиты представлены маломощными линзами (0,2—2, редко 5—12 *м*).

В Торачанском прогибе эти части разреза сложены мощной толщей (до 2500—2000 *м*) биотитовых гнейсов, содержащей многочисленные и иногда довольно мощные (до 60 *м*) слои и линзы ортоамфиболитов и метагаббро-диабазов, приуроченные к верхней и средней частям ее разреза. В нижней и средней частях разреза толщи иногда содержатся прослои и линзы кварцитов. Повсеместно присутствуют слои и прослои биотит-амфиболовых, эпидот-биотитовых гнейсов и амфиболовых кристаллических сланцев, редко имеются линзовидные прослойки гранат-биотитовых гнейсов.

Нижняя пачка верхней подсвиты мощностью 400—500 *м* в северной части Тарынахского прогиба сложена толщей биотитовых гнейсов, среди которых в средней части разреза появляются редкие прослойки фиболитовых сланцев, железистых кварцитов и магнетит-кварц-амфиболовых сланцев. Эти прослойки неустойчивы по простиранию и быстро выклиниваются, так же как и встречающиеся несколько выше по разрезу линзы (1—5 *м*) кварцитов.

На юге указанного прогиба мощность толщи возрастает до 1000 *м*, хотя она в основном сложена также биотитовыми гнейсами. В отличие от ранее рассмотренной толщи, наблюдаемой на севере прогиба, в нижней своей части она содержит слои и прослои биотит-амфиболовых гнейсов, а в средней и верхней — единичные слои амфиболитов мощностью до 20 *м*. Венчается разрез данной толщи породами железокремнистой формации тарынахского горизонта, мощность слоев которых достигает 20—100 *м*.

Южнее в Торачанском прогибе верхняя подсвита представлена единой толщей мощностью 1000—1500 *м*, состоящей из перемежающихся слоев мощностью 20—100 *м* биотитовых, двуслюдяных, эпидот-биотитовых, биотит-амфиболовых и фибролитовых сланцев, содержащих пропластки гранат-биотитовых, а в средней и нижней частях толщи единичные слои кварц-гранат-куммингтонитовых и кварц-роговообманково-куммингтонитовых сланцев, ассоциирующих с ортоамфиболитами и гранат-биотитовыми гнейсами (возможно, это аналог тарынахского горизонта). Повсеместно встречаются линзы ортоамфиболитов мощностью до 50 *м*.

Тянская свита не наблюдается в Тарынахском прогибе, хотя появляющиеся в некоторых его частях выше тарынахского горизонта биотитовые гнейсы могут быть условно сопоставлены с низами тянской свиты. В Торачанском прогибе к тянской свите отнесена толща гнейсов и сланцев, которые, по данным К. А. Метцгера (1950), В. П. Шейкина (1964) и В. И. Колесникова (1967), согласно перекрывают подстилающие породы темулякитской свиты. Эта свита развита крайне незначительно. В ее составе присутствуют основные кристаллические сланцы и амфиболиты, что сближает ее со стратотипическим разрезом Олекминского района и позволяет произвести их сопоставление. В южной и восточной частях района кристаллические образования нижней части разреза тянской свиты не установлены, так как переработаны в процессе гранитизации. Верхняя часть разреза свиты представлена следующими пачками слоев:

1. Пачка биотитовых, двуслюдяных сланцев, среди которых отмечаются слои биотитовых гнейсов и фибролит-слюдяных сланцев и в нижней ее части слои (5—22 *м*) гранат-биотитовых и эпидот-биотитовых гнейсов. По всему разрезу пачки отмечаются быстро выклинивающиеся линзы мощностью до 10 *м* белых мономинеральных, мусковитовых, редко роговообманковых кварцитов. В верхней части пачки среди двуслюдяных гнейсов залегают прослои до 5 *м* двуслюдяно-куммингтонит-кварцевых сланцев, мраморов, диопсид-кальцитовых, диопсид-тремолит-кальцитовых пород, ассоциирующихся с кварцитами . . . . . 280—310 *м*

2. Выше залегает пачка фибролит-двуслюдяных, плагиоклаз-фибролит-биотит-кварцевых кристаллических сланцев, биотитовых кварцитогнейсов, в составе которой залегают два слоя кварцитов (слюдяных, мономинеральных, графитовых) мощностью не более 10 *м*, переходящих по простиранию в биотит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся фибролитовыми, плагиоклаз-кордиерит-биотит-кварцевыми кристаллическими сланцами. В верхней части пачки отмечается слой гранат-биотитовых гнейсов, а в средней части — прослой сложного строения мощностью до 40 *м* амфибол-гранат-биотитовых сланцев с амфиболитами и биотит-гранат-плагиоклазовыми сланцами . . . . . 460—500 „

3. Еще выше залегает пачка, состоящая из переслаивающихся слоев биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев с фибролит-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами и эпидот-биотитовыми гнейсами. Среди слоев присутствуют редкие линзы кварцитов (в том числе гранатовых и эпидот-роговообманковых) и гранат-биотитовых гнейсов . . . . . 220—250 „

4. Венчается разрез свиты пачкой белых мономинеральных и слюдяных кварцитов мощностью до 200 *м*.

Видимая мощность тянской свиты в Торачанском прогибе составляет 1160—1260 *м*.

Ниже приведена петрографическая характеристика пород борсалинской серии, за исключением тех, для которых доказывается их первичномагматическое происхождение и интрузивное залегание.

Амфиболиты и основные кристаллические сланцы отмечаются преимущественно в темулякитской свите, в то время как в тянской свите они распространены крайне ограниченно. Главные породообразующие минералы этих пород — плагиоклаз, амфибол, биотит, второстепен-

ные — клинопироксен, эпидот, гранат, кварц, акцессорные — магнетит, апатит, циркон, сфен. Текстура полосчатая, гнейсовидная, редко массивная; структура гранобластовая, гетерогранобластовая, нематогранобластовая, порфиробластовая, бластоофитовая. Средний размер зерен в породе 0,4—1,2 *мм*. Плагиоклаз (10—65%) представлен олигоклаз-андезином и андезином с полисинтетическим двойникованием. Его зерна чистые, редко с включением других минералов и мелкими агрегатами мирмекита на границе с микроклином, появляющимся в случае воздействия на породы гранитизирующих растворов. Амфибол (20—90%) наблюдается как в виде изометричных зерен, так и в виде скелетных порфиробласт. Обычно это светло-зеленая роговая обманка с голубоватыми и синими оттенками по *Ng*. Иногда встречается слабо плеохроирующий амфибол. Обычно преобладает малоглиноземистая роговая обманка с повышенным содержанием актинолитовой молекулы ($+2V=82—86°$; $cNg=9—14°$) и умеренной железистостью ($F=47—53\%$). В отдельных случаях наблюдалась высоконатриевая умеренно глиноземистая роговая обманка с сильной дисперсией угла оптических осей ($r>V$; $-2V=62°$; $cNg=24°$). Лишь в одном случае в амфиболите одновременно с голубовато-зеленой роговой обманкой был обнаружен куммингтонит. Клинопироксен встречается редко и в незначительном количестве (не более 15%). Представлен бесцветными, слегка плеохроирующими зернами, находящимися в равновесии с плагиоклазом и амфиболом. Гранат также наблюдается редко и почти всегда в том случае, когда в породе содержится хотя и немного (1—3%) кварца. Последний встречается довольно часто, причем нередко устанавливается его появление совместно с мелкими зернами калиевого полевого шпата и биотита, — как правило, гистерогенного материала в этой группе пород. Эпидот присутствует в переменном количестве, но не во всех перечисленных выше породах, и представлен изометричными зернами, которые совместно с другими темноцветными минералами подчеркивают первичную полосчатость породы. Вторичные минералы довольно разнообразны — помимо микроклина и биотита часто наблюдаются хлорит, тремолит, лейкоксен, серицит, магнетит, кварц и альбит.

Гнейсы малоглиноземистые — щелочноземельные, наиболее распространенная группа пород рассматриваемой серии, присутствуют повсеместно в ее разрезе. Они представляют собой отчетливо гнейсовидные, иногда тонкополосчатые породы как средне-, так и мелкозернистые (размер зерен до 0,3 *мм*). Гнейсы характеризуются гранобластовой, нематогранобластовой, лепидогранобластовой, гетеробластовой, порфиробластовой структурами. В их составе отмечаются: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, клинопироксен, амфибол, эпидот, биотит, мусковит и акцессорные — магнетит, пирит, апатит, циркон, ортит, сфен. Плагиоклаз (55—70%) довольно разнообразный по составу — от олигоклаза до лабрадора, является самым обычным минералом гнейсов. Нередко обладает тенденцией к порфиробластическому росту, имея в таком случае много включений кварца, биотита, амфибола и акцессорных минералов. Наряду с тонкими скелетными порфиробластами, наблюдаются крупные, свободные от посторонних включений зерна и агрегаты мелких зерен, образующие в совокупности большие минеральные скопления (до 25 *мм*). Кварц (20—35%) обычно слагает изометричные, редко гранулированные зерна. Иногда замещает плагиоклаз, часто концентрируется в полосах шириной 5—15 *мм*, где его содержание превышает 50—60% общего объема породы. Калиевый полевой шпат (0—35%) представлен решетчатым микроклином, иногда с пертитовым строением. Отдельные зерна замещают плагиоклаз, возникая на границе плагиоклаза и биотита. Наряду с этим отмечается микро-

клин, находящийся в устойчивом равновесии с подобными минералами. Как правило, этот минерал не является широко распространенным в описываемой группе гнейсов в противоположность плагиоклазу. Клинопироксен был обнаружен лишь в единичных образцах совместно с роговой обманкой в гнейсе, сильно обогащенном магнетитом. Судя по оптическим константам ($+2V=60°$; $cNg=41°$), он относится к группе диопсид-геденбергита. Амфиболы (5—15%) — одни из наиболее своеобразных минералов метаморфических пород западной части Алданского щита — в породах борсалинской серии имеют характерные особенности. Не отличаясь по форме развития от амфиболов всех ранее рассмотренных групп метаморфических пород, по составу они определенно тяготеют к малоглиноземистым обыкновенным роговым обманкам, вплоть до актинолита. Обычно это голубовато-зеленые, сине-зеленые роговые обманки, низко и умеренно железистые ($F=33$—49%). В нескольких образцах амфибол представлен антофиллитом. Это длиннопризматический и игольчатый бесцветный минерал, двуосный, положительный, с прямым угасанием. Эпидот (2—8%) чаще всего слагает зерна несколько меньшего размера, чем темноцветные минералы. Он слабо окрашен в светло-фисташково-зеленый цвет по Ng и находится в равновесии с плагиоклазом состава олигоклаза и андезина (№ 22—30). В некоторых породах наблюдался низкодвупреломляющий эпидотовый минерал, возможно цоизит, но его точное определение не производилось. Биотит (5—20%) представлен ориентированными по гнейсовидности чешуйками, иногда содержащими включения акцессорных минералов. Обладает очень различными цветами плеохроизма по Ng (от густо-зеленого до зеленовато-серого и красновато-зеленого) и изменчивой величиной общей железистости ($F=36$—50%). Иногда сильно хлоритизируется с высвобожденным магнетитом в виде мелкой рудной пыли и небольших скоплений этого минерала по спайности. Мусковит (1—5%) встречается только в парагенезисе с биотитом. Представлен довольно крупными чешуйками, располагающимися как вдоль гнейсовидности, так и несколько поперек ее. Часто образует с биотитом сростки по спайности. В отдельных случаях мусковит замещается фибролитом. Вторичные минералы рассматриваемой группы пород — биотит (бледнее биотита первой генерации), хлорит, серицит, соссюрит, лейкоксен и магнетит.

Гнейсы и кристаллические сланцы глиноземистого состава встречаются по всему разрезу борсалинской серии. Наибольшее количество глинозема содержат их разности, слагающие тарынахский горизонт темулякитской свиты либо верхи тянской свиты. Главные породообразующие минералы этих пород — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол, гранат, биотит, мусковит, фибролит и кордиерит. В них иногда встречаются ставролит и кианит. Акцессорные минералы этих пород — циркон, сфен, апатит, магнетит, монацит, ортит и турмалин.

Гранат-амфиболовые и гранат-биотитовые гнейсы нередко имеют массивную текстуру и мелкозернистое сложение (размер зерна 0,3—0,8 *мм*), хотя встречаются и слоисто-полосчатые разности этих пород.

Фибролит и кордиеритсодержащие гнейсы и сланцы обычно разнозернистые, полосчатые с порфиробластическим сложением. Структуры их гранобластовые, порфиробластовые, гелицитовые, фибробластовые, гетеробластовые и лепидобластовые. Кварц содержится в породах этой группы в переменном количестве, иногда совсем отсутствует, при большом его количестве (35—50%) образуются породы, промежуточные между гнейсами и кварцитами. Представлен обычно зернами или образует мономинеральные агрегаты с мозаичным строением. Иногда со-

держит включения магнетита, фибролита и акцессорных минералов. Плагиоклаз (40—80%) нередко имеет плохо различимое двойниковое сложение и представлен обычно олигоклазом (№ 22—30). В отдельных случаях чешуйки слюд размещаются внутри плагиоклазовых зерен, которые, помимо этого, содержат включения других минералов. Калиевый полевой шпат (0—30%) представлен либо пертитовым решетчатым микроклином, либо пертитовым ортоклазом ($-2V=68°$). Частое появление в породе решетчатого микроклина связано с ее метасоматическим преобразованием; в отдельных случаях микроклин появляется при распаде мусковита (с образованием фибролита). Амфибол (1—10%) встречен только в парагенезисе с гранатом и биотитом, преимущественно в породах, обладающих повышенной железистостью. Представлен густоокрашенной сине-зеленой и зеленой роговой обманкой, общая железистость которой зависит от железистости породы. Наиболее высокожелезистая роговая обманка ($F=60—63\%$) имеет очень темные цвета по Ng (до черного) и резкий плеохроизм, что, вероятно, связано с преобладанием в ее составе молекул феррогастингсита и ферроэденита. Умеренно железистая роговая обманка ($F=36—53\%$) обладает менее резким плеохроизмом и более светлыми оттенками зеленого цвета. Гранат (1—10%) образует мелкие, иногда крупные (до 5 *мм*) порфиробласты. Относится к альмандину с общей железистостью 73—82%. Биотит (5—40%) — один из наиболее распространенных минералов в глиноземистых гнейсах и сланцах. Отчетливо выделяются две разновидности биотита. Наиболее железистый биотит (аннит) сингенетичен с гранатом и роговой обманкой, иногда с фибролитом. Этот биотит густо окрашен в темно-зеленый цвет по Ng. Обычный биотит в гнейсах умеренно железистый, обладает зеленовато-серым, буровато-зеленым, зеленовато-желтым, редко красновато-зеленым цветом по Ng, иногда вместе с мусковитом образует чешуйки, одинаково ориентированные в плоскости третьего пинакоида. Мусковит обычно присутствует в количестве, меньшем, чем биотит, но иногда (особенно в кварцито-гнейсах) его содержание в породе довольно значительно (до 25%). Бесцветный, слегка розовый, с характерными показателями преломления маложелезистого мусковита ($n_g=1{,}594—1{,}601$) фибролит (волокнистая разновидность силлиманита) обычно образует войлокоподобные скопления в породе, среди которых кое-где появляются крупнопризматические кристаллы. В некоторых случаях наблюдались образования фибролита по мусковиту, что связано с повышением температуры регионального метаморфизма, при которой мусковит становится неустойчивым минералом. Кордиерит обычно присутствует в породе в количестве не более 12% либо в виде мелких зерен, либо в виде порфиробласт с многочисленными включениями других минералов. Как это наблюдалось в ряде образцов, кордиерит возникает за счет ставролита, сохраняющегося в нем как бронированный реликтовый минерал. Кианит обнаружен в нескольких образцах в парагенезисе с ортитом или гранатом, представлен крупными порфиробластическими кристаллами длиной до 1,2 *см*. Вторичные минералы описываемой группы пород очень разнообразны — актинолит, хлорит, эпидот, серицит, микроклин, кварц, альбит и магнетит.

Высокоглиноземистые сланцы и кварциты встречаются только в пределах тарынахского горизонта темулякитской свиты. Помимо петрогенетического родства эти породы характеризуются повышенной железистостью, выраженной как в присутствии большого количества магнетита, так и в наличии высокожелезистых (безызвестковистых) алюмосиликатов. Все они полосчаты (толщина полос от 2 *мм* до 1,5 *см*), тонкослоисты и по внешнему облику и текстурным особенностям (за

исключением крупнозернистых кварцитов) напоминают таконитыи джеспилиты Криворожских железорудных месторождений. Структура пород гранобластовая, нематобластовая, редко порфиробластовая. Главные породообразующие минералы: кварц, плагиоклаз, амфибол, гранат, биотит, магнетит; крайне редко встречаются клинопироксен, фибролит и акцессорные — циркон, ортит и сфен. Кварц — наиболее распространенный минерал рассматриваемой группы пород, отсутствует лишь в некоторых куммингтонитовых сланцах, но в кварцитах его количество превышает 50%. Образует зерна мелкой и средней размерности с мозаичным строением. Часто содержит мелкие включения магнетита, а также наблюдается в виде включений в порфиробластах иных минералов. Плагиоклаз (10—20%) — довольно редкий минерал, встречается в породах с повышенным содержанием кальция и магния. Двойникование слабое, вторичные изменения (соссюритизация) местами довольно значительны. Амфиболы принадлежат к двум группам: группе известковистых роговых обманок и группе бесцветных моноклинных гидроксил-амфиболов ряда купфферит — грюнерит. Они встречаются как совместно, так и раздельно, что приводит к значительным изменениям их количественного содержания в породе (10—90%). Роговая обманка наблюдается во многих породах и мало отличается по величине общей железистости от описанных выше разновидностей. В то же время по остальным оптическим константам можно выделить как синезеленую полущелочную роговую обманку, так и светло-зеленую, почти бесцветную. Обе они малоглиноземистые, тяготеющие к ряду актинолита — ферроактинолита. Амфиболы группы купфферит-грюнерита представлены обычно полисинтетически сдвойникованным куммингтонитом, редко грюнеритом. Все они встречаются в кварцсодержащих породах в парагенезисе с роговой обманкой, гранатом, часто с магнетитом. Наблюдалось замещение куммингтонита актинолитом. Клинопироксены обнаружены только в нескольких образцах. Клинопироксены диопсид-геденбергитового ряда ($+2V=35—55°$, $cNg=39°$), сингенетичные с плагиоклазом, кварцем и магнетитом, а эгирин-авгит ($2V=+85°$, $cNg=70°$) обычно встречается совместно с гранатом и куммингтонитом. В обоих случаях эгирин-авгит представляет собой минерал, возникший при натриевом метасоматозе магнетитовых кварцитов. Гранат встречается в высокоглиноземистых сланцах в количестве от 3 до 35% и представлен высокожелезистым альмандином. Биотит обычно зеленого цвета по Ng, часто образует либо почти мономинеральные полосы в породе, либо мелкие единичные чешуйки. Биотит наблюдается как в равновесии с иными минералами породы, так и в реакционном взаимоотношении с магнетитом и амфиболом. Общая железистость биотита изменяется в незначительных пределах. Магнетит присутствует либо в зернистых сростках, концентрирующихся в почти мономинеральных полосах, в которых наблюдаются кристаллы магнетита, либо в виде мелких включений в кварце. Обычно в той или иной степени он мартитизирован с образованием типичных структур замещения магнетита. В случае выветривания пластов железистых кварцитов наблюдается лимонитизация магнетита и мартита.

Кварциты распространены незначительно, встречаясь преимущественно в тарынахском горизонте и в основании темулякитской свиты. Это обычно светлые, средне- и крупнозернистые породы, часто тонкослоистые, полосчатые за счет послойного распределения алюмосиликатных минералов. Структура кварцитов гранобластовая, мозаичная. Помимо кварца в породе встречаются плагиоклаз — ряда олигоклаза, слюды (как биотит, так и мусковит), фибролит, зеленая роговая обманка; акцессорные минералы — магнетит, циркон, редко сфен и апа-

тит; вторичные минералы: магнетит, циркон, редко сфен и апатит, микроклин, эпидот, хлорит, серицит, турмалин.

В отличие от сходных пород олекмо-станового комплекса для гнейсов и кристаллических сланцев борсалинской серии характерно присутствие актинолитового амфибола, куммингтонита, антофиллита, тремолита, эпидота, мусковита, кианита и ставролита.

Присутствие в метаморфических породах борсалинской серии ставролита и кианита позволяет предполагать повышенную величину давления, при которой происходил региональный метаморфизм (Соболев, 1964). А это в свою очередь может быть связано с особенностями структурного положения пород борсалинской серии, приуроченных к узким трогообразным приразломным прогибам.

Заканчивая описание архейских образований, слагающих Алданский щит и его древнее складчатое обрамление, коротко остановимся на составе исходных пород, подвергшихся региональному метаморфизму и гранитизации.

На основании изучения химического состава, петрографических особенностей пород и строения разреза в целом было установлено, что исходными породами служили как осадочные образования песчано-глинисто-карбонатного состава, так и вулканогенные породы среднего и основного состава.

В пользу осадочного происхождения пород свидетельствует наличие в разрезе архея мраморов, участвующих (Роненсон, 1956), в сложении ритмов. Ритмичность в осадконакоплении особенно четко выражена в строении федоровской свиты. Гнейсы, в том числе глиноземистые, вероятно, образовались при метаморфизме песчаников, алевролитов и аргиллитов, являющихся продуктами выветривания древнейших алюмосиликатных магматических пород (Дзевановский, 1952). Относительно генезиса кварцитов существует две точки зрения. Д. С. Коржинский и Ю. К. Дзевановский считают, что кварциты являются терригенными образованиями, возникшими в результате метаморфизма кварцевых песчаников. Н. В. Фролова, Е. И. Лавренко и Е. М. Лазько считают, что основная масса кварцитов имеет гидрохимическое происхождение.

Основные кристаллические сланцы и амфиболиты, наиболее широко распространенные в тимптонской и низах курультинской серий, но встречающиеся в небольшом количестве и в остальных частях разреза, вероятно, возникли из вулканогенных пород основного и среднего состава. Амфиболиты нередко имеют секущие контакты с вмещающими их гнейсами. Кроме того, в них часто наблюдаются реликты магматических структур.

Произведенный обзор архейских метаморфических образований Южной Якутии указывает на их весьма детальную изученность, разрешающую многие вопросы основных свойств древнего комплекса. Вместе с тем изучение последнего выдвигает много новых вопросов, которые должны быть включены в программу будущих исследований.

1. В связи с накопившимися новыми данными становится очевидной задача более подробного изучения разреза иенгрской серии. В частности, необходимо уточнить расчленение верхнеалданской свиты и унифицировать его. Необходимо также решить вопрос о соотношении федоровской свиты с подстилающими образованиями, поскольку уже давно высказываются предположения о ее несогласном залегании, но до сих пор вопрос этот остается неясным.

2. Выделение в юго-западной части Алданского щита новой курультинской серии из пород, измененных в гранулитовой фации мета-

морфизма, вызывает необходимость решения вопроса об их соотношении с метаморфическими образованиями других серий Алданского щита. До сих пор по этому поводу существуют весьма противоречивые предположения, исключающие друг друга. Кроме того, в связи с возможным продолжением курультинской серии в сторону бассейна верхнего течения р. Гонама, где, вероятно, выступают наиболее верхние ее части, требуется изучение разреза метаморфических пород этого района и выяснение вопроса об их положении в разрезе метаморфических образований Алданского щита.

3. Разрешению подлежит также вопрос о положении в разрезе так называемых «надсутамских свит» — худурканской и альванарской, поскольку до сих пор некоторые геологи по-разному интерпретируют этот вопрос.

4. Необходимо дальнейшее изучение вопроса о связи архейских образований бассейна р. Олекмы (олекминская серия) со сходными образованиями Становой складчатой области. Выдвигается задача корреляции разрезов метаморфических толщ западных и восточных частей указанной области, изучавшихся различными коллективами геологов и до сих пор не сопоставляемых.

5. Выяснение первичного состава архейских пород Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области.

ПРОТЕРОЗОЙ

К этой группе в пределах Южной Якутии относятся нижнепротерозойские субплатформенные различно метаморфизованные породы Кодаро-Удоканского прогиба, Ханинского, Субганского, Ярогинского, Чульманского и других грабенов, и платформенные отложения средне- и верхнепротерозойского возраста.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Вулканогенно-осадочные отложения, отнесенные к нижнему и среднему протерозою, известны давно на этой территории, однако их возраст и стратиграфическое расчленение долгое время являлись предметом широких дискуссий, которые сейчас касаются почти исключительно вопросов корреляции. Изолированность выходов и отсутствие надежного палеонтологического и геохронологического обоснования создают значительные трудности при корреляции рассматриваемых отложений. Их накопление связано с образованием в раннем протерозое в северо-западной части Алданского щита крупной тектонической структуры — Олекминского авлакогена, возникшего в связи с заложением и становлением раннебайкальской геосинклинальной системы карелид (?) в западном обрамлении щита (бассейн Витима).

В пределах Олекминского авлакогена осадконакопление было четко дифференцировано в пространстве, что позволяет выделять здесь несколько структурно-фациальных зон. Одна из них — Кодаро-Удоканская (Салоп, 1958) располагается в корневой части авлакогена. В пределах Южной Якутии она вскрыта в среднем течении р. Хани. Вторая — Хани-Субганская (Миронюк, 1966) являлась внешней зоной области раннепротерозойского осадконакопления и размещалась севернее и восточнее первой (бассейн Олекмы и частично верхнее течение Алдана). Следует отметить, что помимо Олекминского авлакогена, который имел направление, близкое к меридиональному, существовал

еще один прогиб, ориентированный в широтном направлении. Таким образом, направление раннепротерозойских прогибов повторяет в общих чертах простирание архейских складчатых систем, что говорит об унаследованности развития основных структурных направлений.

Впервые на этой территории нижне-среднепротерозойские отложения (правда, отнесенные авторами к иным стратиграфическим подразделениям) были обнаружены Е. С. Бобиным (1933), А. А. Арсеньевым (1939), Е. М. Лазько и Г. Б. Митичем (1946).

Возраст описываемых отложений устанавливается на том основании, что они залегают трансгрессивно на верхнеархейских образованиях бассейна Олекмы и перекрыты с угловым несогласием отложениями нижнего кембрия в бассейне Чуги. По литологии и условиям седиментации нижне-среднепротерозойские вулканогенно-осадочные отложения западных районов Южной Якутии сопоставимы с удоканской серией. Интрузивные образования, прорывающие рассматриваемые толщи в Олдонсинской и Нижне-Ханинской грабен-синклиналях, в Субганском и Ярогинском грабенах, сходны с таковыми в Кодаро-Удоканской зоне, где они прорывают удоканскую серию и имеют абсолютный возраст 1900± 100 млн. лет. По данным В. К. Солецкой, абсолютный возраст пегматитов, прорывающих нижне-среднепротерозойские отложения Субганского и Тунгурчаканского грабенов, составляет соответственно 1950 и 1600 млн. лет [1], в то время как метаморфические сланцы Сырылырского грабена имеют возраст 1450—1755 млн. лет [2]. Все эти данные позволяют оценивать возраст описываемых отложений как нижне-среднепротерозойский.

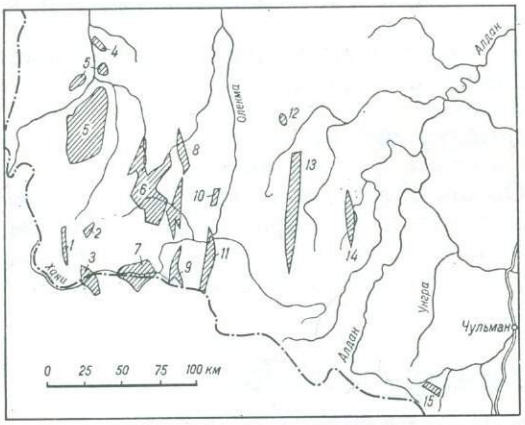


Рис. 11. Схема размещения тектонических структур, заполненных нижне-среднепротерозойскими образованиями, в северо-западной части Алданского щита.

Кодаро-Удоканская структурно-фациальная зона: *1* — Итгилякский грабен, *2* — Эвонокитский грабен, *3* — Соготохская грабен-брахисинклиналь; *Ханинско-Субганская структурно-фациальная зона:* *4* — Сектокутский грабен, *5* — Угуская грабен-синклиналь, *6* — Олдонсинская грабен-синклиналь, *7* — Нижне-Ханинская грабен-синклиналь, *8* — Диендинский грабен, *9* — Сырылырский грабен, *10* — Чекчойский грабен, *11* — Тунгурчаканский грабен, *12* — Билирский грабен, *13* — Субганский грабен, *14* — Ярогинский грабен, *15* — Чульманский грабен

КОДАРО-УДОКАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА РАННИХ ПРОТЕРОЗОИД

В зоне, которая размещается в пределах Якутии, нижне-среднепротерозойские отложения сохранились в трех небольших изолированных грабенах: Итгилякском, Соготохском, Эвонокитском (рис. 11).

В Итгилякском грабене, по данным М. З. Глуховского, вскрыта довольно значительная по мощности (около 500 *м*) толща слюдяных сланцев и кварцитов с невыдержанными согласными телами метадиабазов, ортоамфиболитов. Эвонокитский грабен сложен однообразными черными филлитами. В Соготохском грабене среди регрессивно измененных архейских образований сохранилась довольно мощная толща (до 1900 *м*) слюдяных сланцев с пластами кварцитов, кварцито-песча-

[1] Мусковит, К-Ar метод, лаборатория ВСЕГЕИ.
[2] Валовая проба, К-Ar метод, лаборатория ВСЕГЕИ.

ников, которые образуют выдержанный горизонт мощностью до 500 *м* в средней части разреза. Здесь же обнаружены единичные линзы метаморфизованных карбонатных пород.

По нашему мнению, описываемые отложения сопоставимы с орту-ряхской, боруряхской и икабийской свитами стратотипического разреза удоканской серии и особенно близки толщам, слагающим Верхне-Ханинскую брахисинклиналь [1].

ХАНИ-СУБГАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА РАННИХ ПРОТЕРОЗОИД

В пределах меридиональной части этой зоны (бассейны Олекмы и Амги) имеется несколько узких грабенов, где сохранились сильно деформированные и неравномерно метаморфизованные отложения нижнего и среднего протерозоя, и три широкие грабен-синклинали, где подобные отложения залегают слабонаклонно и не подверглись существенному метаморфизму. В трех последних структурах (Угуская, Олдонсинская и Нижне-Ханинская грабен-синклинали) описаны стратотипы разреза рассматриваемых отложений. Отложения, залегающие в других грабенах, коррелируются с этими разрезами условно, что является причиной существования различных, иногда взаимоисключающих схем сопоставления (Миронюк, 1966; Нужнов, 1968; Реутов, 1969 и др.). Поэтому мы рассмотрим их стратиграфию раздельно для западных и восточных районов Хани-Субганской структурно-фациальной зоны. Отложения Чульманского грабена относятся к восточным районам условно, так как не исключено, что они образуют самостоятельную структурно-фациальную зону.

Западные районы

Основы стратиграфии описываемых отложений были заложены Е. П. Миронюком и В. Г. Тарасовой в 1955 г., выделившими в их составе три свиты (чародаканскую, намсалинскую и ханинскую). В то время эти отложения относились к эопалеозойским (синийским), а несогласно перекрывающие их в Угуской грабен-синклинали красноцветные песчаники — к дикимдинской свите нижнего кембрия (позже олонноконская толща). Впоследствии А. Ф. Петров, В. Г. Работнов, А. Д. Шпагин доказали донижнекембрийский возраст песчаниковой толщи Угуской грабен-синклинали (названной А. Ф. Петровым кебектинской свитой).

Общепринятое наименование в ранге более крупного стратиграфического подразделения серий отсутствует, хотя отдельные попытки в этом направлении производились неоднократно.

Так, В. К. Солецкая (1960) объединила отложения этого возраста в составе трех свит (ханинской, намсалинской, чародаканской) в субганскую толщу. Это же название в ранге серии употребляет в своих работах и Е. П. Миронюк (1966, 1968). Однако оно не совсем удачно, так как дано не по району выделения стратотипа разреза. А. Ф. Петров (1961, 1963) предложил объединить трехчленный комплекс Е. П. Миронюка (1969) вместе с кебектинской свитой под названием угуйской серии. Это предложение также не получило признания, поскольку кебектинская свита не может быть объединена с подстилающими отложениями нижнего протерозоя в одну серию, так как отделена от них угло-

[1] Нерасчлененные отложения первых двух свит Верхне-Ханинской брахисинклинали С. В. Нужнов и В. А. Кудрявцев выделяют под новым названием камниоканской свиты.

вым несогласием. В решениях Совещания по разработке стратиграфических схем Сибири (Новосибирск, 1965) трехчленный комплекс описываемого района назван бытыгырской серией (по р. Бытыгыру). В свете новейших исследований нижне-среднепротерозойские отложения рассматриваемого района расчленяются на два крупных подразделения — бытыгырскую серию (нижний протерозой) и кебектинскую свиту (нижний — средний протерозой). В составе бытыгырской серии вместо прежних трех свит выделяется пять свит: чародаканская, намсалинская, билечинская, ханинская, станнахская. Из них последняя надстраивает прежний разрез серии, а билечинская выделяется из состава ханинской свиты.

Чародаканская свита является самой нижней свитой в разрезе серии. Ее базальные горизонты наблюдаются лишь в одном районе — в истоках рек Олдонсо и Чародакана. Во всех остальных районах нигде не обнаружен стратиграфический контакт нижнепротерозойских пород с подстилающими образованиями.

Базальный горизонт свиты в Олдонсинской грабен-синклинали сложен мелкогалечными конгломератами с линзами гравелитов, грубозернистых полимиктовых песчаников. Мощность его не превышает 15 *м*. Галька в основном представлена местными породами. Ее средние размеры 2—5 *см*, максимальные 20 *см*, окатанность плохая, сортировка несовершенная. Песчаник, содержащий гальку, имеет полимиктовый, реже олигомиктовый состав. Цемент песчаников глинисто-кремнистый, серицито-кремнистый. Остальная часть разреза представлена преимущественно песчаниками, среди которых содержится большое количество пластов тонкослоистых песчано-глинистых сланцев и алевропесчаников серого и темно-серого цвета. В восточной части района песчаники становятся более однородными, мелкозернистыми. В долине Олдонсо, у западной окраины района, в средней части разреза свиты среди песчаников, примерно в 200 *м* от базального горизонта, установлен еще один пласт гравелитов и мелкогалечных конгломератов мощностью не более 20 *м*. Галька преимущественно кварцевая, хорошей окатанности, слегка уплощена. Помимо этого, Л. М. Реутовым в этом же районе обнаружены линзы гравелитов и в верхней части свиты. При сопоставлении литологического состава свиты в различных участках района устанавливается, что по направлению к его окраинам уменьшается количество мономиктовых песчаников. В центральной части района в свите больше алевропесчаников, алевролитов и аргиллитов. В направлении на запад к бассейну р. Чароды (Угуская грабен-синклиналь) обломочный материал становится грубее, появляются гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а также сокращается мощность свиты, что указывает на приближение к области сноса.

Нижнюю часть чародаканской свиты иллюстрирует следующий разрез, полученный в Нижне-Ханинской грабен-синклинали:

1. Кварцито-песчаник полимиктовый, среднезернистый, массивный с пропластками неясно горизонтальнослоистых и волнистослоистых разностей. В верхней части пачки тонкие прослои (1—20 *см*) зеленовато-серых биотитовых олигомиктовых кварцито-песчаников	20 *м*
2. Кварцито-песчаник олигомиктовый, мелкозернистый, слюдистый, волнистослоистый	2 „
3. Кварцит мономиктовый, массивный, среднезернистый	2 „
4. Кварцито-песчаник олигомиктовый, мелкозернистый, слюдистый . .	3 „
5. Кварцито-песчаник олигомиктовый, средне- и мелкозернистый, тонкослоистый, слюдистый со слоями (до 10 *см*) кварц-слюдистых сланцев . .	25 „
6. Кварцито-песчаник олигомиктовый, массивный, белый, среднезернистый	10 „

Песчаники чародаканской свиты преимущественно светлые, в нижней части свиты более крупнозернистые, чем в верхней. По составу они

преимущественно олигомиктовые полевошпат-кварцевые, хотя нередко, особенно в низах разреза, встречаются пласты полимиктовых песчаников, содержащих более 25% полевых шпатов. Чисто кварцевые разности повсеместно слагают пласты мощностью не более 20 *м*.

Песчаники массивные параллельнослоистые, редко косослоистые; окатанность зерен хорошая, ближе к низам разреза слабая. Акцессорные минералы — циркон, турмалин, амфибол, гранат. Цемент глинисто-кремнистый, кремнистый, изредка глинисто-карбонатный. Часто в цементе песчаников и в алевропелитовых прослойках встречаются новообразования серицита, мусковита, биотита, хлорита, актинолита, редко тремолита и граната. В бассейне Олдонсо в песчаниках обнаружены симметричные знаки ряби.

Мощность свиты в бассейне Олдонсо 300—450 *м*, в долине Хани — не менее 600 *м* (по мнению О. Т. Князева, 1200 *м*).

Как видно из приведенного описания, породы чародаканской свиты этих участков по их фациальной принадлежности можно отнести к прибрежно-морским мелководным и рассматривать как терригенную сероцветную формацию. Базальный горизонт конгломератов чародаканской свиты, обнаженный в Угуской грабен-синклинали, залегает резко трансгрессивно с крупным угловым несогласием на пенепленизированной поверхности верхнеархейских кристаллических пород. Мощность конгломератов 8—10 *м*, галька плохой окатанности представлена подстилающими породами и ее размеры не превышают 10 *см*. Галька сцементирована разнозернистым полимиктовым песчаником, связующий материал которого имеет серицитизированный железисто-глинистый состав с примесью карбонатов.

На крайнем севере, в низовье р. Чароды, по В. Т. Роботнову (1966), мощность конгломератов достигает 32 *м*, и в их составе появляются валуны подстилающих гнейсов. Залегающие выше породы представлены песчаниками олигомиктовыми, кварцевыми, иногда полимиктовыми, мелко- и крупнозернистыми. Цвет песчаников белый, светло-серый, часто буровато-серый, красновато-бурый, редко зеленовато-серый и темно-серый (до черного). В отличие от песчаников ранее описанных участков здесь в составе цемента присутствует карбонатный материал, хотя довольно широко распространены песчаники с железисто-глинистым, глинисто-кремнистым цементом, иногда серицитизированным (редко с биотитом). Акцессорные минералы — рудные, циркон, иногда турмалин. Песчаники массивные, иногда параллельнослоистые, редко косослоистые. Характерно переслаивание их с глинистыми и песчано-глинистыми красно-бурыми и зеленоватыми сланцами, часто тонкосланцеватыми, образующими пласты мощностью до 6 *м*. Одной из интересных особенностей строения разреза чародаканской свиты этой подзоны является присутствие в нем пластов доломитовых алевролитов зеленовато-серого цвета, достигающих местами мощности 20—25 *м*. По простиранию указанные породы переходят в карбонатные песчаники. Л. М. Реутов приводит следующий разрез чародаканской свиты, наблюдаемый им на водоразделе Олоннокон — Чарода:

1. Конгломерат мелкогалечный	8—10 *м*
2. Сланцы глинистые, красно-бурые, тонкосланцеватые	4—6 „
3. Алевролиты доломитовые, зеленовато-серые с прослоями существенно кварцевых песчаников зеленовато-серых с карбонатным цементом	28 „
4. Песчаники олигомиктовые с карбонатным цементом, разнозернистые буро-серые	24—26 „
5. Алевролиты доломитовые, серовато-зеленые и зеленовато-серые	20 „
6. Песчаники кварцевые и олигомиктовые, зеленовато-серые с карбонатным цементом, в верху пачки переслаивающиеся с серыми и темно-серыми песчаниками	40 „

Максимальная мощность свиты здесь, по Л. М. Реутову, 140 *м*, по В. Т. Работнову, 270 *м*.

В рассмотренном разрезе свиты наблюдаются осадки, указывающие на их прибрежно-морской характер седиментации. Близость области сноса обусловила присутствие олигомиктовых и полимиктовых песчаников, а неустойчивый режим мелководья привел к частой смене восстановительной и окислительной среды седиментации.

Намсалинская свита согласно перекрывает подстилающие породы чародаканской свиты. Будучи сложена преимущественно карбонатными породами, она резко отличается от песчаников чародаканской свиты и поэтому выделяется довольно уверенно. В разрезе свиты в бассейне Хани и Олдонсо преобладают карбонатные породы — доломиты, доломитовые известняки, часто песчанистые массивные и неяснослоистые, послойно окремненные. Периодически встречаются водорослевые разности, в которых из сборов В. Т. Работнова (1964) С. Нужновым определены строматолиты *Stratifera* sp., *Conophyton sp., Omachtenia* sp. и др., указывающие, по заключению последнего, на нижнерифейский возраст вмещающих пород. Наблюдаются фациальные переходы от доломитов и известняков к карбонатным алевролитам и песчаникам. Доломиты и доломитовые известняки в виде наиболее крупных пачек залегают в верхах свиты, преимущественно в центральной и западной частях этих участков, достигая мощности 250 *м*. Чаще они залегают в виде пластов мощностью от 1 до 30 *м* среди серых, темно-серых, редко бурых и зеленовато-серых песчано-глинистых и глинисто-карбонатных сланцев, иногда тонкослоистых. Изредка присутствуют пласты (до 15 *м*) кварцевых песчаников, иногда олигомиктовых песчаников и крайне редко — полимиктовых песчаников мелко- и среднезернистых. Цемент песчаников глинисто-карбонатный, глинисто-кремнистый и кремнистый.

Подобная ассоциация пород кварцевые песчаники — карбонатные породы характерна как для намсалинской и билечинской свит бытыгырской серии, так и для боруряхской свиты удоканской серии. В нижней части разреза свиты наблюдается переслаивание сланцев и алевропесчаников с известняками и доломитами. Это позволяет в отдельных случаях выделить в разрезе свиты нижнюю пачку (мощность 50—70 *м*) переходного типа от песчанистых пород чародаканской свиты к верхней существенно карбонатной части разреза намсалинской свиты. Среди сланцев свиты нередко присутствуют черные разности, богатые органическим веществом. Иногда наблюдается тонкая ритмичность, обусловленная чередованием слоев (1—5 *см*) песчаника и сланца с размытой поверхностью сланцевого слоя, на котором залегает песчаный слой. По данным Л. М. Реутова, в районе оз. Нюрюльдакит непосредственно выше песчаников чародаканской свиты залегают:

1. Алевролиты слабоизвестковистые, переслаивающиеся (пласты 1—2 *м*) с углисто-глинистыми тонкослоистыми сланцами и желтовато-серыми песчанистыми доломитами . .	25—30 *м*
2. Алевролиты серые, глинистые и известковистые с прослоями (мощностью до нескольких метров) алевролитистых доломитов	20—25 „
3. Песчаники кварцевые, светло-серые	15 „
4. Глинистые алевритовые сланцы, неяснослоистые . .	5—6 „
5. Доломиты кремнистые, тонкослоистые, внизу водорослевые	15—20 „
6. Доломиты массивные	20 „
7. Доломиты кремнистые, в средней и верхней частях пачки с прослоями (до 0,5 *м*) водорослевых доломитов .	150—175 „

Мощность свиты в бассейне Олдонсо 200—280 *м*, в бассейне р. Хани до 500 *м* (по материалам О. М. Князева, до 1300 *м*).

Метаморфизм ведущих пород намсалинской свиты — доломитов и известняков — привел к преобразованию их в мраморы и кальцифиры со следующими алюмосиликатами: эпидотом, тремолитом, флогопитом. Псаммитовые породы превращены в сланцы, аналогичные таковым чародаканской свиты. В разрезе намсалинской свиты мы наблюдаем существенно карбонатную (известково-доломитовую) формацию пород, образовавшихся в условиях мелководного морского бассейна повышенной солености. Чародаканская и намсалинская свиты в совокупности составляют первый трансгрессивный ритм осадков в разрезе бытыгырской серии.

В Угуской грабен-синклинали для разреза свиты типично наличие пластов мощностью 1—190 *м* доломитов серых, розовато-серых, красновато-бурых, иногда кремнистых, в единичных случаях волнистослоистых и водорослевых. Помимо доломитов встречаются доломитовые известняки, очень часто наблюдаются песчанистые доломиты, фациально переходящие либо в песчаники с карбонатным цементом, либо в карбонатные алевролиты. В некоторых районах в составе нижней части разреза свиты появляется много то песчанистых сланцев красновато-бурого и зеленовато-серого цвета, то олигомиктовых песчаников с карбонатным цементом. Л. М. Реутов отмечает появление в верхней части свиты в районе низовьев р. Чароды большого количества кремнистых сланцев, сложенных криптокристаллическим агрегатом кварца. В детальном разрезе свиты на р. Олонноконе непосредственно выше песчаников чародаканской свиты, по Л. М. Реутову, наблюдаются:

1. Сланцы глинистые, тонкоплитчатые, коричневато-красные, в переслаивании с зеленовато-серыми алевролитами	40 *м*
2. Доломиты светло-розовые и розовые, в переслаивании с красно-бурыми сланцами и серыми алевролитами	35—40 „
3. Доломиты кремнистые	180—190 „

Перекрывающие породы здесь отсутствуют. Максимальная мощность свиты 250 *м*.

В целом для намсалинской свиты этого участка, как и для ее аналогов предыдущих участков, характерна карбонатная (существенно доломитовая) формация пород.

Карбонатные породы намсалинской свиты согласно, иногда с постепенным переходом, перекрыты песчано-сланцевой толщей пород *билечинской свиты.*

Указанная свита выделяется впервые. Ранее она включалась в состав нижней подсвиты ханинской свиты. Основанием для выделения ее в ранге самостоятельной свиты послужили установление точных границ, устойчивость разреза и существенная мощность осадков.

Стратотип разреза билечинской свиты наблюдался на левобережье р. Хани, в 6 *км* от устья рч. Билечи. Аналогичные разрезы можно наблюдать на правом берегу р. Хани непосредственно у западного края Нижне-Ханинской грабен-синклинали и в верховьях рч. Билечи.

Отложения билечинской свиты залегают согласно на породах намсалинской свиты и содержат в бассейне Хани в основании пласт кварцито-песчаников светло-серых, олигомиктовых, мелко- и среднезернистых (до 10 *м*). Выше залегает пачка слоев (до 20 *м* каждый) кварцито-песчаников олигомиктовых, массивных и пористых, белых, зеленовато-серых и пятнистых, часто слюдистых, иногда пиритизированных, карбонатных. Кварцито-песчаники переслаиваются с белыми сливными кварцитами. Часто встречаются прослои серых слюдяно-кварцевых слан-

цев, иногда с карбонатом, редко «углистых» слюдяно-кварцевых сланцев, часто с порфиробластами биотита, карбонатно-песчано-глинистых сланцев и мраморизованных известняков. В нижней части пачки наблюдались линзы полимиктовых красновато-серых кварцито-песчаников с карбонатным цементом. Мощность пачки до 100 *м*. Выше в разрезе залегают:

1. Пачка кварцито-песчаников белых и светло-серых, от средне- до крупнозернистых массивных и ритмично-слоистых олигомиктовых и полимиктовых, переслаивающихся (0,5—4 *м*) с пестрыми кварцито-песчаниками слюдистыми, средне- и мелкозернистыми, с зеленовато-серыми олигомиктовыми мелкозернистыми кварцито-песчаниками, с белыми сливными кварцитами и прослоями слюдяно-кварцевых сланцев	до 40 *м*
2. Кварцито-песчаники белые, олигомиктовые и сливные кварциты с частыми прослоями серых и темно-серых слюдисто-кварцевых сланцев, кварцито-песчаников серых, олигомиктовых, иногда слоистых, с редкими линзами мраморизованных известняков белых и черных, а также черных и красновато-серых кварцитов	до 40 „
Перерыв в наблюдении—согласное интрузивное тело диабазов.	
3. Кварцито-песчаники полимиктовые, разнозернистые, слюдистые, с прослоями тонкослоистых песчано-глинистых сланцев	24 „
4. Кварцито-песчаники олигомиктовые, слюдистые, тонкосланцеватые	22 „
5. Кварцито-песчаники белые олигомиктовые, крупно- и среднезернистые, вверху параллельнослоистые	28 „
6. Переслаивание (0,1—0,5 *м*) кварцито-песчаников олигомиктовых, слюдистых, красных и буровато-серых, с тонкополосчатыми темно-серыми песчано-глинистыми сланцами, с линзами карбонатных песчано-глинистых сланцев	25 „
7. Кварцито-песчаники олигомиктовые, светло-серые и белые (слои 0,5—0,7 *м*), переслаивающиеся со сланцеватыми слюдистыми кварцитами (слои 0,05—0,2 *м*)	7 „
8. Кварциты белые, волнистослоистые	15 „
Далее следует пластовое интрузивное тело габбро-диабазов.	
9. Кварциты белые, неясно полосчатые. В низах пачки прослои кварцитов серых, слюдистых, тонкозернистых	14 „
10. Филлитовидные сланцы тонкослоистые, серые с прослоями (до 5 *см*) кварцитов серых и темно-серых	22 „
11. Кварцито-песчаники олигомиктовые, розовато-белые мелкозернистые	12 „
12. Переслаивание кварцитов светло-серых, красных и черных мелко- и тонкозернистых с черными, зеленовато-серыми и пестрыми филлитами тонкослоистыми	11 „

Выше согласно залегают породы ханинской свиты. Таким образом, суммарная мощность билечинской свиты не менее 350 *м*.

В западной части Нижне-Ханинской грабен-синклинали мощность свиты 250 *м*. В Олдонсинской грабен-синклинали билечинская свита представлена пиритизированными алевролитами темно-серыми, массивными и слоистыми, которые содержат прослои песчаников и черных сланцев. Мощность свиты здесь достигает 70 *м*. Еще меньше мощность свиты в Угуской грабен-синклинали (20—50 *м*), где она представлена песчаниками олигомиктовыми и мономиктовыми с линзами песчано-глинистых сланцев, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, залегающих, по Л. М. Реутову, с размывом на доломитах намсалинской свиты. При этом конгломераты встречаются здесь в разрезе бытыгырской серии на двух уровнях — в основании билечинской свиты и над ее кровлей — в подошве ханинской свиты. Галька конгломератов (в диаметре несколько сантиметров) окатана плохо, иногда умеренно и состоит из кремня и карбонатных пород, сцементированных разнозернистым песчаником с карбонатным цементом. В конгломератах ханинской свиты Л. М. Реутов отмечает появление гальки гранитов и указывает на господство в цементе глинистого материала. По данным этого же геолога, в песчаниках свиты отмечаются единичные зерна глауконита.

Песчаники билечинской свиты полевошпат-кварцевые, реже кварц-полевошпатовые, обычно олигомиктовые, иногда полимиктовые и мономиктовые с кремнисто-глинистым, глинистым, глинисто-карбонатным, углисто-глинистым цементом, в отдельных случаях пиритизированные. Цвет их преимущественно белый и серый с различными оттенками; текстура массивная; песчаники ритмичнополосчатые и волнистослоистые, нередко сланцеватые, акцессории — циркон, апатит, магнетит, сфен.

Алевролиты и аргиллиты часто превращены в сланцы со слюдами, карбонатом, черным органическим веществом. Текстура этих пород плотная массивная, тонкослоистая, иногда волнистослоистая. Карбонатные породы состоят преимущественно из кальцита, в той или иной степени перекристаллизованного, иногда с алевритовыми и песчаными зернами, черным пигментным веществом, кремнием.

Отложения билечинской свиты характеризуют начало нового трансгрессивного ритма и относятся к прибрежно-морской терригенной формации, особенности пространственного размещения которой указывают на то, что береговая линия моря проходила в то время вблизи Угуской грабен-синклинали, определяя собой западную границу Олекминского авлакогена.

Отложения *ханинской свиты* в долине р. Хани залегают согласно на подстилающих породах билечинской свиты и отчетливо расчленяются на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена монотонной толщей филлитов, часто графитизированных, черных, темно-серых, блестящих, мелкогофрированных. Иногда они тонкослоисты, тонкополосчаты. Слоистость параллельная, реже диагональная. В этих породах содержатся рассеянная вкрапленность пирита и иногда мелкие включения лимонита. Среди сланцев залегают редкие линзы (до 0,5 *м*) алевропесчаников, иногда со слабыми признаками карбонатности. Мощность подсвиты 300—350 *м*. Переход от сланцев нижней подсвиты к породам верхней подсвиты постепенный и обычно устанавливается по появлению в сланцах многочисленных, выдержанных по простиранию слоев (0,05—0,8 *м*) глинистых песчаников, алевропесчаников и слюдистых кварцито-песчаников. Иногда в основании подсвиты залегают пласты (до 5 *м*) кварцевых песчаников с прослойками сланцев. Глинистые песчаники и алевропесчаники серые, темно-серые, стально-серые, тонко- и мелкозернистые, олигомиктовые и полимиктовые. В средней части разреза подсвиты появляются слои кварцевых песчаников (до 5 *м*), а выше следует ритмичнополосчатая (флишоидная) толща, состоящая из серых и черных филлитовидных (иногда «углистых») сланцев, песчаников полевошпат-кварцевых, олигомиктовых, иногда с железистым цементом. Здесь же в верхах подсвиты содержатся слои (до 1 *м*) кварцевых песчаников плотных, массивных, иногда неяснослоистых, а также сланцев косослоистых. Мощность верхней подсвиты достигает 450 *м*.

В Олдонсинской грабен-синклинали общая мощность ханинской свиты не более 450 *м*. Здесь нижняя подсвита содержит большее, чем в вышеописанном разрезе, количество слоев песчаников, достигающих мощности 2—5 *м*. Верхняя подсвита обладает более четкой ритмичностью, чем в разрезе долины Хани. Только в этом районе были обнаружены в верхах подсвиты слои песчаников со знаками ряби.

В бассейне Чароды (Угуская грабен-синклиналь), по материалам Л. М. Реутова, в основании свиты кроме пласта конгломератов, описанных при рассмотрении билечинской свиты, отмечается также пласт мелкогалечных доломитовых конгломератов. В этом участке свита сложена песчаниками и разнообразными сланцами, иногда красноцветными, среди которых известен пласт (до 6 *м*) марганценосных кремнистых

доломитов (окиси марганца до 1,08%). Вследствие значительной предкебектинской денудации мощность ханинской свиты этого района не превышает 100 *м*.

Песчаники и алевропесчаники ханинской свиты олигомиктовые и кварцевые, крайне редко полимиктовые, преимущественно мелкозернистые. Обломочный материал окатан хорошо и умеренно, цемент песчаников глинистый, глинисто-карбонатный, реже карбонатный и глинисто-карбонатный. Акцессорные минералы немногочисленны — циркон, магнетит, турмалин, иногда рутил, редко апатит. Алевролиты и аргиллиты метаморфизованы до филлитов и слюдистых сланцев, сложены преимущественно глинистыми минералами с переменным количеством обломочных зерен кварца и полевых шпатов алевритовой размерности, обладающих обычно слабой окатанностью. В составе этих пород иногда присутствуют гидроокислы железа, тонко распыленное органическое вещество, сингенетические сульфиды железа, редко карбонатные минералы. Акцессорные — рутил, циркон, турмалин, магнетит. Метаморфогенные минералы — хлорит, мусковит, биотит, актинолит, гранат, графит, кордиерит. В целом отложения ханинской свиты района относятся к группе терригенных формаций, представляя собой в бассейнах Хани и Олдонсо своеобразную углисто-песчано-глинистую формацию, идентичную аянской и икабийской свитам удоканской серии. В бассейне Чароды эта формация сменяется терригенной красноцветной прибрежно-морской формацией.

Станнахская свита завершает собой стратиграфический разрез бытыгырской серии и сохранилась от последующего размыва только в Нижне-Ханинской грабен-синклинали, где и была впервые установлена в 1964 г. совместными работами Е. П. Миронюка и О. Т. Князева. Стратотип разреза свиты находится в среднем течении р. Станнаха, парастратотип — в приустьевой части р. Ханикана. Станнахская свита сложена песчаниками, преимущественно светло-серыми массивными, реже горизонтальнослоистыми и косослоистыми. Косая слоистость бассейнового типа — волнистая перекрестная. Иногда массивные среднезернистые песчаники круто срезают параллельные слоистые косые серии, сложенные мелкозернистыми песчаниками. В песчаниках многочисленны пропластки и пласты темно-серых и серых алевропесчаников, алевролитов, реже аргиллитов, имеющих мощность от 10—50 *см* до 5—40 *м*. Алевролитовые и глинисто-алевролитовые пласты крайне неустойчивы по простиранию, фациально замещаются песчаниками, особенно в направлении на восток.

В приустьевой части р. Ханикана непосредственно на ханинской свите согласно залегают:

1. Светло-серые, серые, иногда темно-серые слюдистые песчаники, мелко- и разнозернистые олигомиктовые и кварцевые, слоистые и массивные с единичными пропластками филлитов и глинисто-песчанистых сланцев . . . . 120 *м*
2. Филлитовидные сланцы, черные и серые, с редкими пропластками слюдистых мелкозернистых песчаников . . . . . 40 „
3. Песчаники олигомиктовые и кварцевые, мелко- и среднезернистые, иногда слоистые, карбонатные. Пропластки алевропесчаников и алевролитов иногда становятся чрезвычайно частыми, образуя вместе с песчаниками грубополосчатые пачки . . . . . 150 „

Судя по описанию О. Т. Князева, в бассейне р. Станнах представлены и более верхние части разреза свиты.

4. Полевошпат-кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники с редкими пропластками глинистых сланцев . . . . . 320 „
5. Песчаники кварц-полевошпатовые и полевошпат-кварцевые с органическим веществом в цементе . . . . . 160 „

Максимальная видимая мощность станнахской свиты составляет почти 800 *м*.

Песчаники, представляющие собой основную группу пород свиты, обычно кварцевые и олигомиктовые, крайне редко полимиктовые. Чаще всего они мелко- и среднезернистые, хотя встречаются (особенно в низах разреза) и крупнозернистые. Окатанность зерен хорошая и слабая, сортировка умеренная, иногда очень хорошая. Цемент преимущественно глинистый, кремнистый, иногда кремнисто-глинистый. В нижних горизонтах свиты изредка встречаются песчаники с карбонатно-глинистым цементом. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, иногда гранат, апатит, сфен. В песчаниках встречаются слои, обогащенные акцессорными минералами. Более тонкозернистые отложения — алевропесчаники, алевролиты и филлиты — аналогичны таковым из ханинской свиты.

Из приведенного описания следует, что станнахская свита сложена прибрежно-морской мелководной песчаной фацией пород и знаменует начало нового, третьего в разрезе серии, трансгрессивного ритма.

Более молодые условно среднепротерозойские отложения представлены кебектинской свитой и наблюдаются только в Угуской и Олдонсинской грабен-синклиналях, а также на высоких водоразделах Токко-Чарского междуречья.

Терригенные отложения *кебектинской свиты* резко трансгрессивно залегают то на отложениях бытыгырской серии, то непосредственно на метаморфических породах фундамента. Нигде не обнаружены отложения, перекрывающие кебектинскую свиту. Сведения о перекрытии кебектинских песчаников верхнепротерозойскими отложениями относятся (Тишкин, 1959; Петров, 1962) к бассейну Ат-Бастаха и Ималыка, где выделение кебектинской свиты произведено условно лишь по принципу литологического подобия. Отсутствие органических остатков в этих отложениях крайне затрудняет их корреляцию. А. Ф. Петров (1962) приводит данные о прорывании кебектинской свиты «аляскитами», имеющими возраст (по валовой пробе калий-аргоновым методом) 1436 млн. лет. Наличие интрузивного контакта между песчаниками и «аляскитами», оказавшимися к тому же плагиогранитами, не подтвердилось.

В Угуской грабен-синклинали разрез свиты следующий.

Базальный горизонт сложен валунно-галечным конгломератом и имеет максимальную мощность на севере 100 *м*, в то время как по мере продвижения на юг одновременно с сокращением мощности этого горизонта происходит уменьшение размеров валунов и, наконец, они исчезают полностью. Уже в долине ручья Безлесного базальные слои сложены разнозернистым песчаником с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а на междуречье Конда — Тарын-Урях, по наблюдениям Б. К. Любимова, в основании кебектинской свиты непосредственно на фундаменте залегают песчаники [1]. Валунно-галечные конгломераты содержат многочисленные пропластки и линзы полимиктовых разнозернистых песчаников, иногда полимиктовых алевропесчаников, а также редкие слои песчанистых аргиллитов. Все породы базального горизонта имеют розовато-серый, красновато-бурый цвет, обусловленный большим количеством гидроокислов железа в цементе.

Валуны и галька представлены преимущественно позднеархейскими гранитоидами и гнейсо-гранитами, а также красными песчаниками и алевропесчаниками. В восточной части грабен-синклинали, по материалам Л. М. Реутова, в составе гальки присутствуют доломиты и кварцитовидные песчаники субганской серии. Степень окатанности об-

[1] Это позволяет считать неоправданным выделение данного горизонта в ранге свиты (нокитская свита, по С. В. Нужнову, 1968). — *Прим. авт.*

ломков слабая, несколько возрастает к югу и вверх по разрезу, сортировка незначительная. Судя по ориентировке длинных осей галек из нижней части базального горизонта на левобережье Токко, береговая линия моря имела субширотное направление (70—100°). В. В. Ляхницкий также указывает, что направление длинных осей галек базального горизонта восточнее (на междуречье Токко — Чарода) составляет 35°. Следует отметить, что помимо пологонаклонных галек прибрежной части моря наблюдается и крутонаклонная (угол падения более 20°) галька речных потоков. Галька и валуны скреплены гравийно-песчанистым материалом с глинисто-железисто-карбонатным цементом.

Толща, залегающая выше базального горизонта кебектинской свиты, представлена довольно однородными песчаниками, трудно поддающимися расчленению по литологическим признакам, несмотря на их большую мощность (до 1000 *м* в центральной части грабена в бассейне р. Нокита). На севере и в центральной части района это обычно красноцветные песчаники, сменяющиеся к югу сероцветными. Песчаники массивные, часто горизонтально- и косослоистые. Косая слоистость обычно волнистая и диагональная бассейновая, редко сигмоидальная косая слоистость дельт с горизонтальнослоистыми пачками, а также слоистость временных потоков с четко выраженными косослоистыми и горизонтальнослоистыми сериями мощностью до 1,2 *м* и с углом наклона косослоистых серий 12—30°. Последний тип слоистости обнаружен лишь на севере района и только в песчаниках нижней части разреза. Некоторые разновидности песчаников с горизонтальной слоистостью, содержащие повышенное количество карбонатного материала в цементе, обладают тонкосланцеватой отдельностью, обычно же песчаники средне- и тонкоплитчатые. Зернистость песчаников средняя и мелкая, редко крупная. Обломочный материал полимиктовый, олигомиктовый, иногда мономинеральный кварцевый. Окатанность зерен различная, чаще всего слабая, сортировка несовершенная, лишь на крайнем юге хорошая. Степень окатанности и сортировки материала улучшается вверх по разрезу. В составе обломочного материала помимо кварца и полевых шпатов встречаются мелкие обломки кварцитов, гранитов. Л. М. Реутов описывает в составе песчаников обломки карбонатных пород, сланцев и пирокластический материал, представленный эффузивами среднего и кислого состава. В отдельных разновидностях песчаников содержится повышенное количество магнетита, занимающего, по подсчетам В. В. Ляхницкого, до 8% объема породы. Цемент песчаников железисто-карбонатный, глинисто-карбонатный, реже глинистый кварц-карбонатный и кварцевый. И если в восточных и южных районах Угуской грабен-синклинали в разрезе много песчаников с глинисто-карбонатным цементом, то в противоположном направлении — к северу гидроокислы железа представляют ведущий компонент цемента.

В восточной и северо-восточной частях грабен-синклинали в составе песчаников кебектинской свиты В. Т. Работновым и Л. М. Реутовым обнаружена рассеянная вкрапленность халькопирита, борнита, халькозина (содержание меди по химическим анализам до 0,2%). Акцессорные минералы — апатит, циркон, турмалин, монацит, эпидот и сфен. Общая мощность свиты до 1200 *м*.

Учитывая особенности литологии пород кебектинской свиты, мы приходим к выводу, что они представляют собой красноцветную терригенную формацию пород сублиторальной части шельфа, в северной части которого наряду с грубообломочными фациями зоны прибоя присутствуют наземно-континентальные фации, в то время как по направлению к югу в сторону Кодаро-Удоканской зоны протерозоид появляются сероцветные фации более глубоководной части шельфа. Значи-

тельная мощность грубообломочных фаций на севере позволяет предполагать наличие в это время на суше расчлененного рельефа, при котором продукты разрушения коры выветривания прибрежной равнины в изобилии поступали в бассейн, приводя к широкому распространению красноцветных пород.

Вулканическая деятельность имела незначительные масштабы. Все приведенные выше материалы о палеогеографии кебектинского времени, а также наличие в разрезе магнетитовых и меденосных песчаников позволяют предполагать, что отложения кебектинской свиты являются возрастными аналогами пород кеменской подсерии удоканской серии. Окончательное решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

В пределах Олдонсинской грабен-синклинали кебектинская свита впервые выделена как самостоятельная часть разреза А. Д. Шпагиным (Т. В. Билибина, 1969), а В. Т. Работновым и Л. М. Реутовым в 1962—1963 гг. была сопоставлена с собственно кебектинской свитой Угуской грабен-синклинали. Базальный горизонт кебектинской свиты здесь сложен конгломерато-брекчией (тиллитами, по А. Д. Шпагину), состоящей из плохо окатанных обломков и грубой гальки (размером от 0,5 до 30 *см*) как подстилающих пород бытыгырской серии — алевролитов, доломито-песчаников, так и кварцитов неясного происхождения. Грубообломочный материал плохо отсортирован и сцементирован песчаником аркозовым и полимиктовым, разнозернистым, содержащим большое количество гидроокислов железа, карбонатов и менее — глинистых минералов. Мощность горизонта 3—10 *м*. Выше залегают среднезернистые песчаники серые, темно-серые, сменяющиеся мелкозернистыми массивными песчаниками кварцевого и олигомиктового состава иногда розовато-серого цвета. Здесь же иногда наблюдаются пласты алевролитов, изредка карбонатных с вкрапленностью пирита. Мощность этой пачки не более 30 *м*.

Вышележащие отложения представлены песчаниками серыми, розовато-серыми, иногда темно-серыми олигомиктовыми и кварцевыми, реже аркозовыми, средне- и мелкозернистыми, иногда крупнозернистыми массивными и слоистыми. Слоистость их, тонкая горизонтальная и косая перекрестно-волнистая. Среди песчаников залегают пласты серых алевропесчаников, иногда тонкосланцеватых алевролитов мощностью не более 10 *м*. Видимая мощность кебектинской свиты 50 *м*.

Для песчаников этой части свиты характерна хорошая и умеренная сортировка обломочного материала слабой окатанности. Нередко в песчаниках содержатся слои, обогащенные минералами тяжелой фракции (преимущественно магнетитом). Цемент глинисто-карбонатный, карбонатный, реже кварцевый и лишь в единичных случаях железисто-карбонатный. Акцессорные минералы — магнетит (до 10%), циркон, турмалин, редко ортит, сфен, апатит.

Максимальная видимая мощность кебектинской свиты 500 *м*.

Сопоставление стратиграфических разрезов нижне-среднепротерозойских отложений рассмотренного района приводится на рис. 12.

Восточные районы

Все выходы нижне-среднепротерозойских отложений восточной части Хани-Субганской зоны установлены в грабенах, приуроченных к основным тектоническим швам и региональным разломам. Это обстоятельство предопределяет узкую (до 10 *км*) удлиненную форму грабенов, сложность их строения и неравномерный, иногда довольно значительный метаморфизм пород. Фрагментарность и неполнота вскрытых

здесь разрезов, а также неравномерный метаморфизм пород затрудняют их изучение и корреляцию. Наиболее крупными грабенами являются Сырылырский, Диендинский, Тунгурчаканский, Чульманский, Субганский, Ярогинский.

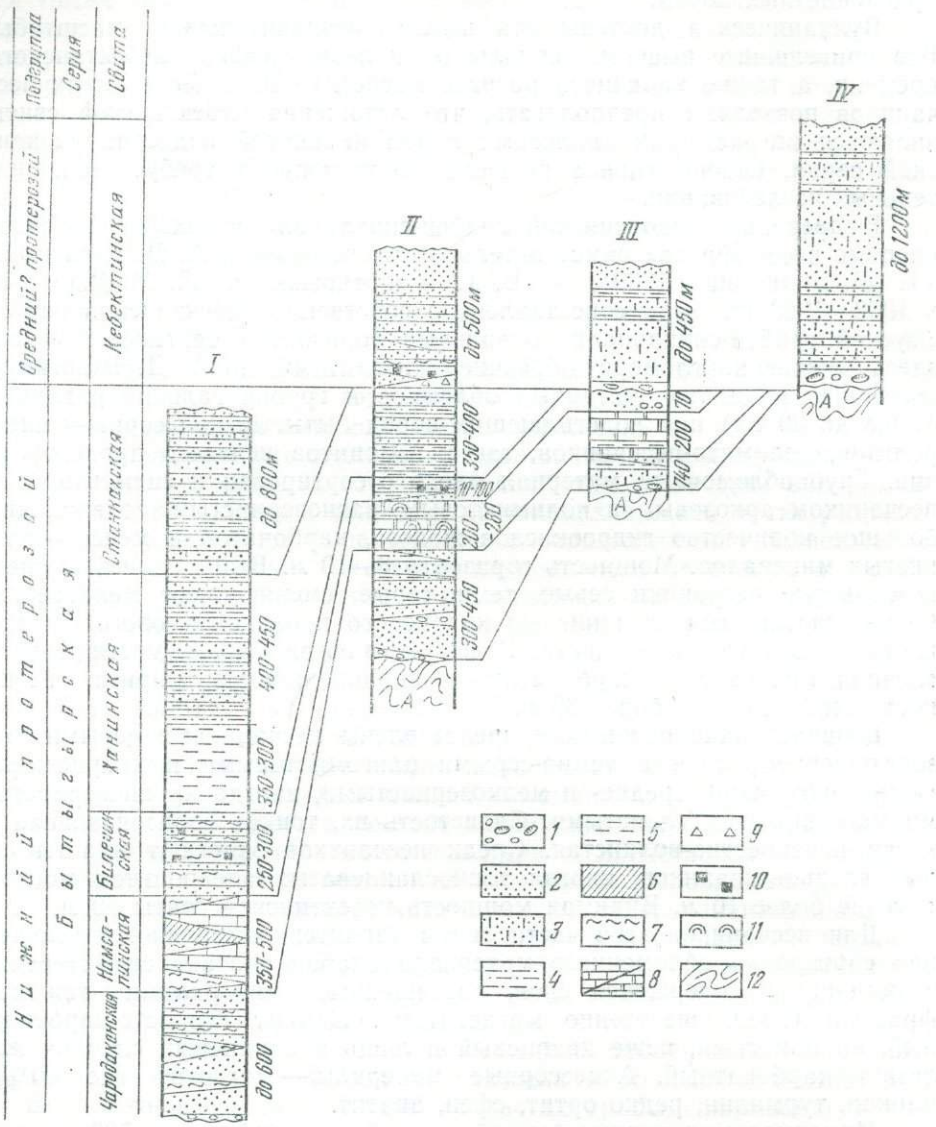


Рис. 12. Сопоставление разрезов нижне-среднепротерозойских отложений Хани-Субганской структурно-фациальной зоны

1 — конгломераты; *2* — песчаники, в том числе кварцитовидные; *3* — песчаники с карбонатным цементом; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты; *6* — переслаивание алевролитов и аргиллитов; *7* — филлиты и метаморфические сланцы; *8* — известняки и доломиты; *9* — брекчии; *10* — сульфиды; *11* — строматолиты, *12* — верхнеархейский фундамент. I — Нижне-Ханинская грабен-синклиналь (Е. П. Миронюк, 1968 г.); II — Олдонсинская грабен-синклиналь (Е. П. Миронюк, 1964 г.); III — Угуская грабен-синклиналь, восточная часть (Л. М. Реутов, 1963 г.); IV — Угуская грабен-синклиналь, западная часть (Е. П. Миронюк, Э. Л. Магнушевский, 1966 г.)

Сырылырский и Диендинский грабены размещены в зоне Темулякитского тектонического шва и, таким образом, наследуют более древнее позднеархейское простирание приразломных прогибов борсалин-

ского типа. Геологическое строение этих грабенов изучалось в разные годы А. А. Арсеньевым, С. Е. Карповым, Г. С. Макарычевым, Е. П. Миронюком, В. Н. Салаткиным, В. К. Солецкой и др.

Сырылырский грабен сложен трехчленным комплексом пород, метаморфизованных до средних ступеней амфиболитовой фации. Здесь залегает карбонатная толща (480—520 *м*), в составе которой преобладают мраморы тремолитовые, диопсидовые с прослоями диопсид-кварцевых сланцев и кварцитов. Выше согласно располагаются породы карбонатно-сланцево-кварцитовой толщи (200—250 *м*), где переслаиваются (1—40 *м*) мраморы, сланцы (кварц-карбонатные, двуслюдисто-кварцевые, кордиерит-слюдистые, ставролит-гранат-биотитовые, биотит-ставролитовые), филлиты, кварциты и кварцито-сланцы. Характерна пестрая окраска этих пород — черная, белая, красная. Завершается разрез сланцевой толщей (до 400 *м*), где господствуют сланцы серые, черные графитизированные слюдисто-кварцевые, гранат-слюдисто-кварцевые, кианит-, ставролит- и кордиеритсодержащие. Встречаются слои кварцитов (до 2 *м*), ортосланцев амфибол-плагиоклазовых, биотит-кварц-амфибол-плагиоклазовых. Кое-где сохранились остатки перекрывающей толщи кварцитов, вскрытых на юго-востоке грабена (рис. 13).

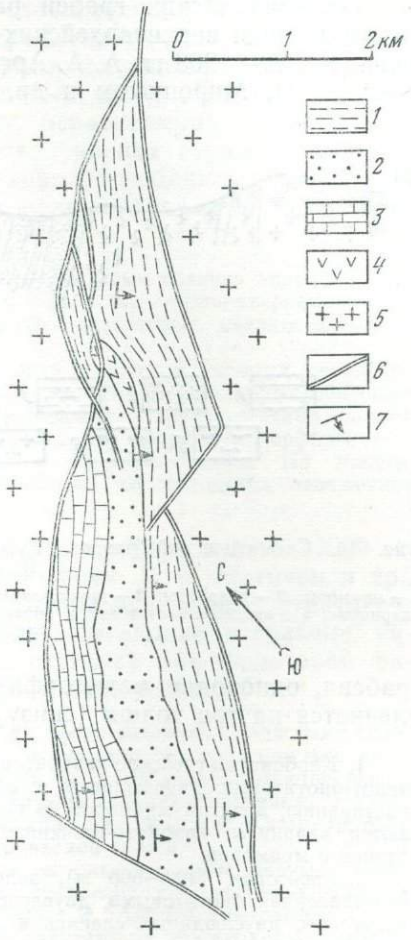


Рис. 13. Геологическая схема Сырылырского грабена. Составил Е. П. Миронюк (1967 г.)

1 — верхняя сланцевая толща (хэнинская свита); *2* — средняя карбонатно-сланцевая кварцитовая толща (билегинская свита); *3* — нижняя карбонатная толща (намсалинская свита); *4* — основные интрузивные породы; *5* — порода фундамента; *6* — разломы; *7* — элементы залегания

Геологическое строение Диендинского грабена значительно сложнее, к тому же он обнажен хуже предыдущего, поэтому приводимый стратиграфический разрез слагающих его пород весьма схематичен.

В пределах Диендинского грабена выделяется три толщи нижне-среднепротерозойских пород, метаморфизованных до средних ступеней амфиболитовой фации. Нижняя кварцито-сланцевая толща (до 1000 *м*) состоит из темных, нередко графитизированных сланцев разнообразного состава — слюдисто-кварцевых, двуслюдистых, гранатовых, ставролитовых; кварцитов мономинеральных и олигомиктовых, слюдистых и кианитовых; гнейсов биотитовых и двуслюдистых; сланцев диопсид-кварцевых и кварц-диопсидовых и амфибол-плагиоклазовых ортосланцев. Выше согласно залегает средняя толща — сланцевая (около 300 *м*). Она представлена светлыми слюдяно-кварцевыми сланцами, филлитами с линзами и редкими слоями слюдистых кварцитов и невыдержанными пачками кварц-хлорит-амфиболовых, амфибол-плагиоклазовых ортосланцев. На севере грабена в верхней части этой толщи обнаружены слои

мелкогалечных метаконгломератов, сменяющихся по простиранию метагравелитами. Завершается разрез мощной однообразной кварцитовой толщей (до 250 *м*), состоящей из белых, светло-серых, реже серых кварцито-песчаников и кварцитов, кварцито-сланцев, двуслюдяно-кварцевых и мусковит-кварцевых сланцев.

Тунгурчаканский грабен размещен в зоне Тарын-Темулякитского разлома среди верхнеархейских образований олекминской серии и изучался в 1939—1963 гг. А. А. Арсеньевым, В. К. Солецкой, С. П. Смеловским, Е. П. Миронюком и др. Комплекс осадочных отложений этого

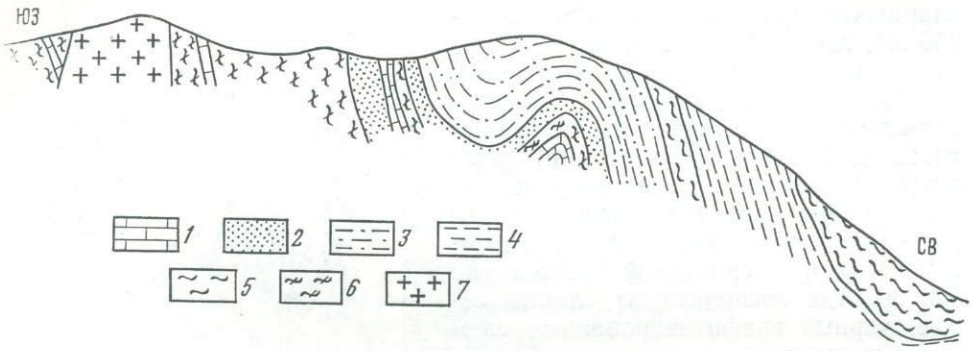


Рис. 14. Схематический разрез Чульманского грабена. Составили И. П. Смирнов, А. Е. Брейдо (1969 г.)

1 — мраморы; *2* — кварциты; *3* — двуслюдяные гнейсы; *4* — сланцы биотитовые, биотит- и амфибол-кварцевые; *5* — амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы; *6* — амфиболовые и диопсид-амфиболовые сланцы; *7* — граниты

грабена, однородно метаморфизованных в амфиболитовой фации, расчленяется на три толщи (снизу):

1. Карбонатно-гнейсово-кварцитовая (до 750 *м*), состоящая из гнейсов биотитовых, эпидот-биотитовых, двуслюдяных, с одним мощным (до 200 *м*), но неустойчивым по простиранию, пластом мраморов. В виде маломощных прослоев (до 5 *м*) здесь встречаются кварциты, кварцито-песчаники, иногда косослоистые, и линзы двуслюдяных сланцев и мраморов.
2. Гнейсовая (400—500 *м*), залегающая согласно на подстилающей толще и представленная биотитовыми, двуслюдяными, эпидот-биотитовыми гнейсами со слоями биотитовых, двуслюдяных сланцев и линзами кварцитов и ортосланцев амфиболовых и амфибол-плагиоклазовых.
3. Сланцевая (около 100 *м*), состоящая из двуслюдяных, биотитовых, гранат-слюдяных, андалузитовых сланцев и биотитовых, двуслюдяных гнейсов.

Чульманский грабен располагается в зоне Станового тектонического шва среди верхнеархейских пород курультинской серии. Отложения, выполняющие грабен, были описаны А. Н. Нееловым, А. Г. Кацем, а в последние годы — А. И. Брейдо, И. П. Смирновым (рис. 14).

По материалам А. И. Брейдо и И. П. Смирнова в разрезе нижнепротерозойских отложений Чульманского грабена, однородно метаморфизованных в условиях эпидот-амфиболитовой фации, обособляются следующие толщи (снизу):

1. Карбонатно-ортосланцевая (не менее 225 *м*), состоящая из амфибол-плагиоклазовых ортосланцев, содержащих немногочисленные слои мраморов.
2. Ортосланцево-карбонатно-кварцитовая (75 *м*), состоящая из кварцитов, слюдяных кварцитов, мраморов и эпидот-амфибол-плагиоклазовых ортосланцев.
3. Гнейсово-сланцевая (170 *м*) — гнейсы двуслюдяные, амфибол-биотитовые (иногда с эпидотом), сланцы амфибол-кварцевые и биотит-кварцевые.
4. Гнейсовая (не менее 600 *м*), сложенная биотитовыми гнейсами.

Кроме того, два крупных выхода нижнепротерозойских пород располагаются на крайнем востоке Хани-Субганской зоны ранних протерозоид и приурочены к Амгинскому структурному шву на границе ранних и поздних археид (Субганский грабен) и к Нелюкинскому (Ярогинскому) региональному разлому (Ярогинский грабен).

Субганский грабен обнажен крайне слабо, поэтому в вопросах возраста и расчленения слагающих нижне-среднепротерозойских толщ еще много неясного, несмотря на многочисленные описания, произведенные в разные годы В. Г. Бозиным, С. Е. Карповым, Е. М. Лазько, Г. Б. Митичем и др. Здесь наблюдаются породы, неравномерно метаморфизованные при условиях, достигавших иногда средних ступеней амфиболитовой фации. Среди этих пород отчетливо обособляются две толщи невыясненной мощности: нижняя — кварцево-сланцевая и верхняя — ортосланцевая.

1. Нижняя толща состоит из черных графитизированных сланцев кварц-биотитовых, андалузит-, гранат-, и ставролитсодержащих, серых двуслюдяно-кварцевых сланцев с прослоями кварцитов, ортосланцев кварц-хлорит-альбитовых, кварц-хлоритовых, кварц-хлорит-актинолитовых.

2. Верхняя толща представлена основными ортосланцами и кислыми метаэффузивами, именуемыми Е. М. Лазько (1956) порфироидами. Это кварц-хлорит-альбитовые, актинолит-хлоритовые, актинолитовые, альбит-амфиболовые и другие зеленые сланцы, иногда с миндалекаменной текстурой, метаморфизованные кварцевые порфиры, рассланцованные и нерассланцованные, слюдяные и хлорит-слюдяные. По мнению Г. Б. Митича (1948), кислые порфироиды залегают на подстилающих отложениях с угловым несогласием.

Исследования, проведенные в Ярогинском грабене в 1948—1959 гг. Ю. К. Бурковым, Е. М. Лазько, Л. М. Минкиным, Г. Б. Митичем и др., позволили разработать принципиально правильную схему стратиграфии пород этого участка. Все отложения, залегающие в грабене, неравномерно метаморфизованы до низших ступеней амфиболитовой фации и подразделяются на следующие три толщи (снизу):

1. Сланцево-карбонатно-кварцитовая (до 900 *м*), представленная слюдистыми сланцами, филлитами, мраморами (более 100 *м*), кварцитами, кварцито-песчаниками, актинолит-хлоритовыми и актинолитовыми, ортосланцами, метадиабазами. Имеются непроверенные данные, что метадиабазы являются интрузивными образованиями, а кварцито-песчаники с линзами гравелитов и конгломератов обособляются в самостоятельную пачку, залегающую в верхней части рассматриваемой толщи.

2. Сланцевая (до 1000 *м*), для которой наиболее типичны серые, черные, темно-серые, черные сланцы, нередко графитизированные, тонкослоистые, слюдяно-кварцевые, альбит-мусковит-кварцевые, слюдяные, амфибол-кварцевые, графит-биотитовые, а также филлиты. Они нередко преобразованы в сланцы андалузитовые, биотит-кордиеритовые, фибролит-слюдяные и содержат слои (до нескольких метров) кварцитов и кварцито-песчаников, часто слюдистых. Встречаются своеобразные кварц-полевошпатовые сланцы и туфогенные песчаники, выделенные Е. М. Лазько в группу туффоидов, а также ортосланцы кварц-хлорит-альбитовые, гранат-амфибол-биотит-альбитовые, актинолит-хлоритовые и актинолитовые.

3. Кварцитовая (не менее 400 *м*), соотношение которой с подстилающими отложениями не достаточно ясно. Эта толща сложена кварцитами, кварцито-песчаниками массивными горизонтально- и косослоистыми со знаками ряби, иногда красноцветными кварцито-сланцами и мусковит-кварцевыми, кварц-слюдяными и биотитовыми сланцами. Здесь же встречаются слои ортосланцев (до 50 *м*?) амфибол-плагиоклазовых, биотит-кварц-плагиоклазовых, амфибол-биотит-плагиоклазовых, иногда гранатсодержащих, пироксен-амфибол-полевошпатовых.

Заканчивая на этом рассмотрение стратиграфических разрезов нижне-среднепротерозойских отложений Хани-Субганской структурно-фациальной зоны, отметим, что условно мы сопоставляет разрезы западной и восточной частей зоны следующим образом: намсалинскую и билечинскую свиты с карбонатно-сланцево-кварцитовыми толщами; ханинскую свиту со сланцевыми толщами; станнахскую свиту с кварцитовыми толщами.

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Условно к нижнему протерозою мы относим мощную толщу терригенных пород, залегающих в узких грабенах, вытянутых в широтном направлении. Наиболее крупными из них являются Атугей-Нуямский и Давангро-Хугдинский.

Впервые эти толщи были описаны в 1954—1955 гг. А. Г. Кацем, Н. С. Шпак, В. В. Архангельской, Т. С. Долгих, позже Н. Г. Шапошниковым и Ю. К. Бурковым. Они сопоставлялись с верхнепротерозойскими (синийскими) отложениями и относились к гонамской, омахтинской и эннинской свитам, при этом отмечались некоторые особенности разреза, отличные от верхнепротерозойских отложений других районов Южной Якутии. Для отложений грабенов указывались большие мощности, более кварцевый состав песчаников, лучшая степень окатанности и сортированности материала. В последующие годы С. В. Нужновым, В. А. Михайловым, А. Н. Кострыкиной и др. были детально изучены разрезы протерозойских отложений грабенов. В результате этих работ составлены более подробные разрезы, позволившие пересмотреть возраст нижних частей разреза и условно сопоставить их с нижнепротерозойскими отложениями Кодаро-Удоканского района.

Атугей-Нуямский грабен расположен в бассейне р. Сутама, протягиваясь с запада на восток на 120 *км* вдоль долин рек Атугея и Нуяма. Породы круто падают на юг. По данным С. В. Нужнова и В. А. Михайлова, разрез здесь представляется в следующем виде (снизу):

1. *Мелкайская свита* — белые кварцитовидные песчаники с маломощными прослоями кварцевых гравелитов. В песчаниках обильная вкрапленность лимонита . . . . . 150—200 *м*
2. *Бутойдагская свита* — кварцевые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми и буровато-черными филлитовидными углисто-глинистыми сланцами . . . . . 100—150 „
3. *Нуямская свита* — грубозернистые красноцветные песчаники с прослоями вишнево-красных алевролитов. Вверх по разрезу количество алевролитов возрастает, появляются также прослои листоватых малиново-красных глинистых сланцев. На плоскостях наслоения наблюдаются трещины усыхания и следы ползания илоедов . . . . . 100—150 „
4. *Налуракская свита* — грубозернистые кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники белые и светло-серые с маломощными прослоями кварцевых гравелитов . . . . . 250—300 „
5. *Атугейская свита* — белые кварцитовидные песчаники с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов, темно-серых и буровато-серых глинистых сланцев . . . . . 250—300 „

Общая мощность протерозойских отложений, залегающих в Атугей-Нуямском грабене, 1000—1100 *м*.

Давангро-Хугдинский грабен располагается в бассейне верхнего течения Гонама. Простирание грабена северо-восточное, протяженность 45 *км*. Падение пород северо-западное. Угол падения изменяется с запада на восток от 15 до 80°.

А. Н. Кострыкиной в разрезе нижнепротерозойских толщ этого грабена выделяются три свиты:

1. *Хугдинская свита* — зеленовато-серые, буровато-зеленые, серые песчаники и гравелиты с прослоями мелкогалечных конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Песчаники кварцевые, мелко- или среднезернистые, хорошо отсортированные, часто слоистые. Окатанность зерен хорошая . . . . . 600 *м*
2. *Ногняжекская свита* залегает с размывом на отложениях хугдинской свиты. В основании ее отмечается толща мощностью 100 *м* сургучно-красных конгломератов, фиолетово-серых песчаников, гравелитов с тонкими прослоями красноцветных косослоистых алевролитов и аргиллитов. Конгломераты среднегалечные, состоят из гальки зеленовато-серых песчаников, окатанность гальки хорошая. Выше залегает мощная монотонная толща серых, розовато-серых кварцевых песчаников и гравелитов с редкими маломощными прослоями углис-

тых алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи 700 *м*. Вышеописанная толща сменяется пачкой темно-серых и черных кварцевых песчаников и гравелитов мощностью 50 *м*. Песчаники и гравелиты содержат 30—50% углистого вещества. Верхняя часть свиты мощностью 600—650 *м* сложена белыми и светло-серыми кварцитовидными песчаниками с маломощными прослоями углистых алевролитов и аргиллитов. Самые верхние слои песчаников обогащены гематитом. Мощность ногняжекской свиты 1400—1500 *м*.

3. *Давангринская свита.* В основании ее залегает пачка серовато-зеленых или черных конгломератов и гравелитов с прослоями песчаников и алевролитов. Крупность обломочного материала возрастает вверх по разрезу. Конгломераты образуют пласты мощностью 1,5—15 *м*. Состоят они из угловатой или слабо окатанной гальки кварца. В восточной части грабена конгломераты крупногалечные, в западной части они переходят в мелкогалечные. Степень окатанности возрастает с востока на запад. Мощность этой пачки 175 *м*. Выше залегают среднезернистые, реже крупно- или мелкозернистые кварцевые песчаники белые, светло-серые, розовые или зеленоватые с прослоями и линзами гравелитов. Песчаники грубослоистые, реже тонкослоистые. На разных стратиграфических уровнях в толще песчаников наблюдаются маломощные прослои углистых, реже железистых алевролитов темно-серых, черных или вишнево-бурых. Обломочный материал песчаников плохо окатан и плохо отсортирован; цемент поровый, контактово-поровый, регенерационный. Состав цемента кварц-хлоритовый, углисто-кварц-хлоритовый, кварц-хлорит-гематитовый. Мощность давангринской свиты 600—700 *м*.

С. В. Нужнов считает, что вышеописанные разрезы могут быть сопоставлены следующим образом: хугдинская — нуямская, ногняжекская — налуракская давангринская — атугейская. По мнению этого же исследователя, вышеописанные свиты литологически могут быть сопоставлены с отложениями кеменской и чинейской подсерий удоканской серии.

Возраст этих отложений определяется как нижнепротерозойский на основании залегания на них красноцветных пород, отнесенных А. Н. Кострыкиной к конкулинской и гонамской свитам. Кроме того, к зоне разлома, ограничивающей Атугей-Нуямский грабен, приурочен выход гранитоидов, сопоставляемых с улканским комплексом. Все это и позволяет условно относить вышеописанные отложения к нижнему протерозою. Следует отметить также, что приведенные разрезы составлены в ряде случаев в разобщенных тектонических блоках, поэтому не исключена возможность завышения мощности свит. Разрезы эти следует рассматривать как схематические, а мощности как ориентировочные.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

ЗАПАДНЫЕ РАЙОНЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Верхнепротерозойские (синийские) отложения западной части Алданского щита представляют собой типичные платформенные образования, возникшие в эпоху крупной трансгрессии, которая продвинулась далеко на восток от Байкало-Патомского краевого прогиба Байкальской подвижной области в сторону платформы. Трансгрессия охватила территорию Алданского щита почти на протяжении 300 *км* к востоку от зоны глубинных Жуинских разломов, контролировавшей распределение мощностей и фаций в синхронных отложениях различных структурно-фациальных зон Байкальской подвижной области и Сибирской платформы. Таким образом, зона Жуинских разломов и в эпоху верхнего протерозоя являлась естественной западной границей Алданского щита.

В западной части Алданского щита верхнепротерозойские отложения повсеместно от р. Чары на западе до р. Амги на востоке со стратиграфическим несогласием перекрыты отложениями нижнего кембрия

(юдомской свитой), что позволяет уверенно считать их докембрийскими. Нижняя возрастная граница этих отложений определяется их налеганием с резким угловым несогласием на нижне-среднепротерозойские отложения удоканской серии в бассейне Сени и Чины, а также несогласием между ними и среднепротерозойскими отложениями кебектинской свиты в долине Ималыка (Тишкин, 1959) и в бассейне Атбастаха (Петров, 1964). Судя по появлению сходных комплексов органических остатков (Журавлева, 1961; Арсеньев, Журавлева, 1964), в верхнепротерозойских отложениях западной части Алданского щита (патомская серия) и породах майской серии верхнего протерозоя Учуро-Майского района, они могут быть сопоставлены между собой.

На рассматриваемой территории отложения верхнего протерозоя наиболее широко распространены вдоль северного склона Алданского щита. Южнее они сейчас залегают на изолированных участках — либо на наиболее высоких водоразделах, либо в глубоко опущенных мезокайнозойских грабенах. Кроме того, глубоким бурением верхнепротерозойские отложения вскрыты в толбинских скважинах (Ченкиямской и Алексеевской), где они также перекрыты нижнекембрийскими отложениями. Все это указывает на то, что современная граница выходов отложений верхнего протерозоя не совсем точно определяет границу максимальной верхнепротерозойской трансгрессии, которая, вероятно, проходила значительно южнее истоков Амги. Восточнее, вплоть до Учуро-Майского района, в течение всего верхнего протерозоя существовало устойчивое поднятие — Тимптонская антеклиза (Дзевановский, 1959). Особенности осадконакопления верхнепротерозойских пород на Алданском щите и в смежных районах Южной Якутии приводят к необходимости выделения здесь Чарской структурно-фациальной зоны в составе двух подзон — Сеньской и Дикимдинской (внешней подзоны Чарской зоны), примыкающих на востоке к Тимптонскому поднятию (рис. 15).

Ранее верхнепротерозойские отложения Алданского щита и смежных территорий Патомского нагорья многими геологами считались нижнекембрийскими (Павловский, 1933, 1939; Старостина, 1936; Дзевановский, 1939, 1959; Арсеньев, 1947). Другая группа исследователей (Обручев, 1935, 1939; Дембо, 1954; Казакевич, Жаднова, 1956; Салоп, 1956; Головенок, 1957) применительно к Патомскому нагорью отстаивала протерозойский возраст этих отложений, хотя проведение границы между протерозойскими и палеозойскими отложениями всегда вызывало серьезное затруднение. Что касается возрастной характеристики платформенных отложений Алданского щита, то здесь существовало единодушное мнение о том, что они являются нижнекембрийскими и не сопоставимы с протерозойскими отложениями Патомского нагорья (Павловский, 1933; Обручев, 1935; Лебедев, 1946). Только в результате исследований последних лет удалось убедительно сопоставить основные опорные разрезы Патомского нагорья и западной части Алданского щита в рамках всех крупных стратиграфических подразделений (Чумаков, 1956, 1959; Журавлев, 1959; Работнов, 1961; Петров, 1961, 1963). Таким образом, было доказано, что в основании платформенного чехла западной части Алданского щита, так же как и в его восточной части, залегают верхнепротерозойские отложения. Тем не менее многие вопросы, особенно относящиеся к посвитной корреляции некоторых частей разреза, остаются до сих пор дискуссионными.

В целях более полной аргументации выводов об особенностях седиментации рассматриваемых отложений ниже мы кратко остановимся на описании одновозрастных отложений патомской серии Приленской зоны, основываясь при этом главным образом на исследованиях В. К. Головенка, Б. В. Огиенко и В. Т. Работнова.

ПРИЛЕНСКАЯ ЗОНА

Приленская зона расположена за пределами Южной Якутии, в низовьях р. Патома. Здесь не вскрыты базальные горизонты патомской серии, хорошо изученные в бассейне р. Жуи. Наиболее полный и хорошо изученный разрез приводится для правобережья Жуи бассейна Ченчи по материалам Б. В. Огиенко (1965).

Разрез патомской серии Приленской зоны начинается с балаганахской свиты, залегающей в бассейне р. Жуи с размывом на породах тепторгинской серии среднего протерозоя.

Балаганахская свита сложена конгломератами, песчаниками и гравелитами (аркозовыми, полимиктовыми, олигомиктовыми, менее кварцевыми) серыми, зеленовато-серыми, темно-серыми, среди которых залегают прослои и пачки алевролитов с полимиктовым обломочным материалом, а также темные глинистые сланцы. В бассейне р. Ченчи в разрезе преобладают конгломераты, по р. Бол. Патом — песчаники. Конгломераты состоят из плохо окатанной гальки и валунов гранитов, реже осадочных пород тепторгинской серии. Песчаники от мелко- до грубозернистых с глинисто-кварцевым и карбонатно-железистым цементом, нередко пятнистые за счет неравномерного распределения в породе гидроокислов железа. Алевролиты и глинистые сланцы плотные, отчетливо сланцевые, иногда с «углистым» веществом на плоскостях наслоения, карбонатные. Видимая мощность свиты около 500 *м* в бассейне р. Ченчи и до 1500 *м* в низовьях Патома.

Мариинская свита перекрывает песчаники балаганахской свиты. В бассейне р. Ченчи она представлена черными углисто-карбонатно-кварцевыми, углисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и известняков темно-серых, иногда полосчатых и косослоистых, редко доломитов. Здесь свита имеет общую мощность от 100 до 400 *м*. Б. В. Огиенко расчленяет ее на две свиты: — нижнюю — конкудерскую (сланцевую) и верхнюю — собственно мариинскую (сланцево-карбонатную). В низовьях р. Бол. Патом мощность мариинской свиты до 1200 *м*. Здесь среди темных сланцев, вмещающих крупные пласты серых кварцитовидных песчаников, содержатся устойчивые по простиранию горизонты темных известняков, нередко слоистых, песчанистых, онколитовых, приуроченных к верхней половине разреза свиты. Мариинской свитой завершается первый крупный трансгрессивный ритм в разрезе патомской серии.

Джемкуканская свита в бассейне р. Ченчи с заметным размывом залегает на породах мариинской, в то время как в низовьях р. Бол. Патом размыв в основании свиты не установлен. В бассейне р. Ченчи при мощности свиты 800—1200 *м* отмечается быстрая смена в разрезе с запада на восток кварцевых и олигомиктовых песчаников конгломератами. В гальке и валунах конгломератов встречаются разнообразные гранитоиды, песчаники и доломиты. Окатанность грубообломочного материала возрастает снизу вверх по разрезу (в низах нередко залегают конгломерато-брекчии). Цемент конгломератов песчаниковый, карбонатно-железистый, серицит-хлоритовый. Особенно много железистого цемента в конгломератах верхней половины свиты. Помимо песчаников и конгломератов повсеместно прослеживаются пачки серых и черных алевролитов, алевропесчаников, иногда в верхах разреза появляются известняки. В низовьях Бол. Патом джемкуканская свита имеет мощность до 2000 *м* и сложена в основном песчаниками с полимиктовым валунно-галечным материалом («пуддинговые» конгломераты, по В. К. Головенку, 1957; тиллиты, по Г. Ф. Лунгерсгаузену, 1957). Среди них по-

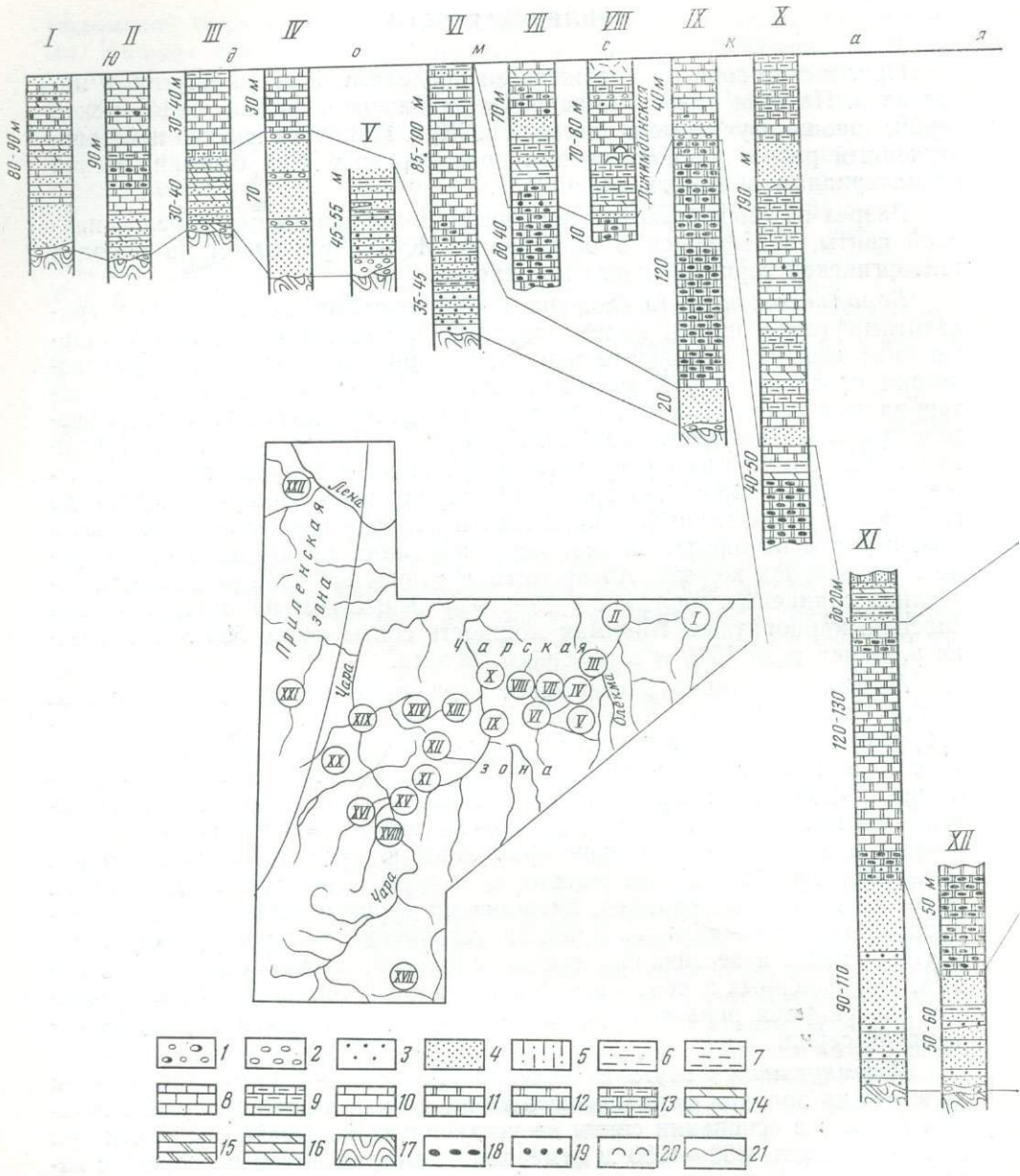
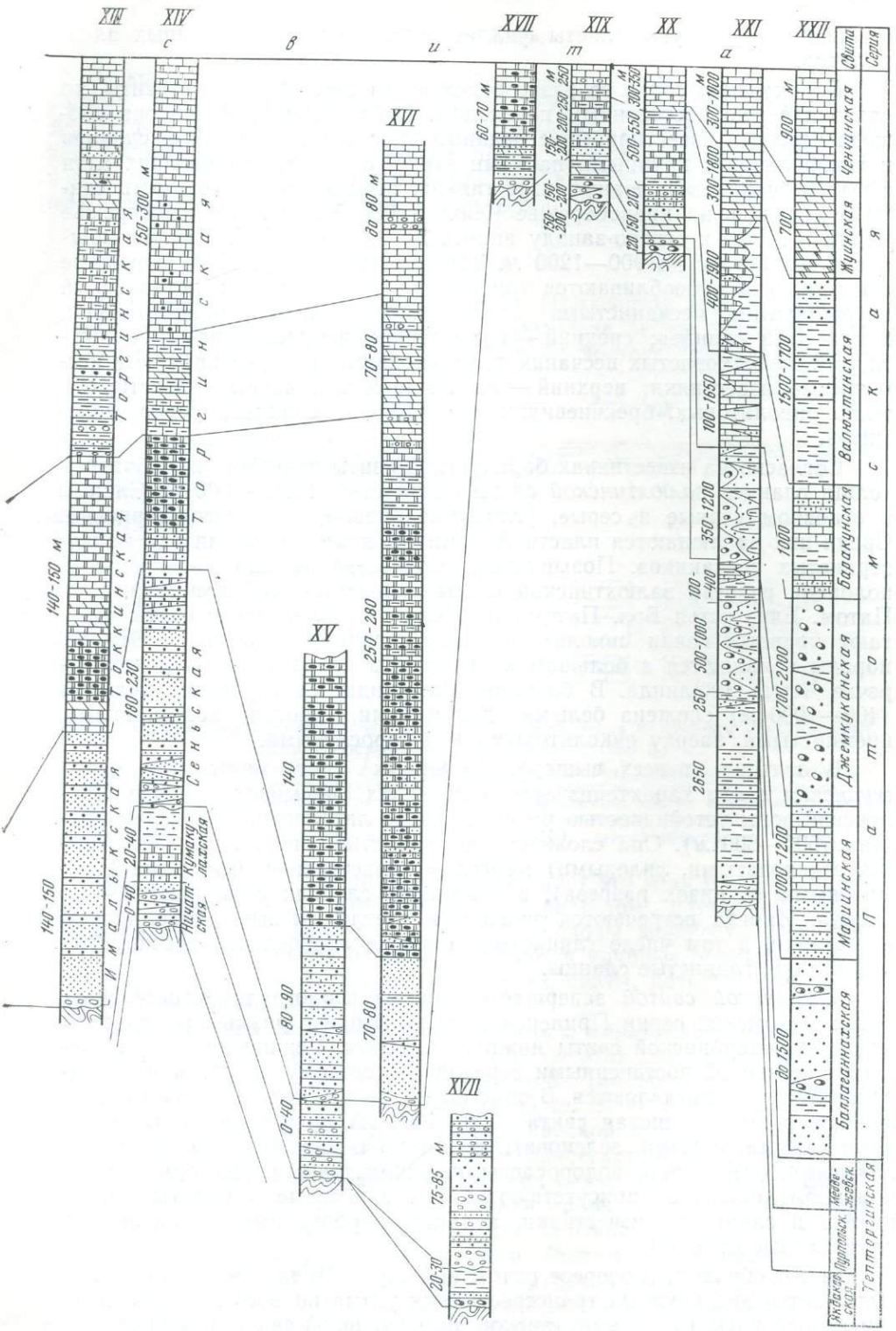


Рис. 15. Схема сопоставления разрезов верхнепротерозойских отложений западных районов Алданского щита. Составил Е. П. Миронюк (1966 г.)

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — крупно- и среднезернистые песчаники; *4* — мелкозернистые песчаники; *5* — песчаники с карбонатным цементом; *6* — алевролиты и песчано-глинистые сланцы; *7* — аргиллиты и глинистые сланцы; *8* — известняки; *9* — глинистые известняки; *10* — песчанистые известняки; *11* — доломиты; *12* — песчанистые доломиты; *13* — глинистые доломиты; *14* — мергели; *15, 16* — доломитовые мергели: *17* — метаморфические сланцы; *18* — линзы кремней; *19* — онколиты и катаграфии в карбонатных породах; *20* — строматолиты; *21* — поверхности размыва. I — верховья р. Бол. Дикимда (К. Н. Малков, 1958 г.); II — р. Олекма (гора Кремневая) (А. А. Арсеньев, Е. А. Нечаева, 1947 г.); III — бассейн р. Денгсика (И. М. Фрумкин, О. Г. Князев, 1962 г.); IV — р. Айан-Суэллах (В. Н. Гуров, Ю. Г. Хлебников, 1962 г.); V — р. Темулякит (Е. П. Миронюк, 1962 г.); VI — р. Тяна, устье р. Кудукты (А. М. Реутов, 1964 г.); VII — верховья р. Улахан-Паномна (В. Н. Гуров, 1962 г.); IX — р. Токко, устье р. Соктокута (А. Ф. Петров, 1964 г.); X — Токко, ниже устья ручья Торго (В. Н. Гуров, 1962 г.); XI — р. Кудуми (Е. П. Миронюк, Э. Л. Магнушевский, 1963 г.); XII — верховья р. Ималыка (Е. П. Миронюк, Э. Л. Магнушевский, 1963 г.); XIII — бассейн р. Торго (сводный разрез) (А. Ф. Петров, 1961 г.); XIV — г. Мурун (В. Г. Наседкин, Г. Ю. Пушкин, 1961 г.); XV — бассейн Соктокут — Хара-Урях (Е. П. Миронюк, А. Ф. Петров, 1963 г.); XVI — р. Мал. Тора (Е. П. Миронюк, 1964 г.); XVII — междуречье



Бол. Тора—Гара (Э. Л. Магнушевский, 1964 г.); XVIII — бассейн р. Чины (Е. П. Миронюк, 1965 г.); XIX — р. Чара (З. А. Журавлева, В. А. Комар, 1956 г.); XX — междуречье Джелинда—Чара (Ю. К. Бурков, 1961 г.); XXI — бассейн р. Ченчи (Б. В. Огиенко, Б. И. Дорошков, 1964—1965 гг.); XXII — низовья Бол. Патома (В. К. Головенок, 1957 г.)

стоянно присутствуют пласты филлитовидных сланцев и темных алевролитов.

Баракунская свита то резко отделена от джемкуканской свиты, то связана с нею постепенным переходом. В бассейне р. Ченчи она сложена черными известняками с редкими прослоями «углистых» сланцев и алевролитов с крупными пачками этих же пород, содержащих слои серых песчаников и черных известняков. Минимальная мощность свиты отмечалась на правобережье Ченчи (100—500 *м*). На левобережье Ченчи и далее к северо-западу вплоть до низовьев Бол. Патома мощность возрастает до 900—1200 *м*. Здесь и ниже по р. Лене в разрезе свиты иногда обособливаются три горизонта: нижний, представленный известняками, песчанистыми известняками, иногда онколитовыми, с пластами сланцев; средний — существенно черносланцевый, с прослоями известковистых песчаников, переходящих по простиранию в песчанистые известняки; верхний — из темно-серых, черных известняков, часто онколитовых, брекчиевидных с пластами сланцев, редко доломитов.

Согласно на известняках баракунской свиты залегает однообразная толща сланцев *валюхтинской свиты* мощностью 1000—1900 *м*. Сланцы в основном черные и серые, углисто-кварцевые, глинисто-кварцевые. Среди них наблюдаются пласты доломитов, известняков, иногда мелкозернистых песчаников. Повышенное количество песчаников в верхней половине разреза валюхтинской свиты отмечается в бассейне р. Бол. Патом. Близ устья Бол. Патома по Лене в верхней части свиты залегают крупные пачки онколитовых известняков и доломитов. Эти же породы появляются в большом количестве в разрезе свиты на междуречье Ченча-Джелинда. В бассейне Джелинды свита почти целиком (400—1000 *м*) сложена белыми доломитами, иногда песчанистыми, кремнистыми, вверху онколитовыми и водорослевыми.

В отличие от всех вышерассмотренных свит патомской серии *жуинская свита* характеризуется в пределах описываемой части Приленской зоны устойчивостью разреза как по литологии, так и в мощностях (500—800 *м*). Она сложена тонкослоистыми пестрыми (вишневыми, зеленоватыми, лиловыми) мергелями известковистыми, реже доломитовыми (в низах разреза), в отдельных случаях с вкрапленностью пирита. Иногда встречаются зеленые и светло-зеленые, редко черные известняки, в том числе глинистые, а также алевролиты, песчанистые известняки, глинистые сланцы.

Ченчинской свитой завершается разрез второго трансгрессивного ритма патомской серии Приленской зоны. Выше с размывом залегают песчаники жербинской свиты нижнего кембрия. Ченчинская свита связана с жуинской постепенными переходами, поэтому иногда при картировании они не разделяются. В описываемой нами восточной части Приленской зоны ченчинская свита (300—1000 *м*) представлена известняками серыми, белыми, зеленоватыми, темно-вишневыми, иногда стилолитовыми, очень часто водорослевыми, онколитовыми. Постоянно в переменном количестве присутствуют белые и розовые доломиты, песчанистые и глинистые известняки, а также карбонатные алевролиты и карбонатные брекчии.

Таким образом, в разрезе патомской серии Приленской зоны четко выделяются два крупных трансгрессивных ритма первого порядка, причем второй ритм (от джемкуканской до ченчинской свит) по появлению в валюхтинской свите песчаников и алевролитов может быть условно разделен на ритмы подчиненного порядка.

ЧАРСКАЯ ЗОНА

В пределы рассматриваемого района эта зона попадает почти полностью, за исключением той ее части, которая находится севернее и скрыта под покровом палеозойских отложений и известна нам лишь по керну глубоких буровых скважин. В пределах этой структурно-фациальной зоны представляется возможным выделить две подзоны, к описанию разреза которых мы ниже и переходим.

Сеньская подзона

Эта подзона на западе примыкает к Приленской зоне и занимает бассейн р. Чары. Она простирается от верховьев левых притоков Чары на западе до верховьев правых притоков на востоке (реки Ат-Бастах,

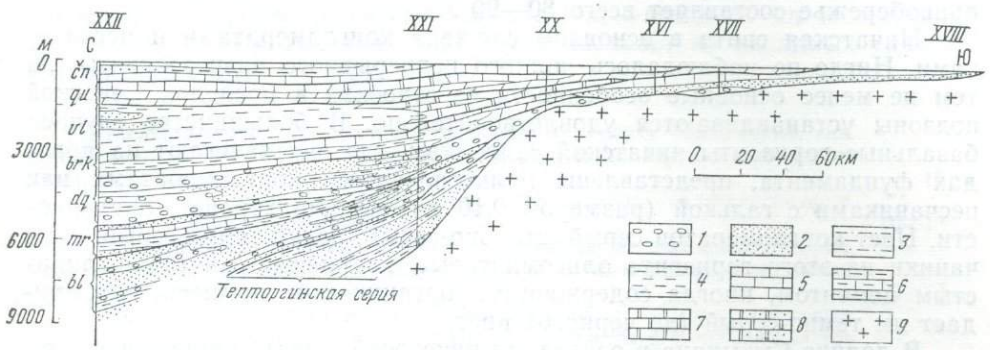


Рис. 16. Литолого-фациальный профиль верхнепротерозойских отложений Жуя-Чарского района. Составил Е. П. Миронюк (1966 г.)

Отложения прибрежно-морские: 1 — конгломератовые, 2 — песчаные; *отложения мелководно-морские:* 3 — алевропесчано-глинистые, 4 — глинистые, 5 — известковистые, 6 — глинисто-известковистые, 7 — доломитовые, 8 — песчано-доломитовые, 9 — архейский фундамент. *Свиты: bl* — балаганахская—маринниская (*mr*), *dg* — джемкуканская (начатская), *brk* — баракунская (кумахулахская), *vl* — валюхтинская, *gu* — жуинская, *čn* — ченчинская; XVIII—XXII — номера разрезов (см. рис. 15)

Ималык, Хара-Урях). Долина Чары пересекает эту зону между устьями рек Бол. Тора — Конда. По сравнению с разрезом патомской серии Приленской зоны в пределах Сеньской подзоны мощность всех свит резко сокращена, в низах разреза появляются крупные размывы между свитами, хотя можно установить все те же свиты, которые имеются в разрезе Приленской зоны (рис. 16).

Балаганахская свита пользуется вместе с мариинской свитой крайне ограниченным распространением. Породы этих двух свит, перекрытые с крупным размывом ничатской свитой (аналог джемкуканской свиты), были обнаружены в 1964—1965 гг. Э. Л. Магнушевским на междуречье Бол. Тора — Чара и ранее в чарской зоне никем не описывались. Балаганахская свита (10—15 *м*) залегает непосредственно на породах фундамента — на кристаллических сланцах и гранитах. Ее базальный горизонт (8—10 *м*) представлен гравелитами серыми, полимиктовыми, содержащими редкую плохо окатанную гальку и гравий как подстилающих пород, так и кварца. Минимальный размер галек 5 *см*, окатанность плохая и умеренная, сортировка слабая. Цемент песчаниковый, разнозернистый, полимиктовый и олигомиктовый. Выше залегает пачка (5—7 *м*) тонко-мелкозернистого песчаника и алевропесчаника темно-серого, серого цвета с беспорядочной текстурой, изредка горизонтальнослоистого. Песчаник олигомиктовый с глинисто-серицит-кремнистым цементом.

Мариинская свита залегает согласно на подстилающих песчаниках балаганахской свиты и имеет мощность 15—20 *м*. Свита сложена черными, темно-серыми углисто-глинистыми (аспидными) и песчано-глинистыми сланцами тонкосланцеватыми (до листоватых) с раковистым изломом. Среди них наблюдаются линзовидные пласты, содержащие множество лимонитовых бобовин (диаметром 4—6 *мм*).

Ничатская свита. Породы этой свиты залегают либо со следами размыва на сланцах мариинской свиты, либо непосредственно на кристаллических образованиях фундамента. Эта свита широко развита в бассейне р. Сени и на левобережье Чары. Восточнее на правобережье Чары и южнее — в бассейне Бол. Торы и Сытыкана породы ничатской свиты встречаются на ограниченных участках, а к восточной окраине Сеньской подзоны они полностью исчезают. Максимальная мощность ничатской свиты на левобережье р. Чары не превышает 200 *м*, а на правобережье составляет всего 80—90 *м*.

Ничатская свита в основном сложена конгломератами и песчаниками. Нигде не наблюдалось полного непрерывного разреза свиты, но тем не менее основные особенности ее строения в пределах Сеньской подзоны устанавливаются удовлетворительно. В большинстве случаев базальные горизонты ничатской свиты там, где они залегают на породах фундамента, представлены мелкогалечными конгломератами или песчаниками с галькой (размером 0,10 *см*) кварца хорошей окатанности. Цвет конгломератов серый, стально-серый, редко темно-серый. Песчаники из этого горизонта олигомиктовые, кварцевые с песчано-глинистым цементом, иногда содержащими органические примеси, что придает им темно-серый (до черного) цвет.

В долине Сытыкана в основании ничатской свиты обнаружена кора выветривания. Она представлена слабо дезинтегрированными гранитами — серыми, стально-серыми, состоящими из угловатых слабо каолинизированных зерен полевых шпатов и кварца, сцементированных гидрослюдисто-глинистым материалом. Мощность этого горизонта не более 5 *м*. Только выше появляются мелкогалечные конгломераты и гравелиты с галькой кварца хорошей окатанности размером не более 10 *см* (породы, аналогичные базальным образованиям ничатской свиты смежных районов). Среди них наблюдаются слои и прослои гранитной дресвы, аркозовых песчаников. В долине р. Чары вышележащие породы представлены чередованием пластов конгломератов и песчаников мощностью 5—15 *м*, лишь у устья р. Кумах-Улаха наблюдались кроме этих пород еще пласты и линзы алевролитов, мергелей и глинистых доломитов, косослоистых известковистых песчаников. Для этой части разреза наиболее характерны валунные конгломераты с валунами и галькой различной окатанности (до грубой) гранитов, гнейсов, реже песчаников (размером до 10—50 *см*). Среди них нередко содержатся пласты мелкогалечных конгломератов с галькой хорошей окатанности. Цвет конгломератов светло-серый, серый, зеленовато-серый, бурый. Песчаники, связывающие грубообломочный материал, имеют преимущественно серицит-глинистый, железисто-глинистый, карбонатно-кварцевый, реже железисто-глинисто-карбонатный цемент. Песчаники серые, стально-серые, зеленовато-серые (при выветривании бурые, охристые), темно-серые до черных обладают самой различной зернистостью и разнообразными текстурами — от массивных до неясно-слоистых. Иногда среди них содержатся линзы гравелитов и алевролитов. По составу наравне с олигомиктовыми и реже полимиктовыми песчаниками наблюдаются полимиктовые кварцевые песчаники. Цемент песчаников аналогичен таковому в гравелит-песчанистой связующей массе конгломератов. В составе тяжелой фракции преобладают апатит, цир-

кон, иногда много сфена и магнетита, причем скопления этих минералов редки. Значительно реже встречаются турмалин, фибролит, а по А. Ф. Петрову, и кианит, т. е. минералы метаморфических пород нижнего протерозоя.

К востоку от долины Чары с приближением к Дикимдинской подзоне наряду с сокращением мощности ничатской свиты изменяется также и ее состав. Здесь почти неизвестны валунные конгломераты, преобладают мелко- и среднегалечные (размер галек 2—10 *см*) разности с хорошо окатанной галькой и гравием, представленными преимущественно кварцем и гранитоидами. Цементирующая масса также более однородная — это полимиктовый песчаник серый, зеленовато-серый от тонкого до грубозернистого с глинистым, кварцево-глинистым и серицит-глинистым цементом.

Для иллюстрации характера напластования пород ничатской свиты приведен ее разрез, изученный Э. Л. Магнушевским на междуречье Бол. Тора — Чара, где ничатская свита залегает на аспидных сланцах мариинской свиты (снизу):

1. Мелкогалечные конгломераты внизу серые, вверху темно-серые, сцементированные аркозовым гравелитом, образующим нередко пропластки в конгломератах . . . . . 15 *м*
2. Песчаники мелко-среднезернистые, темно-серые, зеленовато-серые, пестрые до черных, олигомиктовые . . . . . 10—13 „
3. Песчаники светло-серые, постепенно переходящие в зеленовато-серые, серые полимиктовые гравелиты (иногда с дресвяными прослоями); линзы черных гравелитов . . . . . 8—10 „
4. Песчаники кварцевые и олигомиктовые, мелкозернистые светло-серые, зеленовато-серые до белых. Вверх по разрезу появляется все больше пластов темно-серых и черных гравелитов, грубослоистых, нередко с гранитной дресвой . . . . . 15—17 „
5. Песчаники серые, массивные, среднезернистые, олигомиктовые . . 20 „
6. Переслаивание серых, зеленовато-серых, светло-серых, стально-серых олигомиктовых и кварцевых песчаников мелко- и среднезернистых. Пропластки серых и темно-серых олигомиктовых кварцевых гравелитов, иногда со слоями аркозового состава . . . . . 20 „

З. А. Журавлева (1959), Л. И. Салоп (1964) сопоставляют ничатскую свиту с балаганахской свитой, однако приведенные нами материалы позволяют согласиться с доводами В. Т. Работнова (1964) о том, что ничатская свита является аналогом джемкуканской свиты Приленской зоны.

Таким образом, накоплению пород ничатской свиты предшествовало образование коры выветривания гидрослюдисто-глинистого типа, переотложенные продукты размыва которой встречаются неоднократно в разрезе. А то, что на большей части территории Сеньской подзоны кора выветривания уничтожена, позволяет говорить о быстрой и активной морской трансгрессии, происходившей в ничатское время. Отложения ничатской свиты представлены в основном грубообломочными прибрежно-морскими фациями, для которых характерно постоянное присутствие кварцевых песчаников. Это позволяет говорить либо о периодической стабилизации уровня моря, либо о наличии пляжей и заливов, где происходила длительная обработка и сортировка обломочного материала. В пользу второго довода говорит появление в отдельных местах среди грубообломочных фаций лагунно-мелководных отложений (мергелей и глинистых доломитов). Важной особенностью строения ничатской свиты является сопряженное с общим уменьшением мощности свиты с запада на восток сокращение грубообломочных фаций. Это свидетельствует как о большой стабильности восточного участка, обусловленной значительной удаленностью его от области максимально-

го прогибания, так и об отсутствии здесь крутых абразионных берегов в противоположность Западному участку Сеньской зоны.

Кумахулахская свита распространена еще более ограниченно, чем ничатская. Породы этой свиты залегают согласно на породах ничатской свиты и обнаружены главным образом в северной половине Чарской подзоны. Южнее долин рек Сени и Ималыка они практически отсутствуют. Крайние восточные выходы кумахулахской свиты известны (В. Н. Донаков, А. Ф. Петров) в истоках р. Торго-Токкинская. Максимальная мощность кумахулахской свиты 150 *м* (по З. А. Журавлевой, до 200 *м*) на левобережье р. Чары и 40 *м* в районе г. Мируна на Чаро-Токкинском водоразделе.

По литологическим особенностям в разрезе кумахулахской свиты условно выделяются два горизонта, не имеющих четко выраженных границ.

Нижний горизонт на западе Сеньской подзоны представлен толщей пестрых пород фации лагун: зеленых, шоколадных, бурых, зеленовато-серых мергелей, доломитов, карбонатных алевролитов и аргиллитов. Все они связаны между собой постепенными взаимопереходами, тонко переслаиваются (слои 1—15 *см*), отличаются тонкосланцеватыми текстурами. Изредка среди них появляются прослои кварцевых песчаников. В направлении с запада на восток породы этого горизонта утрачивают пестрый цвет и изменяют состав. Появляются и затем преобладают доломиты песчанистые, серые, розовато-серые, содержащие пропластки карбонатных кварцевых алевролитов. Мощность этого горизонта от 100 *м* на западе до 40 *м* на востоке. Мощность верхнего горизонта кумахулахской свиты, так же как и нижнего, сокращается с запада (50—60 *м*) на восток (20 *м*), одновременно несколько изменяется и его литологический состав. Так, на западе горизонт сложен доломитами, известняками, часто глинистыми, реже песчанистыми, имеющими серый, темно-серый, коричневато-светло-серый цвет. Среди них иногда встречаются прослои аргиллитов, реже карбонатных алевролитов. На востоке доломиты и известняки полностью отсутствуют, фациально замещаясь алевролитами с пропластками аргиллитов темно-серых, темно-бурых, серых. Они тонкосланцеваты, иногда тонкослоисты, нередко содержат примесь органического материала и сульфидную вкрапленность, что указывает на восстановительную среду осадконакопления, вполне возможную в условиях морского мелководья. В составе алевритового и песчаного материала часто наблюдаются плохо окатанные зерна кварца, повышается количество зерен полевого шпата. Все это свидетельствует об обмелении моря в восточном направлении, где совсем близко располагалась суша. Таким образом, даже на примере отдельного горизонта ясно видна картина смены литофаций в широтном направлении, столь типичная для всего разреза патомской серии Чарской структурно-фациальной зоны.

Как показали исследования З. А. Журавлевой (1959) и В. Т. Работнова (1962, 1964), кумахулахская свита сопоставима с баракунской свитой Приленской зоны.

Сеньская свита встречается повсеместно в пределах Сеньской подзоны. На левобережье Чары ниже устья р. Сени породы этой свиты залегают согласно на алевролитах кумахулахской свиты. На всем остальном пространстве сеньская свита трансгрессивно залегает как на породах кумахулахской (р. Астабастах) или ничатской (р. Сытыкан) свиты, так и непосредственно на кристаллическом фундаменте (р. Ималык, Бол. и Мал. Тора).

Сеньская свита может быть расчленена на две подсвиты, которые плохо выражены на левобережье р. Чары (Петров, 1962; Огиенко,

1964, 1965), но хорошо выделяются на ее правобережье. А. Ф. Петров (1962, 1963) выделяет их в качестве ималыкской и токкинской свит. Эти части разреза сеньской свиты, вероятно, должны быть выделены в ранге самостоятельных свит, но не на всей площади Чарской структурно-фациальной зоны, а лишь в Дикимдинской подзоне. При описании разреза верхнепротерозойских отложений Дикимдинской подзоны мы еще раз остановимся на этом вопросе. Для Сеньской подзоны мы считаем необходимым выделение сеньской свиты в составе двух подсвит.

Нижнесеньская подсвита имеет мощность от 200—230 *м* в северной части подзоны и до 70—80 *м* в южной ее половине. В основании нижнесеньской подсвиты, там, где она согласно залегает на кумахулахской свите, находятся мелкозернистые кварцевые песчаники, реже олигомиктовые и даже полимиктовые песчаники, кварцевые гравелиты. Там, где нижнесеньская подсвита лежит непосредственно на породах фундамента, иногда наблюдаются пласты конгломератов полимиктовых мелкогалечных (редкая галька достигает размеров 10—15 *см*). В составе гальки наблюдаются как породы фундамента, так и песчаники ничатской свиты и кумахулахские алевролиты. Галька местами окатана плохо, местами хорошо, слабо отсортирована, в составе цемента кое-где появляется лимонит. В районе р. Муруна в базальном горизонте нижнесеньской подсвиты описываются (Т. В. Билибина, 1962) песчаники с большим содержанием минералов тяжелой фракции. Вообще конгломераты и гравелиты не характерны для нижнесеньской подсвиты, они встречаются в виде единичных пластов мощностью 0,5—2 *м* лишь у восточных флангов Сеньской структурно-фациальной подзоны. В основном подсвита сложена песчаниками светло-серыми, серыми, белыми кварцевыми и олигомиктовыми. По направлению на северо-запад Сеньской подзоны в ее разрезе появляются пласты карбонатных пород (преимущественно доломитов) сначала песчанистых, а затем чистых, а среди песчаников верхнего горизонта подсвиты, помимо этого, пласты алевролитов и аргиллитов. Ю. К. Бурков описывает по р. Сухой Кумах-Улах пропластки (1—10 *см*) черных тонко-горизонтальнослоистых углистых аргиллитов и алевролитов. Мощность отдельных пластов песчанистых и чистых доломитов по р. Сухой Кумах-Улах достигает (по Ю. К. Буркову) 30—80 *м*, а на правобережье Чары 5—10 *м*.

Средняя часть разреза нижнесеньской подсвиты вскрыта в долине Чары ниже устья р. Сухой Кумах-Улах. Здесь, по Э. Л. Магнушевскому, наблюдаются:

1. Песчаники белые, кварцевые, с карбонатным цементом	5 *м*
2. Грубозернистый конгломератовидный песчаник кварцевый, с галькой доломита	1 „
3. Песчаник светло-серый, мелкозернистый, горизонтальнослоистый, с карбонатным цементом	10 „
4. Песчаник белый, мелкозернистый, с редким кварцевым гравием и карбонатным цементом	20 „
5. Песчаник среднезернистый, белый, иногда грубослоистый, грубо косослоистый, с карбонатным цементом	15 „
6. Переслаивание серых и светло-серых песчаников мелко- и тонкозернистых тонкослоистых	15 „
7. Песчаники белые, внизу мелкозернистые, выше крупнозернистые с гравием кварца, кварцевые с карбонатным цементом	35 „
8. Песчаники светло-серые, горизонтальнослоистые, мелкозернистые, кварцевые, с карбонатным цементом, содержащие пласты доломитов песчанистых (мощностью 1—6 *м*), иногда кавернозных	40 „
9. Песчаники с плохо окатанной галькой (1—3 *см*) песчаников, доломитов	15 „
10. Доломит светло-серый песчанистый, местами брекчиевидный	8 „
11. Песчаник буровато-серый, местами обохренный с карбонатным цементом	5 „
12. Доломит серый, снизу глинистый, вверху онколитовый	35 „

13. Песчаник желтовато-серый, горизонтальнослоистый, мелкозернистый . 10 *м*
14. Песчаник известковистый, горизонтальнослоистый . . . . . 2 „
15. Песчаник светло-серый, мелкозернистый . . . . . 5 „

Для наиболее полной характеристики и условий осадконакопления нижнесеньского времени приводится краткое литолого-петрографическое описание ведущих пород нижнесеньской подсвиты — песчаников.

Песчаники преимущественно белые, светло-серые, мелко- и среднезернистые; часто встречаются тонкозернистые разности, редко крупнозернистые. Преобладают песчаники с беспорядочной текстурой, но часто встречаются горизонтальнослоистые и косослоистые. Косая слоистость обычно сложноволнистая, перекрестно-волнистая, реже наблюдается чередование четких горизонтальнослоистых и косослоистых пачек мощностью 10—20, редко 50 *см*. Знаки ряби наблюдаются часто, как правило, они симметричные, мелкие. Редко встречается крупная волновая рябь неглубокого моря с большой длиной волны (до 10 *см*). Очень редко наблюдалась полигональная рябь, что говорит о наличии в бассейне непостоянных течений. Немногочисленные замеры простирания знаков ряби имеют субмеридиональное направление. Иногда в песчаниках имеются также глинистые примазки. Н. М. Чумаков в 1960 г. описал в подобных породах трещины усыхания. По составу песчаники преимущественно кварцевые, олигомиктовые с хорошо окатанными зернами, хотя иногда встречаются угловатые зерна, причем совместно с хорошо окатанными. Полимиктовые песчаники редки. Цемент песчаников преимущественно карбонатный, базальный, базально-поровый, кремнистый, регенерационный, карбонатно-кремнистый, глинистый, редко железисто-кремнистый. Акцессорные минералы — циркон, сфен, апатит, гранат, турмалин, рудный, лейкоксен, иногда монацит. Доломиты нижнесеньской подсвиты ввиду их сходства с таковыми верхнесеньской подсвиты, где они преобладают, будут охарактеризованы ниже.

Верхнесеньская подсвита имеет мощность от 550 *м* на левобережье р. Чары до 100 *м* на Чарско-Токкинском водоразделе. Сложена подсвита в основном доломитами, внизу часто песчанистыми, а, начиная от долины Чары, далее на восток — преимущественно кремнистыми. В восточной части Сеньской подзоны состав подсвиты однообразный — это кремнистые доломиты, известковистые доломиты и песчанистые доломиты. Лишь в бассейне р. Хара-Уряха среди доломитов появляются пропластки алевролитов. Западнее в долинах рек Чары, Мал. и Бол. Тора, Мокрый и Сухой Кумах-Улах в разрезе подсвиты появляются песчаники, алевролиты, аргиллиты, онколитовые доломиты. В целом разрез становится не таким однообразным, особенно в верхней части. В долине Мал. Торы нижняя часть подсвиты мощностью 35 *м* не вскрыта, выше залегают:

1. Доломиты тонкоплитчатые, с двумя тонкими слоями кремней . . . 18 *м*
2. Доломит серый, с двумя пропластками (0,2—0,3 *м*) тонкоплитчатого доломита . . . . . 1 „
3. Доломит серый, среднеплитчатый, внизу песчанистый, толстоплитчатый. В верхней части с пропластками тонкоплитчатых доломитов. В 5 *м* ниже кровли доломиты содержат крупные желваки кремней . . . . . 40 „
4. Песчаник доломитовый . . . . . 0,2 „
5. Доломит серый . . . . . 0,8 „
6. Доломит песчанистый . . . . . 0,3 „
7. Доломит темно-серый, неяснослоистый, с тонкими пропластками мергеля 1,4 „
8. Доломит серый, кремнистый . . . . . 5 „
Перерыв . . . . . 20 „
9. Доломит песчанистый, среднеплитчатый, участками пористый, с тонкими линзами кремней и пропластками (0,2—0,3 *м*) светло-серого доломита 30 „
10. Доломит песчанистый, тонкоплитчатый . . . . . 0,3 „
11. Доломит серый, среднеплитчатый . . . . . 1,5 „

12. Доломит светло-серый, тонкоплитчатый . . . . . 0.5 *м*
13. Доломит серый . . . . . 2,45 „
14. Доломит серый, с включениями кремня . . . . . 2,5 „
15. Доломит серый, крупноплитчатый, с пропластками тонкоплитчатого доломита и с линзочками кремня . . . . . 6,5 „
16. Доломит черный, кремнистый, слоистый . . . . . 0,3 „
17. Доломит серый, иногда с крупными желваками кремня размером до 0,45 *м* . . . . . 1,6 „
18. Доломит серый, с пропластками светло-серого доломита . . . . 2 „
19. Доломит серый, плотный, переслаивающийся с тонкоплитчатым доломитом . . . . . 4 „
20. Доломит серый, массивный, переслаивается с тонкоплитчатым серым и светло-серым доломитом . . . . . 15 „
21. Чередование слоев (0,2—0,3 *м*) пористого доломита с прослоями (0,05—0,1 *м*) тонкоплитчатого доломита . . . . . 3 „
22. Чередование пластов (0,3—0,4 *м*) светло-серого среднеплитчатого и тонкоплитчатого доломита . . . . . 7 „
23. Доломит с включениями кремня . . . . . 1,0 „
24. Доломит буровато-серый, пористый . . . . . 5,0 „
25. Доломит белый кремнистый со слоями (0,1—0,15 *м*) светло-серого доломита . . . . . 6 „
26. Доломит серый, светло-серый . . . . . 7 „
27. Доломит песчанистый, темно-серый, слоистый . . . . . 1,0 „
28. Доломит светло-серый, кавернозный, с тонкими кремнистыми прослоями и пропластками серого доломита . . . . . 8 „
29. Переслаивание пластов (0,5—1,5 *м*) светло-серого буровато-серого доломита, иногда пористого, с пропластками (0,2—0,3 *м*) глинистого доломита слоистого, кремово-серого цвета . . . . . 7 „
30. Аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые . . . . . 2,5 „
31. Доломит зеленовато-серый, с прослоями (0,1—0,25 *м*) зеленовато-серых карбонатных аргиллитов . . . . . 9 „
32. Доломит палево-серый, с тонкими прослоями глинистого доломита . . 4 „
33. Аргиллит карбонатный, слоистый, зеленовато-серый, коричневато-серый 2,0 „
34. Доломит серый, светло-серый, слоистый, с пропластками (до 0,2 *м*) тонкоплитчатых кремово-серых доломитов . . . . . 7 „
35. Доломит темно-коричневый, зернистый . . . . . 7 „

По мере продвижения на северо-запад в сторону Приленской структурно-фациальной зоны в разрезе верхнесеньской подсвиты отмечается повышенное содержание глинистых доломитов и алевролитов (в том числе черных «углистых»), появляются пласты известняков и онколитовых доломитов, сокращается окремненность пород. Таким образом, сеньская свита Чарской зоны приобретает черты строения, сближающие ее с валюхтинской свитой Приленской зоны, возрастным аналогом которой она и считается.

Рассмотрим вкратце петрографию главных пород верхнесеньской подсвиты — доломитов и алевролит-аргиллитов.

Доломиты обычно массивные, но постоянно встречаются слоистые разности. Слоистость волнистая и косая. Изредка встречаются сгустково-обломочные, брекчиевидные доломиты, образовавшиеся при местном перемыве осадка в условиях незначительной транспортировки, крайне редко отмечаются подводно-оползневые текстуры. По составу доломиты бывают чистые и известковистые, глинистые, песчанистые, окремненные. Часто наблюдается примесь черного органического вещества (черные доломиты), изредка встречается мелкая сульфидная вкрапленность. Количество обломочного материала псаммитовой и алевритовой размерности, так же как и его окатанность, колеблются в широких пределах, что приводит нередко к замещению по простиранию песчанистых доломитов песчаниками с доломитовым цементом. Акцессорные минералы в песчанистых доломитах обычно представлены цирконом, турмалином, сфеном. В отдельных случаях в доломитах наблюдаются пятна гидроокислов железа. Постоянно присутствующая незначительная примесь глинистого материала распределена послойно.

Алевролиты и аргиллиты, как правило, содержат то или иное количество карбонатного материала. Обычно это сланцеватые, тонкосланцеватые породы, более темные и более пестрые, чем доломиты. Часто они бывают горизонтальнослоистые. Зеленоватый цвет алевролит-аргиллитов, наличие тонкораспыленного органического вещества говорят о восстановительных условиях среды седиментации — лагун с застойными водами.

В общем отложение пород сеньской свиты начиналось в прибрежно-морских условиях, связанных с возобновлением поднятий, которые постепенно стабилизировались, что привело к широкому распространению карбонатных фаций мелкого эпиконтинентального моря с повышенной соленостью. Иногда в конце сеньского времени происходило накопление карбонатно-глинистых пород фации лагун.

Торгинская свита залегает на сеньской согласно с постепенными переходами. Мощность свиты 200—350 *м*. Этой свитой завершается нормальный разрез патомской серии Чарской зоны. На ней со стратиграфическим несогласием залегают нижнекембрийские отложения юдомской свиты. В торгинской свите довольно уверенно можно выделить две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижнеторгинская подсвита сложена пестрыми мергелями (малиново-красными, зелеными, бурыми, красновато-серыми, темно-серыми), аргиллитами, доломитами и известняками, часто слоистыми. Мощность подсвиты колеблется от 40 до 80 *м*. Какой-либо закономерности в площадном распространении мощностей не наблюдается. Все особенности строения нижнеторгинской подсвиты достаточно хорошо иллюстрируются следующим разрезом (р. Мал. Тора), где непосредственно вверх от кровли сеньской свиты залегают:

1. Пачка переслаивающихся (пласты 0,5—1 *м*) красных доломито-известковистых мергелей, песчанистых онколитовых серых доломитов и онколитовых доломитов буровато-серого и серого цвета	10 *м*
2. Доломит мелкоплитчатый, кремово-серый, с пропластками мергеля	3 „
3. Крупноонколитовый доломит, серый, с многочисленными прослойками алевролитового мергеля, содержащими гальку доломита (до 0,2 *м*)	3,0 „
4. Тонкое переслаивание красного мергеля и доломита кремово-серого, глинистого доломита зеленовато-серого и светло-серого	1,5 „
5. Песчанистый доломитовый известняк	10 „
6. Малиново-красный доломито-известковистый мергель неясно-слоистый тонкоплитчатый, внизу с галькой серого известковистого доломита (размер до 0,2 *м*, окатанность умеренная). Повсеместно прослои (0,1—0,2 *м*) зеленовато-серого глинистого доломита	9 „
7. Серый, местами зеленовато-серый, тонкоплитчатый, песчано-глинистый доломитовый известняк, переслаивающийся с красным мергелем	7 „
8. Равномерное чередование пластов серых, зеленовато-серых глинистых доломитов, песчанистых доломитовых известняков, зеленых и красных мергелей	10 „
Перерыв в наблюдении	9 „
9. Кремово-серые и серые, тонкоплитчатые известковистые доломиты	8 „
10. Кремово-серые известковистые доломиты с пропластками (0,1 *м*) кремово-серых и зеленых мергелей и известковистых аргиллитов	6 „

Выше залегают известняки верхнеторгинской подсвиты.

Как видно из приведенного разреза, для нижнеторгинской подсвиты типично наличие пород фации лагун, а среди карбонатных пород в отличие от сходных отложений сеньской свиты сокращение доломитов и появление известняков, что указывает на уменьшение солености моря. Среди доломитов появляются онколитовые разности. Крайне интересно наличие в мергелях гальки подстилающих пород, что указывает на кратковременные перерывы в осадконакоплении, сопровождаемые местными размывами.

Верхнеторгинская подсвита начинается с характерной пачки белых и светло-серых известняков и доломитовых известняков, которая сохраняет такой состав повсеместно. Среди них лишь иногда содержатся пропластки онколитовых и слоистых известняков и изредка пласты известковистых доломитов. Мощность пачки обычно 40—50 *м*, лишь в бассейне р. Сухой Кумах-Улах достигает 80—100 *м*. Выше залегает горизонт (5—20 *м*) тонкослоистых известняков, часто серых пятнистых и черных за счет антраксолита (Билибина, 1963), иногда онколитовых, редко водорослевых, стилолитовых. Верхняя часть верхнеторгинской подсвиты мощностью 100—150 *м* представлена известняками, известковистыми доломитами, часто онколитовыми и водорослевыми, редко брекчиевидными и пористыми. В некоторых случаях (р. Торго) в этих породах отмечается вкрапленность пирита, а на левобережье р. Чары среди них появляются пропластки ярко-желтых и бурых тонкослоистых известковистых мергелей. Общая мощность верхнеторгинской подсвиты 150—300 *м*.

Обе подсвиты торгинской свиты, сохраняя свой литологический облик (лишь со значительным повышением мощности в 2—3 раза), переходят в Приленскую зону и поэтому могут быть безошибочно сопоставлены со свитами жуинской (нижнеторгинская подсвита) и ченчинской (верхнеторгинская подсвита).

Как видно из приведенной характеристики разреза торгинской свиты, наиболее типичными для нее породами являются известняки и мергели, остальные литологические разности — доломиты, карбонатные аргиллиты — аналогичны описанным в составе сеньской свиты. Поэтому здесь дается литолого-петрографическая характеристика лишь известнякам и мергелям.

Известняки и доломитовые известняки обычно бледно окрашены в светло-серые тона с различными оттенками кремового, желтого, голубоватого цвета. Лишь в одном горизонте, залегающем в 40—100 *м* выше подошвы верхнеторгинской свиты, встречены известняки, богатые органикой, что придает им темно-серый и черный цвет. Очень разнообразны текстурные и структурные особенности этих пород. Наблюдаются массивные, афанитовые, слоистые, водорослевые, онколитовые, пятнистые, брекчиевидные известняки и доломитовые известняки, часто стилолитовые, в той или иной степени глинистые, редко с псаммитовыми и алевролитовыми зернами кварца. Структуры кристаллически-зернистые, криптозернистые, пелитоморфные, органогенные, псевдобрекчиевидные. Нередко, особенно в онколитовых известняках, структуры разнозернистые. По составу эти породы однообразны. Помимо кальцита наблюдается доломит — обычно более крупнозернистый, часто образующий мозаичные по структуре участки и полосы в породе. Пирит слагает зерна неправильной, слегка округлой формы. Слоистость обычно подчеркивается послойным обогащением пород глинистым либо пигментирующим (лимонит, органическое вещество) материалом, а также различной зернистостью породы и нередко послойным распределением доломита среди кальцита. По данным Ю. К. Буркова, в известняках торгинской свиты, по сравнению с доломитами, наблюдается повышенное содержание марганца (0,01—0,1%).

Мергели, как правило, ярко окрашены, их цвет обусловлен либо наличием цветной пелитовой массы, либо равномерно рассеянным лимонитовым и органическим веществом. В зависимости от характера распределения пелитового материала в микрозернистой массе кальцита и доломита наблюдаются мергели сланцеватые, неяснослоистые, пятнистые. Иногда в мергелях отмечается беспорядочное распределение зерен кварца и рудного минерала.

Отличительной особенностью времени формирования пород торгинской свиты можно считать появление пестроцветных фаций лагун, лиманов и карбонатных фаций нормально соленого моря. Эти фации последовательно сменяют друг друга во времени, что свидетельствует о смене поднятий опусканиями (слабо выраженный трансгрессивный ритм).

Дикимдинская подзона

Дикимдинская структурно-фациальная подзона охватывает значительно большее пространство, чем Сеньская. Непосредственно примыкая к последней на западе, она прослеживается на восток к правобережью Олекмы и достигает истоков Толбы и Амги. Крайние восточные выходы ее пород с западной части Алданского щита располагаются по р. Амге в устье рч. Онхоя, где В. Г. Кадешем (1949) под базальным горизонтом юдомской свиты обнаружена пачка мергелей и песчаников, имеющая незначительную мощность. На севере Дикимдинская подзона, как это устанавливается по разрезам Толбинской, Алексеевской и Амгинской скважин, прослеживается довольно далеко и, возможно, переходит на левобережье Лены, а под долиной Амги смыкается с Учуро-Майским полем развития верхнепротерозойских отложений. На юге до последнего времени граница распространения протерозойских отложений проводилась гипотетично. Как показали наблюдения Ю. К. Перфильева и Е. П. Миронюка, в бассейне Калара на нижнепротерозойском складчатом основании залегает толща пород, сопоставимая по литологии и органическим остаткам с отложениями верхнего протерозоя Дикимдинской подзоны. Ранее эта толща включалась в разрез нижнекембрийских отложений (Салоп, 1964), однако последние исследования показывают, что этот разрез сложен не только протерозойскими и нижнекембрийскими, но и ордовикскими отложениями (Перфильев, 1965). Таким образом, теперь уверенно можно проводить южную границу Дикимдинской подзоны далеко на юге — у долины р. Калара (Миронюк, 1966) и, следовательно, относить всю эту территорию к Алданскому щиту.

Разрез верхнепротерозойских отложений Дикимдинской подзоны резко сокращен по сравнению с ранее рассмотренным разрезом Сеньской подзоны. Здесь полностью отсутствуют отложения балаганахской, мариинской, ничатской и кумахулахской свит. Возрастные аналоги сеньской и торгинской свит имеют еще более сокращенные мощности, а также некоторые своеобразные черты литологического строения разреза, позволяющие выделять их в качестве самостоятельных свит.

Под названием «ималыкская свита» выделена нижняя часть разреза дикимдинской свиты (Арсеньева, 1947). Как показали геологические исследования последних лет (Ширинкин, 1960; Фрумкин, 1961; Петров, 1962; Гуров, 1963; Реутов, 1963; Малков, 1965), в составе прежней дикимдинской свиты повсеместно хорошо выделяются две подсвиты, прослеженные сейчас на всей площади ее распространения. Точно такие же по составу отложения слагают нижнюю часть разреза толбинской свиты, вскрытой на севере глубокими скважинами и описанной многими геологами (Кордэ, 1956; Зеленов, 1957; Рейтлангер, 1959; Горштейн, 1961 и др.). Выделенные части разреза дикимдинской и толбинской свит хорошо сопоставимы между собой не только по литологии, но и по органическим остаткам (Журавлева, 1959, 1964; Комар, 1961; Прескунов, 1964).

Таким образом, появилась реальная необходимость разделения дикимдинской свиты на две самостоятельные свиты. Мы рекомендуем

сохранить название «дикимдинская свита» за верхней карбонатной частью разреза бывшей дикимдинской свиты (второй пачкой толбинской свиты), переименовав ее нижнюю песчанистую часть (нижняя пачка толбинской свиты) в ималыкскую свиту, как это предлагает А. Ф. Петров (1963).

Название «токкинская свита», предложенное А. Ф. Петровым (1963) для карбонатной части разреза дикимдинской свиты, неприемлемо как с точки зрения приоритета, так и ввиду того, что такое название имеет одна из свит Южно-Якутского каменноугольного бассейна (нижнемелового возраста).

Породы *ималыкской свиты* с размывом трансгрессивно залегают на кристаллических породах фундамента и постепенно уменьшаются в мощности с запада (150 *м*) на восток (30—40 *м*). Ималыкская свита в основном сложена песчаниками, закономерно изменяющими свои литологические особенности как по разрезу, так и по простиранию. Помимо них иногда встречаются алевролиты и аргиллиты, а в восточной части Дикимдинской подзоны — мергели и песчанистые доломиты. Нигде пласты подобных пород не образуют устойчивых горизонтов, быстро выклиниваются и никогда не являются маркирующими.

В основании свиты в западной части подзоны залегают кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты; в восточной — аркозовые песчаники и полимиктовые гравелиты. Изредка встречаются мелкие пропластки дресвяников (не более 0,5 *м*), залегающие на слабо выветрелой поверхности нижне-среднепротерозойских гранитов (реки Чина, Темулякит).

Песчаники западной части подзоны обычно серые, светло-серые кварцевые и олигомиктовые с глинисто-кремнистым, реже железисто-кремнистым цементом. В них наблюдается перекрестно-волнистая слоистость, крайне редко отмечалась крупная слоистость потоков с грубозернистыми косослоистыми сериями мощностью 0,2—0,4 *м*. Иногда встречаются знаки ряби, обычно волновые, редко асимметричная рябь зоны прибоя. Начиная от долины Токко и далее на восток и юго-восток, состав песчаников меняется. Появляется все больше бурых, желтовато-серых, красных, темно-бордовых песчаников, обычно олигомиктовых, реже кварцевых и аркозовых с глинистым, железисто-глинистым, железисто-глинисто-кремнистым и кремнисто-серицитовым цементом. Зерна кварца и полевых шпатов окатаны умеренно. Косослоистые пачки встречаются неоднократно в разрезе, и среди них очень редко отмечаются потоковые элементы с ясно выраженными горизонтальными и косослоистыми сериями. В долинах Олекмы и Чины, т. е. еще восточнее, в составе цемента песчаников появляется карбонатный материал и отмечаются трещины усыхания. Повсеместно к востоку от долины р. Тяны среди песчаников содержатся пласты (от 0,2 до 0,5 *м*) зеленовато-серых, бурых, красновато-серых алевропесчаников, алевролитов, иногда аргиллитов. В долинах Олекмы и Чины, кроме того, имеются пласты песчанистых доломитов и мергелей. Все это позволяет говорить о том, что осадки ималыкской свиты представлены в западной части подзоны более глубоководными терригенными образованиями, чем в восточной части, где присутствуют красноцветные песчаники и ухудшается степень окатанности обломочного материала. Здесь же встречаются редкие литологические признаки континентального осадконакопления. Все это указывает на связь современной границы распространения Дикимдинской подзоны с береговой полосой ималыкского моря.

Появление в долине Олекмы мергелей, пестрых алевролитов (попутно с появлением в цементе песчаников карбонатного материала)

указывает на то, что здесь иногда возникали небольшие лагуны и лиманы.

Дикимдинская свита залегает согласно на ималыкской с постепенными переходами между ними в восточной части подзоны. Свита в основном сложена доломитами, в том числе битуминозными, нередко кремнистыми, иногда с большим количеством пропластков мергелей, особенно в долине р. Торго-Токкинская (Петров, 1961), иногда встречаются известняки. Мощность свиты от 150 *м* на западе до 75 *м* на востоке, но при этом надо иметь в виду, что на востоке дикимдинская свита не представлена полным разрезом, так как здесь на ней трансгрессивно залегают нижнекембрийские отложения. Стратотипический разрез свиты у р. Дикимды на Олекме, по А. А. Арсеньеву (1947), следующий:

1. Темно-зеленовато-серые известковистые сланцы . . .	7 *м*
2. Светло-серые и палевые толстоплитчатые мергелистые доломиты с линзами кремней	35 „
3. Чередование палевых плитчатых и кремнистых известняков, доломитов и зеленых доломитовых мергелей	20 „
4. Плотный желтовато-серый доломит с прослоем мелкогалечного конгломерата	5 „
5. Толстоплитчатые серые и палевые известняки с прослоями зеленых мергелистых сланцев	10 „

В дикимдинской свите преобладают светлые доломиты, иногда сильно окремненные, песчанистые, глинистые, битуминозные. Они петрографически сходны с доломитами сеньской свиты. Здесь иногда встречаются онколитовые разности доломита. Карбонатные аргиллиты и алевролиты также аналогичны таковым из сеньской свиты.

Из приведенного описания видно, что дикимдинская свита очень близка по набору фациальных разностей карбонатных пород к верхнесеньской подсвите, с которой она и сопоставляется. Единственное отличие между этими синхронными частями разреза патомской серии заключается в том, что в Дикимдинской подзоне среди карбонатных фаций (доломиты) появляются мергели. Таким образом, здесь в отличие от Сеньской подзоны были менее глубоководные условия седиментации (лагуны, лиманы), что лишний раз подтверждает краевое положение Дикимдинской подзоны в верхнепротерозойском море.

Торгинская свита является несколько измененным фациальным аналогом одноименной свиты Сеньской подзоны. Торгинская свита развита не так широко, как ималыкская и дикимдинская, что связано с преднижнекембрийским размывом верхней части разреза патомской серии, перекрытой юдомской свитой нижнего кембрия. Крайняя восточная часть выходов торгинской свиты отмечена В. Н. Гуровым на правобережье р. Тяны. Выделение торгинской свиты на крайнем юге в бассейне Чины крайне затруднительно. По-видимому, она здесь также смыта, хотя появление кое-где в верхах разреза дикимдинской свиты водорослевых доломитов, возможно, свидетельствует о наличии здесь в разрезе торгинской свиты.

В основании торгинской свиты повсеместно выделяется пачка песчаников (мощностью от 1 до 10 *м*), залегающих как согласно, так и с размывом на доломитах дикимдинской свиты, что знаменует появление нового трансгрессивного ритма. Песчаники серые, зеленовато-серые, коричневато-серые, сливные и пористые, мелко- и среднезернистые. Иногда среди них появляются прослои гравелитов, которые в бассейне р. Тяны полностью замещают песчаники. Песчаники обычно кварцевые, олигомиктовые с глинисто-кремнистым, железисто-кремнистым, карбонатным цементом, с хорошей окатанностью обломочных зерен. На пло-

скостях наслоения часто наблюдаются глинистые примазки, симметричные знаки ряби. Среди песчаников наблюдаются пропластки зеленовато-серых и пятнистых кремовых алевролитов.

В западной части Дикимдинской подзоны разрез торгинской свиты имеет максимальную мощность (до 220 *м*) и разделяется на два горизонта: нижний (50—65 *м*), состоящий из переслаивания алевролитов, песчаников, иногда мергелей и аргиллитов, и верхний (150—160 *м*), сложенный преимущественно доломитами с пластами мергелей, известняков, алевролитов и прослоями песчаников. Для характеристики торгинской свиты западной части Дикимдинской подзоны приведем описание разреза для бассейна р. Торго-Токкинская (Петров, 1961):

1. Песчаники коричневатые, сливные, крупнозернистые . . .	1 *м*
2. Переслаивание зеленовато-серых алевролитов, гравелитов, аргиллитов и кварцевых песчаников (пласты не более 0,2 *м*). В верхней части пачки пласты до 2 *м* мергелей желтовато-серых	60 „
3. Доломиты алевритистые, желтовато-серые, зеленоватые, с мелкими линзами кремней	70—80 „
4. Переслаивание известняков, мергелей и доломитов зеленоватых, желтоватых, розовато-желтых, иногда с вкрапленностью пирита . . .	20 „
5. Доломиты и песчанистые доломиты зеленоватые, желтоватые, розовато-серые, серые. Частые прослои мелкозернистых песчаников с карбонатным цементом. Вверху появляются пласты водорослевых и песчанистых известняков	50—60 „

В восточной части Дикимдинской подзоны разрез более однородный. Здесь в массе доломитов (иногда глинистых и алевритовых) имеется много глинистых известняков, алевролитов, мергелей и аргиллитов. Пласты песчаников характеризуются большой мощностью (до 20 *м*) и встречаются по всему разрезу, причем для них характерна слабая и средняя окатанность песчанистого материала и иногда повышенное содержание минералов тяжелой фракции (особенно циркона и турмалина), а также большое разнообразие цемента (по составу глинистого, железисто-глинистого, кремнистого, карбонатного). Среди карбонатных пород постоянно наблюдаются водорослевые разности, нередко они помимо глинистого материала содержат включения пирита, марказита (Гуров, 1962), в разрезе присутствуют брекчиевидные доломиты.

Все перечисленные особенности разреза торгинской свиты говорят об обмелении бассейна седиментации в восточном направлении. Таким образом, для позднепротерозойской эпохи устанавливается закономерная смена фаций с запада — от Приленской зоны Байкало-Патомского краевого прогиба на восток — в сторону Алданского щита. На щите одновременно с сокращением мощностей осадков постоянно во времени происходили периодические поднятия и опускания, обусловившие появление четких трансгрессивных ритмов, постепенно затухающих с востока на запад — к области устойчивого и максимального прогиба.

ВОСТОЧНЫЕ РАЙОНЫ АЛДАНСКОГО ЩИТА

Верхнепротерозойские отложения юго-восточной части Сибирской платформы представлены мощной толщей терригенных и карбонатных осадков, слагающих нижний ярус платформенного чехла, а также выполняющих ряд платформенных и приразломных прогибов, возникших вдоль глубинных разломов и в связи с ними.

К таким прогибам, вероятно, следует отнести Улканский и Атугей-Нуямский, возникшие еще в предыдущую эпоху осадконакопления. К началу формирования Улканского прогиба приурочено интенсивное проявление вулканизма, приведшее к образованию мощной толщи вулканогенных пород, возраст которых условно оценивается как среднепро-

терозойский. И, наконец, у восточного края выступа кристаллических пород фундамента на восточном крыле Маймакано-Батомгского поднятия, расположен Юдомо-Майский прогиб. В этом прогибе наблюдается наиболее полный разрез верхнего протерозоя восточной части Алданского щита.

Изучение верхнего докембрия в бассейнах рек Маи и Юдомы было начато в 1913 г. В. Н. Зверевым, а затем продолжено М. Я. Столяром, А. А. Леонтовичем, А. К. Матвеевым, Ю. К. Дзевановским, В. Я. Ярмолюком и др. Отсутствие органических остатков затрудняло определение возраста этих толщ. Известно было лишь, что на кристаллических породах фундамента ниже фаунистически охарактеризованного нижнего кембрия залегает мощная толща терригенных и карбонатных пород, содержащая остатки строматолитов. Так как отложения, содержащие остатки кембрийской фауны, залегают на нижележащей толще осадочных пород без видимого углового несогласия, вначале было принято решение относить их к нижнему кембрию. В 1940 г. В. А. Ярмолюк установил литологическое сходство этих толщ с синийскими отложениями Китая и предложил относить их к верхнему протерозою. В бассейне Учура толща древнейших осадочных пород впервые была описана М. Я. Столяром в 1935 г., в 1947 г. эта же толща в бассейне Гонама и Учура изучалась Ю. К. Дзевановским. Так же, как и М. Я. Столяр, он поместил их в основание разреза нижнего кембрия и расчленил на три свиты — гонамскую, омахтинскую и эннинскую, вошедшие в ныне принятые стратиграфические схемы.

При изучении соотношения этих древнейших осадочных пород с подстилающими и перекрывающими образованиями было установлено, что всюду, где бы эти толщи не были распространены (на платформе или в прогибах) они залегают с резким угловым несогласием на архейских кристаллических породах. На всей площади своего распространения они, как и перекрывающие их кембрийские породы, практически не метаморфизованы, за исключением приразломных зон. Между верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями нигде не наблюдается углового несогласия, хотя кембрий и залегает на различных горизонтах верхнего протерозоя. Определение остатков строматолитов, спор, а также положение в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего кембрия и кристаллическими породами архея позволили выделить их в самостоятельный комплекс — верхнепротерозойский. В последние годы для этих отложений сделано довольно много определений абсолютного возраста по глаукониту. Возраст гонамской свиты определен в 1500—1600 млн. лет. Абсолютный возраст юдомской свиты нижнего кембрия, залегающей на различных горизонтах верхнепротерозойских толщ, 640 млн. лет. Таким образом, продолжительность верхнего протерозоя определяется в 860—960 млн. лет.

Для верхнепротерозойских отложений характерно наличие красноцветных терригенных пород в нижних частях разреза, карбонатных пород в средней части и терригенных вверху.

В восточной части Южной Якутии наиболее полный разрез этих отложений наблюдается в Юдомо-Майском районе, в бассейне же Учура выступают лишь их нижние горизонты.

Детальное изучение разрезов, выполненное В. А. Ярмолюком и геологами ВАГТа, ВСЕГЕИ и ЯТГУ, позволило составить довольно полный разрез верхнепротерозойских отложений и расчленить их на ряд серий: учурскую, майскую и уйскую.

Изучением разреза верхнего протерозоя в бассейне р. Учура занимались многие исследователи — М. Н. Столяр (1935), Ю. К. Дзеванов-

ский (1947), Н. Д. Зленко и И. П. Кузнецов (1956), М. И. Горин и В. А. Самозванцев (1956), Т. С. Долгих (1956), Е. П. Миронюк и В. Г. Тарасова (1958), Я. Д. Шенкман (1964), В. А. Мокроусов (1964), Н. М. Язков (1965) и др. Установлено, что здесь по литологическому

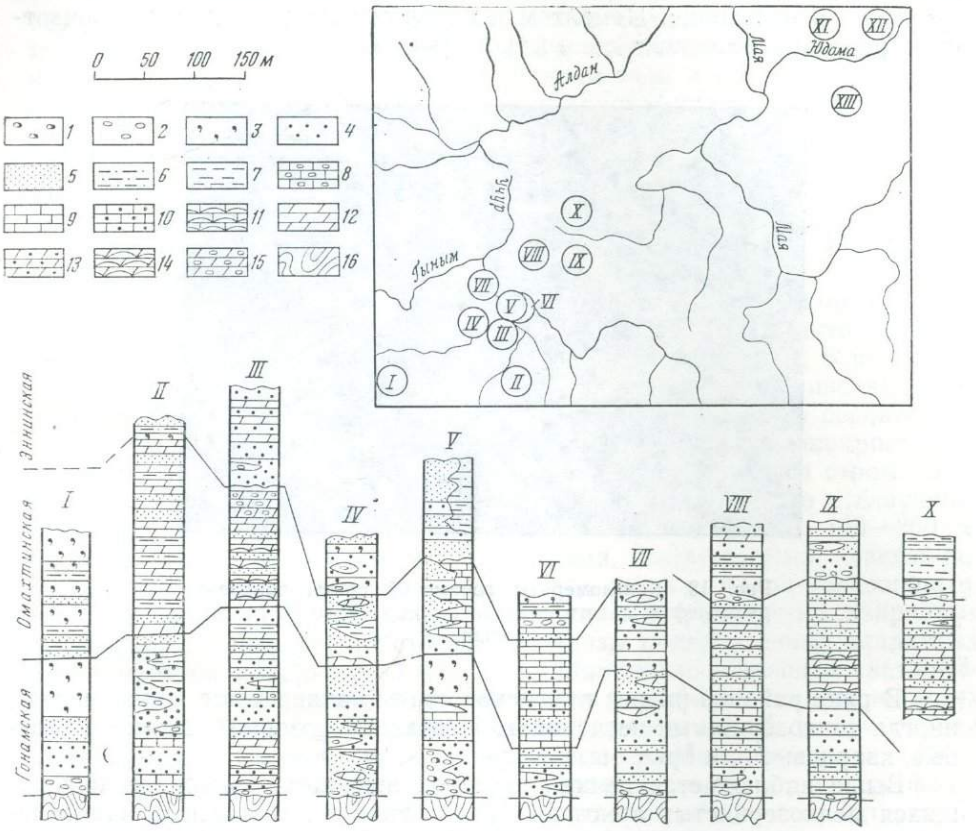


Рис. 17. Схема сопоставления разрезов верхнепротерозойских отложений Учуро-Майского прогиба

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — кварцевые песчаники; *4* — аркозовые крупнозернистые и среднезернистые песчаники; *5* — мелко- и тонкозернистые аркозовые песчаники; *6* — алевролиты; *7* — аргиллиты; *8* — оолитовые известняки; *9* — известняки; *10* — песчанистые известняки; *11* — водорослевые известняки; *12* — доломиты; *13* — песчанистые доломиты; *14* — водорослевые доломиты; *15* — оолитовые доломиты; *16* — кристаллические породы фундамента. I — правобережье р. Гонама, между устьями рек Гувилгры и Конеркита (А. Г. Кац, 1957 г.); II — правобережье р. Гонама, ниже устья р. Гюскангры (В. Б. Архангельская, 1957 г.); III — бассейн среднего течения р. Учура (Н. Д. Зленко, И. П. Кузнецов, 1956 г.); IV — нижнее течение р. Гонама (Н. М. Язков, 1965 г.); V — нижнее течение рек Гонама — Гыныма (Е. П. Миронюк, В. Г. Тарасова, 1958 г.); VI — нижнее течение р. Гонама (З. Г. Ушакова, Ю. К. Дзевановский, 1948 г.); VII — нижнее течение р. Учура (М. И. Горин, В. А. Самозванцев, 1957 г.); VIII — Учуро-Чульбинский район (М. И. Горин, В. А. Самозванцев, 1957 г.); IX — восточная часть хребта Кет-Кап (В. И. Татаринов, И. П. Кузнецов, 1957 г.); X — верховья р. Мал. Аим (Я. Д. Шенкман, О. А. Семенова, 1963 г.)

составу они всюду расчленяются на три свиты: гонамскую, омахтинскую и эннинскую. С. В. Нужнов предложил гонамскую и омахтинскую свиты относить к учурской серии, с эннинской же свиты начинать разрез более верхний — майской серии. Таким образом, каждая серия будет представлять собой как бы законченный ритм осадконакопления (рис. 17).

УЧУРСКАЯ СЕРИЯ

Гонамская свита выделена Ю. К. Дзевановским в 1947 г. В основании разреза гонамской свиты залегает маломощный горизонт мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность горизонта в большин-

стве случаев не превышает 10 *м*. Лишь в истоках р. Орогона Е. П. Миронюком и В. Г. Тарасовой отмечен горизонт конгломератов мощностью до 100 *м* (рис. 18).

Галька в конгломератах, как правило, хорошо окатана. В составе ее встречаются разнообразные гнейсы, кристаллические сланцы, граниты, кварциты и песчаники. Цементом в конгломератах служат красноцветные аркозовые песчаники с известковистым цементом.



Рис. 18. Конгломераты гонамской свиты верховья ручья Эфис, левого притока Гонама. Фото Н. М. Язкова

В ряде районов разрез гонамской свиты начинается с пачки мелко-, иногда тонкозернистых песчаников. Песчаники розовые, вишнево-красные, кварцевые или аркозовые.

Выше наблюдается пачка пестроокрашенных тонкопереслаивающихся мелкозернистых аркозовых песчаников и алевролитов. Преобладают вишневые и кирпично-красные тона. Очень редко встречаются прослои серых и темно-серых песчаников. Отмечаются пласты горизонтальнослоистых и косослоистых песчаников.

Е. П. Миронюком и В. Г. Тарасовой на левобережье р. Гонама и Т. С. Долгих в бассейне Идюма в низах гонамской свиты обнаружены линзы бобовых гематитовых руд мощностью 1—2 *см*. Мощность этой части разреза изменяется от 10 до 50 *м*.

Тонкослоистая пачка карсноцветных пород вверх по разрезу сменяется более светлоокрашенной пачкой, в которой наблюдается чередование доломитов, водорослевых известняков и красно-бурых песчаников. Соотношение песчаников и карбонатных пород меняется. В одних разрезах преобладают песчаники, в других — известняки и доломиты. Мощность этого горизонта не превышает 50 *м*. Верхние горизонты гонамской свиты представлены более светлоокрашенными разностями песчаников и алевролитов. В виде маломощных линз в них встречаются также строматолитовые и оолитовые известняки. В верхних горизонтах гонамской свиты часто наблюдаются пятнистоокрашенные разности песчаников и алевролитов. Мощность гонамской свиты изменяется от 150 до 350 *м*.

Песчаники гонамской свиты характеризуются слабой окатанностью и плохой сортировкой зерен. По составу они, как правило, кварц-полевошпатовые. Соотношение между кварцем и полевыми шпатами раз-

личное, но обычно полевые шпаты преобладают над кварцем. Полевые шпаты представлены плагиоклазами и микроклином, причем последний преобладает. Цемент песчаников поровый или регенерационный, по составу кварцевый, железисто-кварцевый, карбонатный.

Для всей гонамской свиты характерно наличие на плоскостях наслоения песчаников и алевролитов знаков волновой ряби прибрежно-морского типа, трещин усыхания, следов дождевых капель, псевдоморфоз песчаника по кристаллам каменной соли и пр. Все это говорит о прибрежно-морском генезисе пород гонамской свиты. Исходя из анализа литологического состава и изменения мощности отложений гонамской свиты, можно предполагать, что краевая часть области седиментации в гонамское время, вероятно, располагалась вблизи от современной границы распространения отложений этой свиты.

Омахтинская свита выделена Ю. К. Дзевановским в 1947 г. В основании свиты залегают известковистые песчаники мелко-, средне-, реже крупнозернистые, которые вверх по разрезу сменяются песчанистыми известняками, а затем песчаниками. Граница между литологически разными отложениями иногда резкая, иногда постепенная. В верховьях р. Мал. Аим Я. Д. Шенкманом и О. А. Семеновой омахтинская свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита состоит в основном из доломитов желтовато-серых, сиреневых, зеленоватых, мелкокристаллических, тонкослоистых. В виде прослоев в них встречаются строматолитовые, оолитовые, песчанистые доломиты, песчаники, часто с глауконитом. Мощность нижней подсвиты колеблется в пределах 160—260 *м*. Верхняя подсвита сложена светло-желтыми, светло-серыми, светло-розовыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с маломощными прослоями гравелистых кварцевых песчаников и гравелитов. Встречаются линзы мелкогалечных кварцевых конгломератов мощностью 3—5 *см* и маломощные горизонты светло-серых, серых, желтоватых, тонкозернистых доломитов и красно-бурых алевролитов. Мощность верхней подсвиты достигает 60 *м*. Суммарная мощность омахтинской свиты в верховьях р. Мал. Аим равна 220—320 *м*. На левобережье р. Нингама отмечается резкое изменение фациального состава омахтинской свиты. Толща песчаников с пропластками карбонатных пород здесь сменяется тонкослоистыми темно-серыми глинистыми алевролитами, аргиллитами и тонкозернистыми песчаниками. В виде отдельных прослоев мощностью 1—1,5 *м* встречаются белые кварцевые песчаники. На большей части территории мощность омахтинской свиты изменяется в пределах от 150 до 250 *м*.

Песчаники омахтинской свиты отличаются от песчаников гонамской свиты резким увеличением количества кварца по отношению к полевым шпатам, а также составом и характером цемента. Для них наиболее типичным является карбонатный цемент базального типа. Широко распространен глауконит. Он встречается в составе песчаников, алевролитов и доломитов. Абсолютный возраст пород омахтинской свиты (по глаукониту) 1400 млн. лет.

Условия накопления осадков омахтинской свиты несколько отличны от предшествующего периода (рис. 19). В краевой зоне бассейна продолжали накапливаться терригенные красноцветные толщи, литологически сходные с подстилающими отложениями гонамской свиты. В некотором удалении от края бассейна в составе омахтинской свиты появляются прослои известняков и доломитов. В низовьях Гонама, в верхнем течении Идюма и Мал. Аима, а также на Учуре мощность омахтинской свиты возрастает до 350—600 *м*. В составе свиты преобладают розовые и розовато-серые известковистые доломиты. Они образуют пласты мощностью до 40 *м*, переслаивающиеся с розовыми и кирпично-

красными аркозовыми и кварцевыми глауконитовыми песчаниками. Для омахтинской свиты характерно обилие остатков строматолитов, реже встречаются оолитовые разности известняков. В песчаниках омахтин-

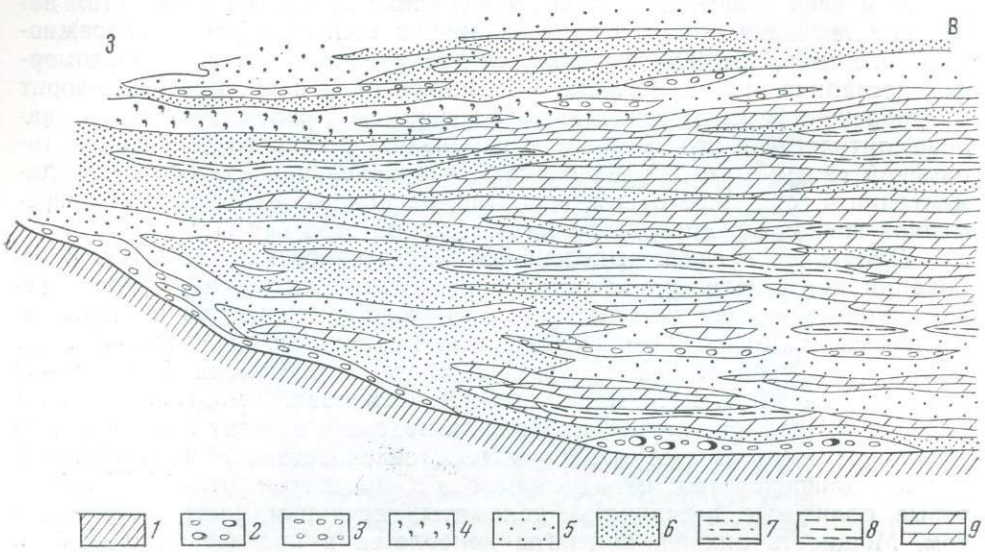


Рис. 19. Литологический разрез верхнепротерозойских отложений западной части Учуро-Майского прогиба

1 — породы кристаллического фундамента; *2* — конгломераты; *3* — гравелиты; *4* — кварцевые песчаники; *5* — аркозовые песчаники крупно- и среднезернистые; *6* — аркозовые песчаники, мелкозернистые; *7* — алевролиты; *8* — аргиллиты; *9* — доломиты

ской свиты, как и в гонамской, часто наблюдается тонкая косая слоистость, а на плоскостях наслоения — знаки волновой ряби, следы трещин усыхания.

МАЙСКАЯ СЕРИЯ

Эннинская свита с размывом залегает на различных горизонтах гонамской и омахтинской свит. В основании ее нередко отмечаются прослои или мелкие линзы кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В бассейне р. Омни (Омнинское поднятие) ряд исследователей отмечает налегание терригенных отложений эннинской свиты на эродированную поверхность кристаллических пород фундамента. Не исключено, однако, что в районе Омнинского поднятия мы имеем дело с фациальным изменением гонамской и омахтинской свит, принимаемых здесь за эннинскую свиту.

В Учуро-Чульбинском районе Ю. К. Дзевановским, Н. Д. Зленко, И. П. Кузнецовым, М. И. Гориным, В. А. Самозванцевым, Е. П. Мирснюком и В. Г. Тарасовой описываются весьма сходные разрезы эннинской свиты. Внизу залегают кварцевые и кварцитовидные песчаники с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Выше наблюдается переслаивание кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников, известняков и доломитов с остатками строматолитов. Песчаники и доломиты иногда имеют розовую, сиреневую или красно-бурую окраску. На хребте Кет-Кап в средней части разреза появляется довольно значительное количество темно-серых алевролитов и аргиллитов. Верхняя же часть разреза представлена сахаровидными кварцевыми песчаниками с маломощными прослоями водорослевых доломитов.

В верховьях р. Мал. Аим Я. Д. Шенкманом и О. А. Семеновой наблюдался несколько отличный от вышеописанного разрез. Нижняя часть его представлена гравелистыми или грубозернистыми песчаниками, гравелитами и линзами конгломератов с хорошо окатанной галькой. Мощность грубозернистой пачки с запада на восток возрастает от 10 до 50 *м*. Выше залегает тонкослоистая пачка, в которой наблюдается тонкое переслаивание косослоистых тонкоплитчатых алевролитов темно-зеленого, серого, желтоватого, вишневого и кирпично-красного цвета. Внизу отмечаются прослои лимонитизированных средне- и крупнозернистых кварцевых песчаников желтого, розовато-желтого, красного и фиолетового цвета. Окраска песчаников часто пятнистая. Верхняя часть пачки более тонкозерниста, здесь наблюдается чередование тонколистоватых яркоокрашенных (чаще красноцветных) алевролитов и аргиллитов. Очень сходный разрез эннинской свиты наблюдался Е. П. Мироню ком и В. Г. Тарасовой в нижнем течении р. Нингама. Мощность эннинской свиты достигает 100—200 *м*. Песчаники эннинской свиты отличаются от нижележащих пород гонамской и омахтинской свит более кварцевым составом.

Помимо эннинской свиты в состав майской серии включаются омнинская, малгинская, ципандинская и лахандинская свиты, выходы которых приурочены к Юдомо-Майскому прогибу, расположенному за пределами Южной Якутии, в бассейне р. Челасина и в среднем течении р. Маи. На территории Южной Якутии обнажается лишь западное крыло этого прогиба, сложенное породами лахандинской свиты майской серии, кандыкской и устькирбинской свит уйской

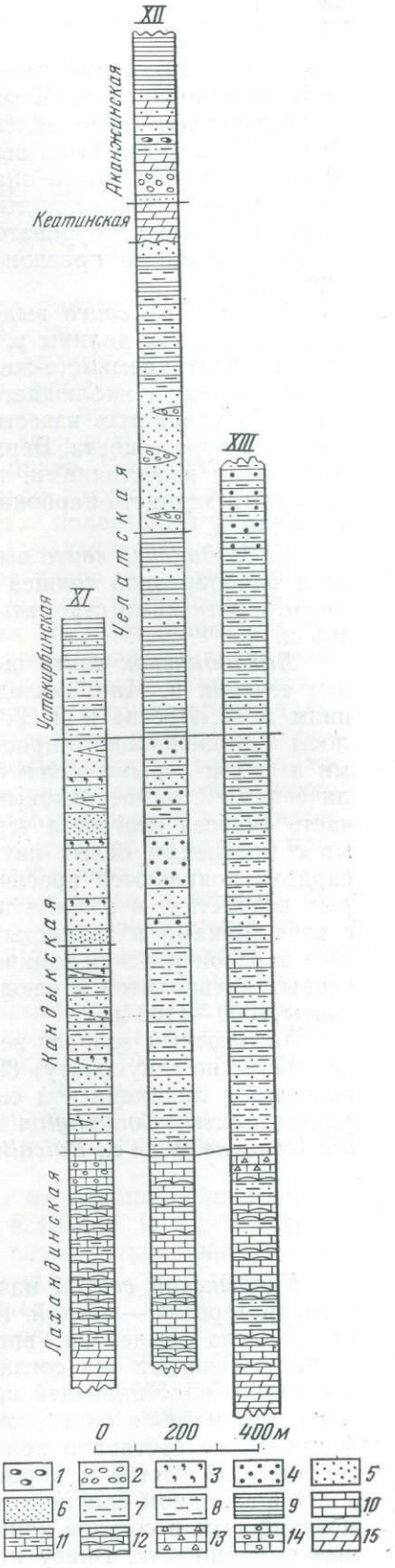


Рис. 20. Схема сопоставления разрезов верхнепротерозойских (синийских) отложений Юдомо-Майского прогиба

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — кварцевые песчаники; *4* — крупнозернистые аркозовые песчаники; *5* — среднезернистые песчаники; *6* — мелкозернистые и тонкозернистые песчаники; *7* — алевролиты; *8* — аргиллиты; *9* — глинистые сланцы; *10* — известняки; *11* — глинистые известняки; *12* — водорослевые известняки; *13* — брекчиевидные известняки; *14* — оолитовые известняки; *15* — доломиты.

XI — среднее и верхнее течение р. Холены (В. А. Самозванцев, 1960 г.); XII — бассейн среднего течения р. Юдомы, хребет Улахан-Бамм (А. Г. Лосев, 1959 г.); XIII — хребет Челат (В. А. Самозванцев, 1964 г.)

серии (рис. 20). Ниже мы коротко остановимся на характеристике разреза западного крыла Юдомо-Майского прогиба.

Омнинская свита залегает согласно на породах эннинской свиты. Впервые эта свита была выделена С. В. Нужновым в 1956 г. Наиболее широко распространена она в бассейне р. Омни, где представлена переслаиванием тонкослоистых алевролитов и аргиллитов серых, черных, зеленовато-серых, буровато-серых. Слоистость горизонтальная, реже косая. Отдельные прослои обогащены глауконитом. Мощность свиты 200—430 *м*.

Малгинская свита выделена В. А. Ярмолюком в 1941 г. Обнажается на склонах долины р. Маи и ее притоков. В основании свиты залегает пласт кремнисто-железисто-глинистых известняков мощностью 1,5—2 *м*. Выше наблюдается переслаивание пестроокрашенных тонкослоистых глинистых известняков сургучно-красного, красно-бурого, зеленовато-бурого цвета. Верхняя часть свиты сложена глинистыми битуминозными известняками, темно-серыми, черными, бурыми, с прослоями бурых глинисто-карбонатных горючих сланцев. Мощность свиты 100—140 *м*.

Ципандинская свита выделена А. К. Матвеевым в 1938 г. Представлена однообразной толщей серых и желтовато-серых массивных доломитов с остатками строматолитов. Мощность ципандинской свиты 350—400 *м*.

Лахандинская свита выделена В. А. Ярмолюком в 1939 г. в среднем течении р. Маи. Выходы пород лахандинской свиты, по наблюдениям А. Г. Лосева и В. Г. Самозванцева, прослеживаются в виде полосы меридионального простирания. Лахандинская свита сложена белыми и светло-серыми мелкокристаллическими, плотными криптокристаллическими строматолитовыми и онколитовыми известняками. Верхняя часть разреза слагается черными криптокристаллическими известняками с прослоями белых пятнистых известняков. В верховьях р. Сылысардаха появляются прослои глинистых известняков, количество которых возрастает в разрезе по западному склону хребта Челат. Наряду с известняками и глинистыми известняками здесь появляются отдельные прослои и пачки мощностью до 60 *м* грязно-зеленых, темно-серых, черных алевролитов и слюдистых аргиллитов. Мощность лахандинской свиты 1000—1100 *м*.

Абсолютный возраст верхних горизонтов лахандинской свиты (определение по глаукониту) 890 млн. лет. С. В. Нужновым и Н. Г. Шаповаловым в лахандинской свите Юдомо-Майского прогиба обнаружены строматолиты: *Conophyton lituus* Masl., *O. cylindricus* Masl., *Cillenia fraquens* Walc., *Baicalia ingilensis* sp. nov. и др.

УЙСКАЯ СЕРИЯ

Кандыкской свитой начинается разрез самой верхней серии верхнего протерозоя — уйской. Кандыкская свита, так же как и лахандинская, была выделена впервые В. А. Ярмолюком в среднем течении р. Маи. Залегает она согласно на известняках лахандинской свиты. Граница с подстилающей карбонатной толщей выражена очень отчетливо. Кандыкская свита, хотя и обнаруживает некоторые изменения фациального состава и колебания в мощности, однако всюду имеет терригенный состав и хорошо прослеживается на больших площадях.

На западном склоне хребта Улахан-Бам А. Г. Лосевым и В. Г. Самозванцевым в составе кандыкской свиты выделяются две толщи, равные по мощности. Внизу наблюдается переслаивание серых, темно-се-

рых, зеленоватых, желто-серых, красноватых тонкоплитчатых алевролитов с темно-серыми и серыми песчаниками. Песчаники образуют пачки мощностью 10—15 *м*. Алевролиты тонкослоистые. Слоистость косая или волнистая. Верхняя толща представлена светло-серыми, белыми, желтоватыми сливными полевошпат-кварцевыми песчаниками мелко- или среднезернистыми, иногда тонкослоистыми. Изредка встречаются прослои мощностью 10—15 *м* зеленых или темно-серых глинистых сланцев и алевролитов. Мощность кандыкской свиты на западном склоне хребта Улахан-Бам 2000 *м*.

В районе хребта Челат кандыкская свита расчленяется В. А. Самозванцевым на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита. Внизу залегает горизонт темно-серых, серых, зеленоватых тонко-параллельнослоистых, реже косослоистых мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников с прослоями темно-серых и зеленовато-серых алевролитов. Встречаются редкие прослои песчанистых известняков и известковистых песчаников. Мощность нижнего горизонта 350—480 *м*. Верхний горизонт нижней подсвиты представлен ритмичным переслаиванием полевошпатовых, полевошпат-кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность переслаивающихся пачек 50—75 *м*. К востоку возрастает количество песчаников и соответственно уменьшается количество алевролитов. При описании разреза по западному склону хребта Челат В. А. Самозванцев отмечает общее огрубение материала и уменьшение мощности осадков в западном направлении. Вероятно, прогиб, в котором шло осадконакопление в кандыкское время, имел небольшую ширину и был вытянут в строго меридиональном направлении. К югу и северу от вышеописанного разреза в составе верхнего горизонта нижней подсвиты появляются пачки голубовато-серых и белых мелко- и среднезернистых кварцитовидных песчаников мощностью 30—50 *м*. Завершается разрез подсвиты пачкой мощностью 150—180 *м* зеленовато-серых и вишневых слюдистых аргиллитов с прослоями белых и буровато-серых кварцевых песчаников.

Верхняя подсвита представлена белыми, светло-серыми, буровато-серыми массивными тонкозернистыми и мелкозернистыми кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами с характерным равномерно рассеянным лимонитовым крапом. Мощность их 450 *м*. Выше залегают светло-серые, зеленоватые массивные кварц-полевошпатовые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Вверху встречаются прослои темно-серых аргиллитов. Мощность 700 *м*. К востоку мощность подсвиты увеличивается до 1300 *м*. В основании подсвиты появляются гравелиты. Верхнюю подсвиту кандыкской свиты В. А. Самозванцев и А. К. Башарин выделяют в самостоятельную свиту — джабатымскую.

Устькирбинская свита залегает согласно на терригенных породах кандыкской свиты. Впервые была выделена в 1954 г. Р. М. Тонояном и Н. К. Крутовым в устье р. Кирбии. Выходы пород устькирбинской свиты прослеживаются вдоль восточного склона хребта Улахан-Бам. Здесь же наблюдается наибольшая мощность свиты (1300—1400 *м*). К западу и северо-западу мощность свиты уменьшается до 600—900 *м*. Породы устькирбинской свиты отличаются от подстилающих пород кандыкской свиты более тонкозернистым составом. Они представлены переслаиванием серых и серовато-зеленых алевролитов и аргиллитов тонко-параллельнослоистых. В подчиненном количестве присутствуют прослои голубоватых мелкозернистых известковистых песчаников мощностью 5—10 *м*. В средней части разреза встречаются вишневые алевролиты. В западном направлении эти алевролиты выпадают из разреза. На эродированной поверхности верхнепротерозойских отложений с ре-

гионально выраженным географическим несогласием залегает нижний кембрий (юдомская свита).

Терригенные породы двух верхних свит — кандыкской и устькирбинской — характеризуются слабой окатанностью и плохой сортировкой обломочного материала. Состав песчаников кварцевый, аркозовый и полимиктовый. Кварцевые песчаники характерны для кандыкской свиты и очень редко встречаются в устькирбинской. Полимиктовые песчаники распределены лишь в центральной и восточной частях прогиба. Наиболее распространенной группой пород являются аркозовые песчаники. Цемент песчаников по составу кварцевый, глинисто-хлоритовый, реже карбонатный, по характеру цементации регенерационный, поровый и очень редко базальный. В составе обломков встречаются эффузивы, что, вероятно, указывает на проявление в данном регионе доверхнепротерозойского или верхнепротерозойского магматизма.

Заканчивая на этом описание стратиграфического разреза верхнепротерозойских отложений восточной части Алданского щита и Юдомо-Майского прогиба, коротко остановимся на характеристике условий осадконакопления.

После завершения складчатости и процессов регионального метаморфизма территория Алданского щита весьма продолжительное время служила устойчивой областью разрушения и сноса материала в прилегающие области осадконакопления (рис. 21). В начале среднего протерозоя в зоне Улканского глубинного разлома шло накопление осадочных и вулканогенных пород топориканской и элгэтэйской свит. Область размыва была значительно удалена от области седиментации, что подтверждается хорошей окатанностью и отсортированностью терригенного материала. Вулканическая деятельность начала проявляться с излияния лав основного состава (диабазовые порфириты) и закончилась излиянием кислых лав (кварцевые порфиры). Интенсивное проявление вулканизма привело, вероятно, к образованию положительных форм рельефа, которые в последующее время в результате процессов денудации были снивелированы, а породы, слагающие их, послужили материалом для образования конгломератов основания гонамской свиты. Кварцевые порфиры в конгломератах гонамской свиты встречаются лишь в районах, непосредственно прилегающих к Улканскому прогибу. Уже в гонамское время Улканский прогиб прекратил свое существование. Верхний протерозой характеризуется обширной трансгрессией моря. Море покрывало всю восточную часть Алданского щита и Маймакано-Батомское поднятие. По южному краю Алданского щита в зоне глубинных разломов существовали узкие широтно расположенные прогибы.

Во время накопления красноцветных пород гонамской и омахтинской свит шел интенсивный размыв коры выветривания, послужившей основным материалом для их формирования. Море было мелким, теплым, с повышенной соленостью, о чем свидетельствуют многочисленные волноприбойные знаки, трещины усыхания, глиптоморфозы по кристаллам каменной соли, наличие глауконита и обилие остатков строматолитов типа *Collenia* и *Conophyton*. В прибрежной зоне гонамская и омахтинская свиты имеют терригенный состав, в некотором удалении от берега наряду с терригенными породами появляются пачки карбонатных пород. В гонамское время условия осадконакопления были более или менее одинаковые на всей территории. В омахтинское время уже наблюдается некоторая дифференциация бассейна. Образуются пологие широкие прогибы типа синеклиз и разделяющие их антеклизы. Постепенное развитие этих структур привело к прекращению осадконакопления в участках развития положительных структур и размыву ранее отложившихся осадков. Поэтому эннинская свита, начинающая

разрез майской серии, в синеклизах ложится согласно на породы учурской серии, а на антеклизах наблюдается несогласное залегание ее на разновозрастных образованиях, в том числе и на породах фундамента. В начале формирования пород майской серии область осадконакопления имела примерно те же границы, что и в учурское время (эннинская

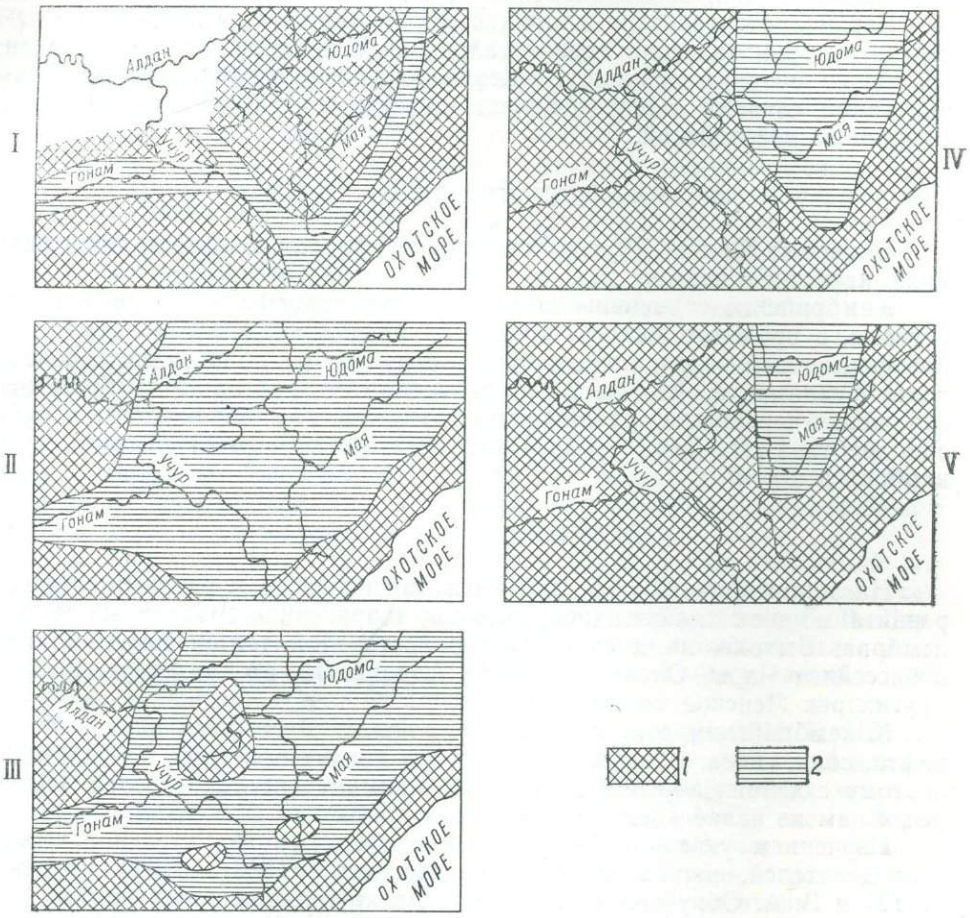


Рис. 21. Схема размещения областей размыва и седиментации в среднем и верхнем протерозое

1 — области размыва; *2* — области седиментации; I — для среднего протерозоя, II — для начала верхнего протерозоя (гонамская и омахтинская свиты), III — в доэннинское и в начале эннинского времени, IV — для конца майского времени (малгинская, ципандинская и лахандинская свиты), V — для уйского времени (кандыкская и устькирбинская свиты)

свита), затем начинается регрессия моря и одновременно формирование Юдомо-Майского прогиба. Область прогибания была довольно мобильной, о чем свидетельствуют значительные колебания в мощности и составе тех или иных свит. Во время накопления пород ципандинской свиты наблюдалась кратковременная стабилизация прогиба, которая способствовала накоплению однообразной толщи доломитов, имеющих довольно устойчивую мощность.

Уйская серия имеет весьма ограниченную площадь распространения, что, вероятно, свидетельствует о постепенном сокращении морского бассейна. Море обмелело, изменилась и его соленость. Уйская серия целиком сложена терригенными породами. Красноцветная окраска для

нее не характерна. Обычен белый или серый цвет пород. В конце усть-кирбинского времени Юдомо-Майский прогиб заканчивает свое существование. Образовавшаяся суша подвергается размыву. Размыв продолжался до наступления нижнекембрийской трансгрессии. Последняя была значительно более обширной, чем верхнепротерозойская. Она захватила, вероятно, весь Алданский щит.

Верхнепротерозойские и нижнекембрийские породы на большей части территории залегают горизонтально и дислоцированы лишь вблизи зон более поздних разломов. Складчатость верхнепротерозойских образований связана с перемещением отдельных блоков фундамента. Возраст ее мезозойский.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозой Южной Якутии представлен отложениями кембрия, ордовика, карбона и перми.

Кембрийские отложения широко распространены в северной части региона, в пределах Лено-Алданского плато, где они слагают мощный платформенный чехол, под который погружаются кристаллические породы фундамента. В северо-западной части территории кембрийские отложения перекрыты ордовикскими породами, на северо-востоке в районе хребта Сетте-Дабан разрез палеозоя наращивается отложениями карбона и перми.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На территории Южной Якутии и далеко за ее пределами широко развита мощная толща карбонатных и терригенно-карбонатных пород кембрия. Выходы на дневную поверхность этой толщи наблюдаются в бассейнах Чары, Олекмы, Туолбы, Алдана, Тимптона, Учура, Маи и других рек Ленской водной системы.

К кембрийским отложениям приурочены месторождения золота, нефти, соли, гипса, флюсов, огнеупоров и других полезных ископаемых, поэтому с давних пор они привлекали внимание исследователей. Интерес к ним не ослабевает и в настоящее время.

Изучением указанных отложений занималось значительное число исследователей, начиная с Н. Г. Меглицкого (1850), В. Н. Зверева (1912) и В. А. Обручева (1923) и кончая крупными коллективами геологов Якутского, Читинского, Иркутского и Хабаровского геологических управлений, ВСЕГЕИ, ВАГТ, филиалов и центральных институтов Академии наук СССР.

Общие представления о строении кембрийской толщи и наиболее современные материалы о стратиграфии, литологии, палеогеографии и полезным ископаемым получены в результате работ, выполнявшихся в разное время А. А. Арсеньевым, Е. А. Нечаевой, З. А. Журавлевой, Ю. К. Дзевановским, З. Г. Ушаковой, И. А. Кобеляцким, Г. Ю. Лагздиной, В. А. Лукониной, Н. С. Телегой, С. П. Мехоношиным, А. И. Никитиной, Л. М. Малковым, А. Н. Угрюмовым, А. И. Ушаковым, В. И. Лядиным, Д. К. Горнштейном, К. И. Малковым, А. П. Ильиных, Ф. Р. Леоновой, Н. Е. Чернышевой, И. Д. Вороной, Е. П. Миронюком, В. А. Мокроусовым, Л. М. Реутовым, И. М. Фрумкиным, О. Т. Князевым, Н. М. Язковым, А. И. Куксом, А. В. Зинкиным, Д. П. Шапошниковым, В. А. Самозванцевым, П. Л. Воздвиженским, А. К. Бобровым и др.

Опубликован ряд обобщающих работ по стратиграфии, литологии и палеонтологии кембрийских отложений, геологическому строению и тектонике юга Сибирской платформы — Ю. К. Дзевановским (1940,

1958, 1961), Е. В. Лермонтовой (1951), Н. Е. Чернышевой (1961), Н. В. Покровской (1954), З. А. Журавлевой (1954), Н. П. Суворовой (1956), Е. В. Павловским (1947), К. К. Зеленовым (1957), Я. К. Писарчик (1963) и др.

Изучение разрезов кембрийских отложений в различных районах Южной Якутии показало, что мощность и состав пород изменяются. Причиной является изменение тектонического и палеогеографического режима осадконакопления. Имеющийся в настоящее время фактический материал позволяет сопоставлять стратиграфические разрезы кембрийских отложений различных районов данного региона. Вместе с тем следует отметить, что по-прежнему дискуссионным остается вопрос о нижней границе кембрийской системы, о положении границы между нижним и средним отделами, а также ряд вопросов корреляции разрезов.

Кембрийские образования богаты остатками хиолитов, археоциат, брахиопод и особенно трилобитов, пользующихся доминирующим распространением. Их закономерное и последовательное изменение во времени позволило Е. В. Лермонтовой (1940) обоснованно выделить нижний и средний отделы кембрийской системы и произвести более детальное расчленение отделов на зоны. В нижнем отделе ею были выделены две зоны — Olenellus и Protolenus. В среднем отделе в соответствии с западноевропейским стандартом выделены шесть зон: Paradoxides oelandicus, Ctenocephalus exsulans, Paradoxides hicksi, Paradoxides davidis, Paradoxides forchhammeri и Lejopyge laevigata. В верхнем кембрии фауна не обнаружена, поэтому для верхнего отдела кембрийской системы зоны не установлены.

На первом этапе детального изучения кембрийских отложений эта биостратиграфическая схема была принята как стандартная для всех районов Востока СССР. Позже биостратиграфическая схема Е. В. Лермонтовой уточняется Н. П. Суворовой (1954) и др. Нижний отдел кембрия расчленяется на два яруса: алданский, соответствующий зоне Olenellus, и ленский — зоне Protolenus.

Средний отдел кембрийской системы Ф. Г. Гурари и Н. Е. Чернышева (1950—1952) расчленили также на два яруса — амгинский и майский, в составе которых выделено семь биостратиграфических зон.

Была составлена унифицированная стратиграфическая схема, апробированная на Межведомственном стратиграфическом совещании в 1956 г. (Ленинград), рекомендации которого послужили основанием для утверждения ее Межведомственным стратиграфическим комитетом (1959). Позже Межведомственным совещанием в г. Якутске, созванным Якутским геологическим управлением, было принято решение рекомендовать Стратиграфическому комитету СССР внести некоторые изменения и дополнения в ранее утвержденную (1956 г.) схему. В результате в 1961 г. была утверждена уточненная биостратиграфическая схема, которая и принята нами в настоящей работе (см. прилож. II).

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Отложения нижнего отдела кембрийской системы наблюдаются в бассейнах Чары, Олекмы, Туолбы, Амги, Алдана, Тимптона, Учура, Маи, занимая северную часть территории Южной Якутии. На юге вследствие интенсивного проявления процессов денудации, длительных перерывов в осадконакоплении и тектонических деформаций кембрийские отложения не образуют сплошного покрова фундамента, а встречаются в виде фрагментов на водоразделах и в бортовых частях мезозойских впадин.

Накопление мощной толщи кембрийских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений происходило в условиях платформенного режима при наличии дифференцированного движения блоков фундамента, обусловивших формирование ряда внутриплатформенных и краевых прогибов.

Ниже мы рассмотрим ряд разрезов нижнекембрийских отложений для различных частей Южной Якутии, а именно: центральной части Алданского щита и его северного склона, Алдано-Майского, Учуро-Майского, Березовского и Юдомо-Майского прогибов [1].

В каждом из выделенных регионов кембрийские отложения расчленяются на ярусы, свиты, а иногда и горизонты. Нижний кембрий во всех районах подразделяется на два яруса: алданский и ленский, в каждом из них выделяются два подъяруса. К нижнему подъярусу алданского яруса относится юдомская свита и ее аналоги — порохтахская подсвита толбинской свиты, к верхнему подъярусу — пестроцветная свита. Кембрийский возраст юдомской свиты доказывается ее трансгресссивным и несогласным залеганием на различных свитах архейских и верхнепротерозойских образований и прорывающих их ультраосновных пород (Иншлийская структура). Наблюдается тесная связь пород юдомской свиты с фаунистически охарактеризованной пестроцветной свитой. Граница между свитами (литологическая) не всегда выражена отчетливо. В ряде случаев наблюдаются постепенные переходы между свитами. Имеются указания на находки фауны в различных частях территории Якутии — Е. С. Бобина по р. Алах-Юне (трилобиты), Ю. К. Дзевановского по р. Юдоме (брахиоподы). По р. Олекме в составе верхних горизонтов толбинской свиты описаны водоросли, споры и мелкие обломки панцирей трилобитов. С. П. Мехоношин отмечает присутствие археоциат в доломитах юдомской свиты долины Алдана. Все эти данные не позволяют рассматривать юдомскую свиту в отрыве от пестроцветной и относить ее к венду или юдомскому комплексу, как это делают некоторые исследователи. К нижнему подъярусу ленского яруса отнесены тумулдурская, унгелинская, куторгиновая свиты и их аналоги — эльгянская, толбачанская и олекминская свиты, к верхнему подъярусу — барылайская свита и ее аналог — чарская свита.

Центральная часть Алданского щита

В пределах центральной части Алданского щита выходы кембрийских отложений приурочены главным образом к различного рода депрессиям. Это остатки когда-то единого покрова, сохранившегося от денудации. Наиболее полными и характерными являются разрезы, детально изученные А. И. Никитиной и Б. З. Берзениным, А. Н. Угрюмовым, В. С. Минаковым и др. (1956—1964) в бассейнах рек Селигдара, Якокута, Элькона, Бол. Юхта; В. И. Лядиным, И. М. Фрумкиным и О. Т. Князевым (1963) в бассейнах верхних течений Амги и Чомполо; А. П. Ильиных и Ф. Р. Леоновой (1961) в бассейне среднего течения р. Алдана; С. П. Мехоношиным (1950—1967) в бассейнах Хатыми и Алдана.

В указанных районах кембрийские отложения залегают с угловым несогласием на сложнодислоцированных архейских кристаллических образованиях. Разрез их характеризуется достаточно устойчивым петрографическим составом и хорошо прослеживается по простиранию.

[1] Учуро-Майский и Алдано-Майский прогибы являются ветвями (платформенными) Юдомо-Майского краевого прогиба.

По данным указанных исследователей, стратиграфический разрез нижнего кембрия следующий:

Алданский ярус

Юдомская свита

1. Песчаники серые, буровато-серые, горизонтальнослоистые и косослоистые, с трещинами усыхания и волноприбойной рябью; конгломераты с обломками кристаллических пород и карбонатно-песчано-глинистым цементом. В песчаниках содержатся тонкие прослои бурых глинистых и кварц-известковистых сланцев и серых, буровато-серых и светло-серых массивных песчанистых доломитов. Наблюдается закономерное уменьшение мощности базального слоя с юга на север . . . . . 0,0—10 *м*

2. Доломиты серые, светло-серые, желтовато- и зеленовато-серые, плитчатые и массивные, средне- и мелкозернистые, песчанистые и песчано-глинистые . . . . . 29—37 „

3. Доломиты и известковистые доломиты серые, желтовато-серые, зеленовато-серые и темно-серые, плитчатые и массивные, мелко- и тонкозернистые, с редкими и маломощными прослоями серых и буровато-серых плитчатых микрозернистых мергелей и глинистых доломитов; серые и темно-серые массивные оолитовые доломиты с прослоями строматолитовых доломитов и темно-серых мелкозернистых доломитовых известняков. Нередко в доломитах наблюдаются стяжения кремня, редкая вкрапленность пирита, флюорита, гипса и глауконита . . . . . 150—220 „

Общая мощность свиты 180—260 *м*.

В породах свиты содержатся водоросли — *Stratifera, Irregularia, Paniscollenia;* моллюски — *Hyolithes* sp. и *Tabularites* sp.; археоциаты — *Archaeocyathus* sp. Указанные формы моллюсков и археоциат встречены А. И. Ильиных (1961) и С. П. Мехоношиным (1967) в верхах разреза свиты по левобережью Алдана, вблизи устья р. Джюнюкяна и Эвенкийского Укулана, а также О. Т. Князевым — в верховьях р. Чомполо.

Пестроцветная свита

1. Переслаивание шоколадно-коричневых, вишнево-красных и зеленовато-серых тонкоплитчатых микрозернистых мергелей, иногда с глауконитом, и зеленовато-серых массивных мелкозернистых доломитов и розовато- и зеленовато-серых плитчатых тонко- и микрозернистых глинистых доломитов с редкими кристаллами гипса и ангидрита.

Мощность свиты 40—80 *м*.

В породах свиты по всему разрезу содержатся остатки *Hyolithes, Archaeolynthus polaris Vologd., Batchathocyathus* sp., *Lingulella* sp.

Налегание пестроцветной свиты на юдомскую свиту, как правило, согласное, с постепенными переходами, связывающими обе свиты. Однако местами, как это отмечают некоторые исследователи (И. М. Фрумкин, С. П. Мехоношин, А. П. Ильиных, Ф. Р. Леонова и др.), наблюдаются локальные внутриформационные размывы в основании свиты и внутри ее.

Ленский ярус

Тумулдурская свита

1. Доломиты серые, темно-серые, зеленовато-серые и черные, плитчатые и массивные, битуминозные, мелкозернистые, со стяжениями кремня, с редкими прослоями буровато-серых плитчатых доломитов и серых строматолитовых доломитов. В основании — оолитовые доломиты . . . 40—50 *м*

В верхней части пачки в бассейне р. Якокута по ручью Сосновому есть указания на находку трилобитов *Elganellus acceptus* S u v.

2. Серые с кремовым оттенком, темно-серые грубоплитчатые и массивные тонко- и мелкозернистые доломиты с прослоями кремовых плитчатых тонкозернистых глинистых доломитов и серых массивных мелкозернистых известковистых доломитов . . . . . 30—70 „

3. Розовато-серые, серые и темно-серые, тонкоплитчатые и массивные сильно окремненные, часто строматолитовые мелко- и тонкозернистые доломиты, известковистые доломиты . . . . . 65—120 „

Мощность свиты 135—240 *м*.

В долине Алдана в доломитах этой свиты найдены остатки *Lermontovia dzevanovskii* (L e r m.).

Унгелинская свита

1. Лиловые, шоколадно-коричневые, вишнево-красные и бурые тонкоплитчатые микрозернистые мергели и глинистые доломиты с прослоями зеленовато-серых и желтовато-серых грубоплитчатых и массивных мелко- и тонкозернистых доломитов и известковистых доломитов, иногда оолитовых. Мощность свиты 80—120 *м*.

Органические остатки в породах свиты не найдены.

Куторгиновая свита

1. Серовато-желтые глинистые известняки с прослоями серых, светло-серых доломитовых известняков и доломитов и линзами органогенно-детритовых известняков с остатками брахиопод . . . . . 20 *м*

2. Битуминозные темно-серые известняки, тонкозернистые серые и пятнистые доломитовые известняки с прослоями (до 15 *м*) органогенно-детритовых известняков . . . . . 70—85 „

Мощность свиты 90—105 *м*.

По всему разрезу свиты встречается фауна: брахиоподы *Kutorgina flerovae* L e r m. и трилобиты *Bergeroniaspis divergens* L e r m., *Bathyuriscellus robustus* L e r m., *Jakutus* sp. nov., *Solenopleurella* sp.

Породами куторгиновой свиты венчается разрез кембрийских отложений центральной части Алданского щита. Более верхние свиты кембрийской толщи наблюдаются лишь на северном склоне щита и в прогибах. В южном направлении, к предгорьям Станового хребта, разрез нижнекембрийских отложений сокращается в еще большей мере. Здесь известны только отложения юдомской свиты.

Северный склон Алданского щита

К северному склону Алданского щита относится район нижнего течения Олекмы, бассейн Туолбы и Амги и левобережье Алдана, т. е. территория сплошного развития терригенно-карбонатных и карбонатных отложений нижнего кембрия. Литолого-фациальные особенности и петрографический состав этих отложений довольно устойчив. Мощность отдельных свит, составляющих нижнекембрийскую толщу непостоянна и имеет тенденцию закономерного возрастания с юга на север. Значительные изменения литолого-фациального состава и мощности отдельных слоев и свит нижнекембрийской толщи отмечаются лишь в Юдомо-Майском прогибе и Березовской впадине.

Основные разрезы кембрийских отложений были детально изучены на водоразделе средних течений Амги и Алдана О. В. Флеровой (1934—1936), Н. Е. Чернышевой, И. П. Бузиковым и Ю. К. Дзевановским (1946, 1951—1955), А. И. Никитиной и А. А. Сазоновым (1957), К. И. Малковым и В. М. Славиным (1963) и С. П. Мехоношиным (1968); по левобережью верхнего и среднего течения р. Амги, от устья Сергеляха до устья Мундручи, — С. П. Мехоношиным (1963—1967); в бассейне среднего течения р. Туолбы — Д. К. Горнштейном и О. Д. Севанько (1960).

Большинством исследователей здесь выделяются юдомская, пестроцветная, тумулдурская, унгелинская, куторгиновая и барылайская свиты, характеризующиеся выдержанным литологическим составом. В западной части территории, в области, прилегающей к Березовскому прогибу, Д. К. Горнштейном и О. Д. Севанько нижний кембрий расчленяется на толбинскую, пестроцветную, эльгянскую, толбочанскую и олекминскую свиты, в общем отвечающие упомянутым выше свитам.

Сводный разрез нижнекембрийской толщи, составленный С. П. Мехоношиным для бассейна среднего течения Амги, следующий:

Алданский ярус

Юдомская свита

1. Серые и буровато-серые слоистые и косослоистые разнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники с тонкими прослоями серых и зеленовато-серых глинистых сланцев и серых массивных микрозернистых доломитов. Местами в нижней части слоя находятся линзы буровато-серых гравелитов и конгломератов, с галькой кварца и архейских кристаллических пород . . . . . 0,5—3 *м*

2. Серые, желтовато-серые, буровато-серые плитчатые мелко- и тонкозернистые песчанистые, песчано-глинистые и глинистые доломиты, иногда окремненные. Наблюдается постепенное уменьшение терригенной примеси в доломитах вверх по разрезу . . . . . 29,5—32 „

3. Серые, зеленовато- и желтовато-серые грубоплитчатые и массивные мелкозернистые доломиты и строматолитовые доломиты с глауконитом и ангидритом . . . . . 50—70 „

4. Серые, зеленовато-серые, темно-серые и желтовато-серые плитчатые или массивные мелко- и тонкозернистые доломиты, иногда с глауконитом. В доломитах прослои темно-серых битуминозных тонкозернистых известковистых доломитов и серых тонкозернистых строматолитовых доломитов. Выше залегают серые и темно-серые массивные тонкозернистые доломиты, серые и желтовато-серые глинистые доломиты, иногда с кристаллами гипса и ангидрита и буровато-серые плитчатые тонкозернистые мергели . . . . . 80—150 „

Общая мощность свиты 170—230 *м*.

В нижних слоях свиты содержатся водоросли *Stratifera, Colleniella*, в верхних слоях — остатки хиолитов.

Пестроцветная свита

1. Бурые, красноватые, вишнево-красные, шоколадно-коричневые, зеленовато-серые плитчатые глинистые доломиты и тонкоплитчатые микрозернистые мергели с глауконитом, иногда с гипсом и ангидритом . . 40—80 *м*

В долине р. Алдана и ее притоках в отложениях свиты присутствуют хиолиты, археоциаты *Archaeolynthus polaris* Vologd., *Cambrocyathellus tschuranicus* Vologd., *Protopharetra* sp., *Batchathocyathus tunicatus* Zhur, *Dictyocyathus translucidus* Zhur., *Tersia* sp., *Robustocyathus* sp., *Ajacicyathus* sp., *Cryptoporocyathus junicanensis* Zhur. и водоросли *Renalcis* sp., *Epiphyton* sp.; трилобиты *Pagetiellus lenaicus* (Toll), *Pagetia profunda* Lerm., *Hebediscus* sp., *Judomia dzevanovskii* Lerm.; брахиоподы *Botsfordia caelata* (Hall), *Acrothele* sp. и *Kutorgina* sp.

Ленский ярус

Тумулдурская свита

1. Зеленовато-серые. серые, желтовато-серые, иногда темно-серые, тонко- и толстоплитчатые, местами массивные битуминозные доломиты и доломитовые известняки с глауконитом . . . . . 30—45 *м*

2. Светло-серые, зеленовато-серые, серые, желтовато-серые и темно-серые, тонко- и толстоплитчатые мелкозернистые доломиты, перемежающиеся с зеленовато-серыми, кремовыми и буровато-серыми слоистыми тонко- и толстоплитчатыми глинистыми доломитами и мергелями, строматолитовыми и онколитовыми доломитами. В доломитах конкреции кремня. На плоскостях наслоения следы ползания червей . . . . 140—178 „

Общая мощность свиты 170—220 *м*.

В отложениях свиты встречены остатки *Hyolithes* и *Bergeroniellus asiaticus* Lerm.

Унгелинская свита

Вишнево-красные, шоколадно-коричневые, лиловато-серые и зеленовато-серые тонкоплитчатые мергели, перемежающиеся с плитчатыми тонкозернистыми глинистыми доломитами и светло-серыми и розовато-серыми микрозернистыми известково-глинистыми доломитами.

Мощность свиты 90—140 *м*.

В отложениях унгелинской свиты на Алдано-Амгинском водоразделе найдены остатки археоциат.

Куторгиновская свита

1. Светло-серые, пятнисто-полосчатые, желтовато-серые массивные мелкозернистые известковистые доломиты и доломитовые известняки с прожилками кальцита с тонкими прослоями органогенно-детритовых известняков . . . . . 15—20 *м*

2. Пятнистые, пятнисто-полосчатые серые и темно-серые органогенно-детритовые среднезернистые известняки с прожилками кальцита и доломитовые известняки . . . . . 65—70 „

3. Светло-серые, желтовато- и голубовато-серые плитчатые, иногда глинистые, тонкозернистые известковистые доломиты . . . . . 10—30 „

Общая мощность свиты 90—120 *м*.

В органогенно-детритовых известняках и доломитовых известняках содержатся трилобиты *Bergeroniaspis ornata* Lerm., *Bergeroniaspis kutorginorum* Lerm., *Binodaspis plana* Suv., *Solenopleurella bella* (Rjonsh.), *Jakutus quadriceps* (Rjonsh.) и брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm.

Барылайская свита

Серые, светло-серые, плитчатые тонкозернистые доломиты, доломитовые брекчии, содержащие прослои бледных желтовато-зеленовато-серых и голубовато-серых тонкоплитчатых мергелей, серых желтовато-серых мелкозернистых строматолитовых доломитов и серых и темно-серых плитчатых мелкозернистых оолитовых и пизолитовых доломитов со щелевидными пустотками выщелачивания; пятнисто-полосчатые коричневато-серые органогенно-детритовые известняки со стяжениями и прослойками кремня и серые, желтовато-серые плитчатые мелкозернистые доломитовые известняки.

Мощность свиты 105—220 *м*.

В барылайской свите содержатся редкие остатки трилобитов *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.) и *Pseudoeteraspis aldanensis* N. Tchern.

Севернее в бассейне нижнего течения р. Амги, за пределами освещаемой территории, барылайская свита согласно перекрывается породами более верхней части разреза, выделенными А. К. Бобровым под названием бердегестяхской и хомустахской свит.

Разрезы нижнего кембрия в бассейне среднего течения Алдана и Амги, изученные И. П. Бузиковым (1946), Н. Е. Чернышевой и Ю. К. Дзевановским (1951—1955), А. И. Никитиной и А. А. Сазоновым (1958), К. И. Малковым и В. М. Славиным (1963), С. П. Механошиным (1968), весьма сходны с вышеприведенным разрезом.

На Амгино-Туолбинском междуречье нижнекембрийские отложения, по данным Д. К. Горнштейна и О. Д. Севанько, относятся к алданскому и ленскому ярусам и расчленяются на следующие свиты.

Алданский ярус

Толбинская свита

Толбинская свита расчленяется авторами на четыре подсвиты: ченкиямскую, алексеевскую, чекурданскую и порохтахскую. Ченкиямскую, алексеевскую и чекурданскую подсвиты, сложенные кварц-полевошпатовыми песчаниками, мергелями и доломитами, представляется более правильным сопоставлять с дикиндинской свитой верхнего протерозоя, а разрез нижнего кембрия начинать с порохтахской подсвиты, которая хорошо сопоставляется с юдомской свитой по составу и мощности.

Порохтахская подсвита сложена доломитами светло-серыми, зеленовато-серыми и желтовато-серыми, плитчатыми, массивными и пористыми, с битумом и жидкой нефтью и мелкозернистыми с прослоями и линзами пелитоморфных доломитов и мергелей и пачками водорослевых доломитов; в доломитах содержатся прослои, линзы и гнезда гипса и ангидрита, линзы и стяжения кремня. Мощность 248—257 *м*.

Из органических остатков в верхах толбинской свиты отмечены водоросли (типа *Stratifera*), споры и обломки панцирей трилобитов (З. А. Журавлева, 1961 г.).

Пестроцветная свита

Вишнево-красные, бурые, розовато-зеленые и зеленовато-серые, плитчатые, тонко- и микрокристаллические глинистые доломиты и шоколадно-коричневые, лилово-

красные, голубовато-зеленые и зеленовато-серые, иногда огипсованные мергели, содержащие прослои светло-серых и серых массивных строматолитовых тонкозернистых доломитов.

Мощность свиты 140—160 *м*.

Ленский ярус

Эльгянская свита

Серые, зеленовато-серые и темно-серые плитчатые и массивные, иногда пористые и кавернозные мелкозернистые доломиты с редкими прослоями желтовато-зеленовато-серых плитчатых микрозернистых мергелей и единичным прослоем темно-серых массивных среднезернистых известняков в средней части свиты.

Мощность свиты 32 *м*.

Толбачанская свита

1. Светло-серые, пятнистые, желтовато-серые и темно-серые массивные со стяжениями кремня или окремненные пористые, часто битуминозные средне- и мелкозернистые доломиты, перемежающиеся с коричневато-серыми плитчатыми тонко- и мелкозернистыми мергелями и глинистыми доломитами . . . . 70 *м*
2. Серые, желтые, светло-серые и зеленовато-серые плитчатые и грубоплитчатые, иногда строматолитовые мелкозернистые доломиты, переслаивающиеся с коричнево-серыми, буровато-серыми, кремнистыми, часто кавернозными, плитчатыми тонко- и мелкозернистыми глинистыми доломитами, содержащие прослои гипса и ангидрита . . . . . 95 „
3. Желтовато- и зеленовато-серые плитчатые и массивные мелкозернистые доломиты с маломощными прослоями коричнево-серых и красновато-бурых плитчатых тонко- и микрозернистых глинистых доломитов и мергелей . . 75 „

Общая мощность свиты 240 *м*.

В породах свиты редко встречаются остатки трилобитов *Bulaiaspis* sp., *Bergeroniaspis* sp. и *Binodaspis* sp.

Олекминская свита

Коричневато-серые, темно-серые с прожилками кальцита пятнистые массивные и грубоплитчатые мелко- и среднезернистые известняки с прослоями зеленовато-серых и серых, иногда глинистых, грубоплитчатых мелкозернистых доломитовых известняков (в нижней части) и коричнево-серых строматолитовых и органогенно-детритовых мелко- и среднезернистых доломитовых и чистых известняков.

Мощность свиты 60 *м*.

В органогенно-детритовых известняках присутствуют обильные остатки трилобитов *Bergeroniaspis ornata* Lerm., *B. flerovae* Lerm., *Bergeroniellus divergens* Lerm. и др.; брахиопод *Kutorgina flerovae* Lerm. и *K. lenaica* Lerm.

Алдано-Майский прогиб

Алдано-Майский прогиб расположен в бассейне нижнего течения Амги и среднего течения Алдана. На востоке он примыкает к Юдомо-Майскому прогибу. В пределах прогиба кембрийские отложения несогласно залегают на размытой поверхности дислоцированных кристаллических пород фундамента и протерозойских осадочных отложениях и в свою очередь перекрываются мезозойскими песчано-сланцевыми породами.

Наиболее характерные разрезы изучались в бассейне нижнего течения Амги (опорная скважина Амга — Зерносовхоз) О. И. Некрасовой (1955), в бассейнах нижних течений рек Маи и Чабды В. А. Ярмолюком (1941) и Н. Е. Чернышевой (1955), в бассейне среднего и нижнего течения Юдомы Ю. К. Дзевановским, А. С. Кирилловым (1940) и Н. П. Суворовой (1960). По данным О. И. Некрасовой, разрез кембрийской толщи в районе нижнего течения Амги следующий:

Алданский ярус

1. Буровато-серые массивные окварцованные оолитовые или мелкозернистые доломиты с кристаллами гипса и ангидрита, часто переслаивающиеся с темно-серыми и зеленовато-серыми неяснослоистыми глинистыми и песчано-глинистыми сланцами (в верхней части) и светло-серыми, зеленовато-серыми массивными неравномернозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с галькой кварца (в нижней части слоя) . . . . . 39 *м*

2. Светло-серые, буровато-серые и пятнистые, иногда оолитовые, кавернозные плитчатые сильнобитуминозные тонкозернистые доломиты с многочисленными стилолитовыми швами, со стяжениями кальцита и ангидрита и черные мелкозернистые строматолитовые доломитовые известняки . . . . . 94 „

3. Зеленовато-серые, светло-серые и серые, часто оолитовые плитчатые и массивные мелко- и тонкозернистые доломиты и глинистые доломиты, переслаивающиеся с зеленовато-серыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и песчанистыми доломитами. Выше залегают зеленовато-серые и серые кавернозные мелкозернистые строматолитовые известковистые доломиты, содержащие серые плитчатые тонкозернистые песчанистые и глинистые доломиты, местами битуминозные с вкрапленностью ангидрита . . . . . 61 „

В средней части слоя доломиты содержат обломки археоциат.

Общая мощность 194 *м* [1].

Пестроцветная свита

1. Зеленовато-серые грубоплитчатые с глауконитом микрозернистые доломитовые известняки с тонкими и редкими прослоями зеленовато-серых плитчатых микрозернистых мергелей и прослоем буровато-серых тонкозернистых строматолитовых доломитов (в нижней части слоя). В пределах слоя встречена обильная фауна археоциат и хиолитов . . . . . 30 *м*

2. Зеленовато-серые, светло-серые и красновато-серые, грубоволнисто-слоистые, глауконитовые, иногда битуминозные микрозернистые доломитовые известняки . . . . . 69 „

3. Коричнево-красные, светло-серые массивные и плитчатые тонкозернистые глинистые доломитовые известняки, иногда брекчиевидные (в нижней части), содержащие прослои коричнево-красных и зеленовато-серых мергелей (в верхней части слоя). В породах слоя встречаются остатки *Triangulaspis* sp. . . . 94 „

Общая мощность свиты 193 *м*.

Ленский ярус

Иниканская свита

Темно-серые и черные плитчатые битуминозные окремнелые тонкозернистые глинистые известняки и мергели. В известняках и мергелях содержатся остатки трилобитов *Pagetiellus lenaicus* (Toll), *Pagetiellus tolli* Lerm., *Bergeroniellus* sp., *Protolenidae* . . . . . 60 *м*

Иниканской свитой заканчивается разрез отложений нижнего кембрия, которые выше перекрываются породами, содержащими фаунистические остатки среднего кембрия.

В нижнем течении р. Юдомы нижнекембрийские отложения залегают на верхнепротерозойских образованиях и, по наблюдениям В. А. Ярмолюка, имеют следующий разрез:

Алданский ярус

Свита 3

1. Серые, светло-серые, слабобитуминозные грубоплитчатые и массивные кавернозные, с асфальтом, микрозернистые известковистые доломиты, содержащие прослои серых тонкозернистых кварцевых песчаников в нижней части свиты.

Мощность свиты 260—270 *м*.

[1] Эта часть разреза отнесена О. И. Некрасовой к буякинской свите. — *Прим. ред.*

Свита 4

2. Зеленовато-серые, красные и фиолетовые слоистые микрозернистые глинистые известняки и мергели.

В породах свиты многочисленные остатки гастропод и хиолитов.

Мощность свиты 60—80 *м*.

Ленский ярус

Свита 5

3. Черные глинистые сланцы, переслаивающиеся с темно-серыми плитчатыми битуминозными мелкозернистыми известняками и черными кремнистыми тонкоплитчатыми сланцами.

Здесь присутствуют остатки трилобитов *Lermontovia dzevanovskii* (L e r m.), *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *P. tolli* (L e r m.) и брахиопод *Bolsfordia caelata* (H a l l), *Acrothele* sp.

Мощность свиты 30—40 *м*.

Выше по разрезу свита 5 перекрывается среднекембрийскими отложениями.

Н. П. Суворовой в бассейне нижнего течения Юдомы и Маи составлен разрез кембрийских отложений, собраны и определены многочисленные остатки фауны, позволившие уточнить ряд вопросов, касающихся сопоставления разрезов кембрийских отложений Алдано-Майского прогиба и северного склона Алданского щита.

По данным Н. П. Суворовой (1960), разрез нижнекембрийских отложений в бассейне нижнего течения Юдомы и Маи следующий:

Алданский ярус

Пестроцветная свита

1. Черные и темно-серые пелитоморфные плитчатые мелкозернистые известняки . . . . . 2—6 *м*
2. Серые, зеленовато-серые афанитовые известняки с глауконитом . 4—6 „
3. Темно-серые пелитоморфные среднеплитчатые известняки с фаунистическими остатками *Pagetiellus lenaicus* (T o l l), *P. tolli* L e r m., *Judomia* sp., *Kootenia* sp., *Tumulina* sp. . . . . 5—6 „
4. Буровато-серые плитчатые комковатые известняки, переслаивающиеся с буровато-серыми тонкоплитчатыми известково-глинистыми сланцами . . 0,6 „

Видимая мощность свиты 12—18 *м*.

Ленский ярус

Иниканская свита

1. Переслаивание окремненных темно-серых и черных комковатых плитчатых мелкозернистых известняков и тонкоплитчатых афанитовых битуминозных известково-глинистых сланцев с фауной трилобитов *Pagetiellus tolli* L e r m., *Bergeroniellus* sp. и брахиопод *Botsfordia caelata* (H a l l) 0,5—2,0 *м*
2. Черные плитчатые битуминозные известково-глинистые сланцы с прослоями и линзами окремненных известняков в нижней части и черных темно-серых плитчатых средне- и крупнозернистых известняков в верхней части слоя . . . . . 1,5—3,0 „

Среди пород слоя наблюдаются остатки трилобитов *Bergeroniellus asiaticus* L e r m.

3. Темно-серые и черные плитчатые средне- и крупнозернистые известняки с прослоем тонкоплитчатых афанитовых битуминозных известково-глинистых сланцев в верхней части слоя и многочисленными остатками трилобитов *Bergeroniellus expansus* L e r m . . . . . 2,5—4,0 „
4. Переслаивание черных и темно-серых плитчатых афанитовых известняков, окремненных известняков, плитчатых средне- и крупнозернистых известняков и черных тонкоплитчатых битуминозных известково-глинистых сланцев и мергелей . . . . . 12,5—16 „

Видимая мощность свиты 17—25 *м*.

В породах свиты наблюдаются многочисленные остатки трилобитов *Inikanella* sp., *Lermontovia dzevanovskii* (L e r m.), *Binodaspis* sp., *Kootenia* sp., *Pagetia* cf. *ferox* (L e r m.) и редко *Bergeroniellus expansus* (L e r m.).

Иниканской свитой заканчивается разрез карбонатно-терригенных отложений нижнего отдела. Выше по разрезу без перерыва в осадконакоплении они перекрываются образованиями среднего кембрия. Н. П. Суворова на основании изучения фауны приходит к выводу, что в составе иниканской свиты присутствуют осадки всех биостратиграфических горизонтов ленского яруса р. Лены, а между алданским и ленским ярусами предполагается стратиграфическое несогласие.

Учуро-Майский прогиб

Учуро-Майский прогиб располагается в пределах Тимптоно-Учурского и отчасти Учуро-Майского междуречий. Здесь распространены только отложения нижнего отдела кембрийской системы, залегающие или на сложнодислоцированных архейских метаморфических породах, или на горизонтальнолежащих протерозойских образованиях. Местами они перекрыты юрскими континентальными песчано-сланцевыми отложениями.

Разрез нижнекембрийских отложений этой части Алданского щита изучался Ю. К. Дзевановским и З. Г. Ушаковой (1952), И. М. Фрумкиным (1960), В. А. Мокроусовым (1964), Н. С. Телегой (1964). Все разрезы, составленные указанными исследователями, показывают, что состав нижнекембрийской толщи здесь весьма постоянный. Отличие заключается лишь в вариации мощности и некоторых второстепенных особенностей той или иной части разреза (различные соотношения в содержании терригенных примесей, вторичных минеральных образований, битуминозности, пиритизации, окремнении).

Обобщенный разрез кембрийских отложений в бассейнах нижних течений Гыныма и Гонама, по В. А. Мокроусову, следующий:

Алданский ярус

Юдомская свита

1. Буровато-серые и серые плитчатые и массивные разнозернистые кварц-полевошпатовые песчаники с линзами серых массивных мелкозернистых глинистых доломитов и бурых мелкозернистых глинистых сланцев — 2—3 *м*
2. Серые, светло-серые и зеленовато-серые плитчатые пелитоморфные песчанистые и песчано-глинистые доломиты . . . . . — 28—37 „
3. Светло-серые, желтовато- и зеленовато-серые плитчатые, грубоплитчатые и массивные, иногда с глауконитом, часто битуминозные мелкозернистые доломиты с редкими прослоями серых и зеленовато-серых массивных известковистых доломитов; серых и буровато-серых плитчатых мергелей и глинистых доломитов и серых строматолитовых доломитов со стяжениями кремня . . . . . — 150—205 „

Суммарная мощность свиты 180—245 *м*.

Пестроцветная свита

1. Красные, вишнево-красные, шоколадно-коричневые тонкоплитчатые мергели, перемежающиеся с пятнистыми и серыми массивными и плитчатыми мелкозернистыми доломитами и красно-бурыми плитчатыми тонкозернистыми глинистыми доломитами (рис. 22) . . . . . — 70—110 *м*

Фауна здесь представлена (определения В. И. Коршунова) археоциатами *Archaeolynthus polaris* V o l o g d., *Okulitchicyathus disciformis* V o l o g d., *Ajacicyathus tkatschenkovi* V o l o g d., *Nochoroicyathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Cambrocyathellus tschuranicus* V o l o g d. и *Hyolithes*. Вместе с ними встречаются водоросли *Renaleis* sp.

Ленский ярус

Тумулдурская свита

1. Светло-серые, серые и темно-серые массивные и толстоплитчатые мелкозернистые доломиты с прослоями серых, буровато-серых плитчатых тонкозернистых глинистых доломитов со стяжениями и линзами кремня 35—40 *м*

2. Светло-серые, желтовато- и зеленовато-серые плитчатые мелкозернистые доломиты с частыми прослоями сиреневых, шоколадно-коричневых и вишнево-красных, иногда зеленых, тонкоплитчатых мергелей и буровато-серых мелкозернистых строматолитовых доломитов и серых, зеленовато-серых плитчатых и массивных тонко- и мелкозернистых известковистых доломитов со стяжениями кремня . . . . . 145—195 „

Общая мощность тумулдурской свиты 180—240 *м*.

Фаунистические остатки в породах тумулдурской свиты не найдены.

Березовский прогиб

Березовский прогиб расположен на северном склоне Алданского щита в бассейне нижнего течения Чары и Олекмы. Кембрийские отложения, выполняющие прогиб, представлены всеми тремя отделами.

По сравнению с вышеописанными разрезами других районов здесь наблюдается возрастание мощности свит и значительные изменения фациального состава — появление в разрезе мощных соленосных и гипсоносных толщ.

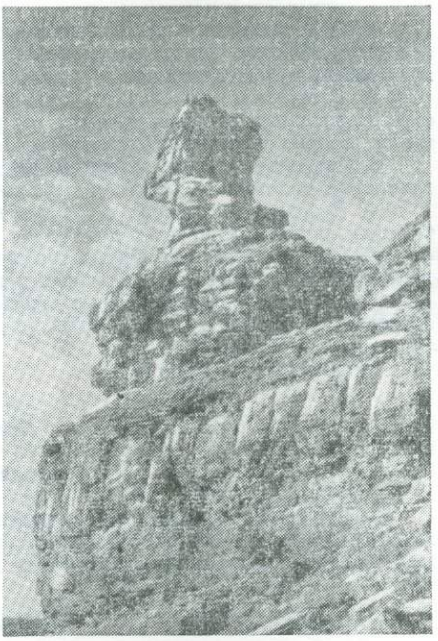


Рис. 22. Выходы пород пестроцветной свиты. Водораздел рек Алгама — Гонам. Фото Н. М. Язкова

Кембрийские отложения Березовского прогиба залегают на весьма близких по составу и степени метаморфизма также платформенных образованиях верхнего протерозоя и перекрываются на относительно небольшой площади образованиями ордовика и юры.

Наиболее характерные разрезы толщи, помещаемые ниже, получены в результате исследований И. Л. Воздвиженского (1958), А. К. Боброва (1960), З. А. Журавлевой и др. (1961) в бассейне нижнего течения р. Наманы; К. И. Малкова и И. М. Касимова (1957) — в бассейне нижнего течения Чары и Олекмы; К. И. Малкова и П. М. Охлопкова (1969) — в бассейне верхнего течения Дикимды и Туолбы; А. И. Ушакова — в бассейне среднего течения Лены вблизи устья р. Бирюка (1959).

По И. Л. Воздвиженскому, разрез кембрийской толщи в бассейне нижнего течения р. Наманы начинается с толбинской свиты, расчлененной им на четыре подсвиты: чекурданскую, алексеевскую, ченкиямскую и порохтахскую. Все подсвиты, по мнению И. Л. Воздвиженского, относятся к нижнему кембрию. А. К. Бобров считает данные отложения верхнепротерозойскими, а свиту рассматривает в качестве серии. З. А. Журавлева на основании изучения присутствующих здесь проблематических остатков относит порохтахскую подсвиту к нижнему кем-

брию, остальные к верхнему протерозою. Нам представляется последняя точка зрения более правильной, чем предыдущие.

Алданский ярус

Толбинская свита

Порохтахская подсвита

1. Серые, светло-серые и коричнево-серые плитчатые мелко- и неравномернозернистые доломиты и строматолитовые доломиты с включениями и мелкими линзами гипса и ангидрита . . . . . 58 *м*
2. Серые и светло-серые плитчатые мелкозернистые сильнопесчанистые доломиты с прослоем строматолитовых доломитов . . . . . 44 „
3. Светло-серые, желтовато- и зеленовато-серые и коричневато-серые грубоплитчатые доломиты и строматолитовые доломиты с редкими прослоями серых и буровато-серых битуминозных плитчатых мелкозернистых глинистых доломитов со стяжениями кремня, с включениями гипса и ангидрита . . 358 „

Мощность подсвиты 460 *м*.

Пестроцветная свита

1. Переслаивание красных, вишнево-красных, зеленых, зеленовато-серых и пестроокрашенных плитчатых мергелей и глинистых доломитов с линзами и включениями кристаллов гипса и ангидрита . . . . . 30 *м*
2. Бесцветная, прозрачная, оранжевая и серая разнозернистая каменная соль с прослоями голубовато-серых и серых массивных мелкозернистых доломитов и пестрых плитчатых мергелей с редкими гнездами каменной соли . . 30 „
3. Красновато-серые, зеленые и зеленовато-серые плитчатые тонкозернистые глинистые доломиты и мергели с редкими гнездами каменной соли . . . 25 „
4. Розовая, оранжевая и бесцветная каменная соль с многочисленными тонкими линзами глинистых доломитов и мергелей . . . . . 10 „
5. Вишнево-красные, бурые, розовые и серые плитчатые тонкозернистые доломиты, глинистые доломиты и мергели . . . . . 68 „
6. Зеленовато-серые и серые грубоплитчатые тонкозернистые доломиты с прослоями бурых, буровато-серых, розовых и вишнево-красных глинистых доломитов и мергелей . . . . . 62 „

Мощность свиты 225 *м*.

Ленский ярус

Эльгянская свита

Коричнево-серые плитчатые и массивные, иногда пористые и битуминозные тонкозернистые доломиты, с частыми прослоями серых и темно-серых мелкозернистых строматолитовых доломитов и известковистых доломитов . . . 43 *м*

Толбачанская свита

1. Красно-бурые, зеленовато- и голубовато-серые плитчатые и массивные глинистые доломиты с линзами гипса и ангидрита, с прослоями коричнево-серых и серых грубоплитчатых мелкозернистых доломитов в средней части пачки и буровато-серых плитчатых тонкозернистых глинистых известняков в основании пачки . . . . . 106 *м*
2. Бурые, коричнево-серые и зеленовато-серые плитчатые и массивные частью пиритизированные мелко- и тонкозернистые доломиты и глинистые доломиты с линзами серого гипса и прослоями серой и оранжевой прозрачной каменной соли в основании пачки. В доломитах, по данным Н. П. Суворовой, присутствуют трилобиты *Bulaiaspis* sp. и *Bergeroniaspis* sp. . . . . 60 „
3. Серая, розовато-оранжевая и бесцветная, прозрачная разнозернистая каменная соль с прослоями серых, коричневых и зеленовато-серых плитчатых тонко- и мелкозернистых доломитов, буровато-серых плитчатых глинистых доломитов . . . . . 140 „
4. Светло-серые, коричневато-серые и серые плитчатые и массивные тонкозернистые доломиты с прослоем коричнево-серых и буровато-серых плитчатых мелко- и тонкозернистых глинистых доломитов . . . . . 51 „

Мощность свиты 357 *м*.

Олекминская свита

1. Серые, коричневые и коричнево-серые пятнистые плитчатые мелкозернистые доломитовые известняки, часто строматолитовые (в нижней части), и коричнево-серые, темно-серые массивные мелкозернистые органогенно-детритовые известняки иногда с тонкими прослоями коричнево-серых плитчатых микрозернистых глинистых известняков (в средней и верхней частях разреза свиты) . . . . . 98 *м*

Среди органогенно-детритовых известняков встречается обильная фауна: трилобиты *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *B. ornata* Lerm., *Olekmaspis bobrovi* Suv., *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *Jakutus quadriceps* (Rjonsn.), *Solenopleurella* cf. *bella* (Rjonsn.), *Bergeroniellus* sp. и др.; брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm., *K. flerovae* Lerm. и моллюски *Hyolithes* sp.

Чарская свита

1. Светло-серые, желтовато- и буровато-серые грубослоистые тонко- и мелкозернистые доломиты с прослоями светло-серых и коричневых, иногда оолитовых и строматолитовых мелкозернистых известняков, коричневато-серой пятнистой сильно окремненной брекчии и линзами ангидрита и кремня 105 „

2. Серые, коричневато-серые и темно-серые мелко- и тонкозернистые органогенно-детритовые доломитовые известняки и их брекчии, переслаивающиеся с серыми, желтовато-серыми плитчатыми тонко- и мелкозернистыми доломитами (в нижней части) с прослоями буровато-серых и коричневатых плитчатых тонкокристаллических глинистых доломитов (в средней части) и темно-серого тонкозернистого сильно окремненного строматолитового известняка (в верхней части пачки) . . . . . 120 „

Мощность свиты 225 *м*.

В органогенно-детритовых известняках встречены окаменелости *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *Pseudoeteraspis aldanensis* N. Tchern. и *Namanoia* sp.

В бассейнах нижних течений Чары и Олекмы верхняя часть разреза нижнекембрийских отложений, по данным К. И. Малкова и К. М. Касимова, представлена олекминской и чарской свитами, нижние части разреза не обнажены.

Ленский ярус

Олекминская свита

1. Коричнево-серые плитчатые, часто пятнистые, иногда онколитовые тонкозернистые и органогенно-детритовые с прожилками кальцита известняки и доломитовые известняки, с редкими прослоями светло-серых и желтовато-серых грубоплитчатых мелкозернистых доломитов (в нижней части) и прослоем светло-серых плитчатых тонкозернистых доломитов (в верхней части слоя) . . 90 *м*.

В известняках содержатся трилобиты *Bergeroniaspis divergens* Lerm., *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *B.* sp., *Olekmaspis bobrovi* Suv., *Solenopleurella* sp., *S. bella* (Rjonsn.) и брахиоподы *Kutorgina lenaica* Lerm. и *K. flerovae* Lerm.

Чарская свита

1. Коричнево-серые, реже серые, пятнистые массивные мелко- и тонкозернистые доломитовые известняки и строматолитовые известняки с прослоями белых, желтовато-серых и светло-серых тонкозернистых доломитов. В пределах пачки вышеперечисленные породы переходят по простиранию в различного рода известково-доломитовые брекчии . . . . . 80 *м*

2. Коричнево-серые битуминозные массивные и плитчатые тонкозернистые строматолитовые известняки, перемежающиеся со светло-серыми плитчатыми мелкозернистыми доломитами с округлыми стяжениями кремня в нижней части и коричнево-серыми известняками с очень тонкими прослоями светло-серых доломитов с редкими конкрециями кремня в верхней части пачки . . . 36 „

3. Красные, вишнево-красные, шоколадно-коричневые, темно-зеленые, зеленовато-серые и пестрые глинистые сланцы и мергели с прослоями пестрых красновато- и зеленовато-серых плитчатых мелкозернистых доломитов и известковистых доломитов . . . . . 12 „

4. Переслаивание белых и светло-серых, кавернозных массивных и плитчатых пелитоморфных со стяжениями кремня доломитов с коричнево-серыми и серыми массивными и плитчатыми мелко- и тонкозернистыми известняками . 15 „

5. Пятнисто-полосчатые массивные мелко- и тонкозернистые доломитовые известняки . . . . . 15 „

Мощность свиты 158 *м*.

Из органических остатков в свите встречены трилобиты *Namanoia namanensis* Lerm., *N.* sp., *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *Pseudoeteraspis* sp. и брахиоподы *Kutorgina flerovae* Lerm.

Еще далее на восток в бассейнах верхних течений Дикинды и Туолбы (по материалам К. И. Малкова и П. И. Охлопкова) развиты только нижнекембрийские отложения, имеющие следующий разрез:

Алданский ярус

Толбинская свита

Порохтахская подсвита

1. Серые, коричневато-серые, темно-серые плитчатые тонко- и мелкозернистые доломиты и строматолитовые доломиты, сильно окремненные, с битуминозным запахом . . . . . 40—50 *м*

2. Зеленовато-серые и серые плитчатые мелкозернистые доломиты, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и зелеными тонкоплитчатыми, тонкозернистыми глинистыми доломитами и доломитовыми известняками (в нижней части); серые толстоплитчатые мелкозернистые доломитовые известняки и доломиты с редкими прослоями пестроцветных тонкоплитчатых мергелей . . . . . 60—100 „

Мощность подсвиты 100—150 *м*.

Мощность толбинской свиты 240—290 *м*.

Пестроцветная свита

1. Переслаивание серых и светло-серых доломитов и оолитовых доломитовых известняков с вишнево-красными, коричневыми и зелеными мергелями . . . . . 30—50 *м*

2. Светло-серые, голубовато-серые, зеленые и бледно-розовые глинистые доломиты, переслаивающиеся с красными, оранжево-красными и вишнево-красными мергелями . . . . . 50—70 „

Мощность свиты, уменьшаясь с запада на восток, составляет 80—120 *м*.

Ленский ярус

Эльгянская свита

1. Серые и темно-серые плитчатые и массивные пелитоморфные доломиты и известковистые доломиты . . . . . 20 *м*

2. Серые и темно-серые массивные и грубоплитчатые битуминозные тонкозернистые доломиты, в которых найдены обломки трилобитов *Bergeroniellus* sp. и *Bergeroniaspis* sp. . . . . 20 „

Мощность свиты 40 *м*.

Толбачанская свита

1. Серые, зеленовато- и желтовато-серые плитчатые тонкозернистые доломиты и известковистые доломиты, образующие основной фон свиты, с прослоями коричнево-серых плитчатых мелкозернистых известняков и зеленых, красных и бурых тонкоплитчатых мергелей и глинистых известняков. В породах свиты обнаружены остатки *Bulaiaspis peleduica* Rep. . . . . 150 *м*

Полная мощность отложений свиты неизвестна, так как в районе ими венчается разрез кембрийских отложений и верхняя часть свиты эродирована.

Юдомо-Майский прогиб

Совершенно обособленное место среди нижнекембрийских толщ, развитых в Южной Якутии, занимают нижнекембрийские отложения в Юдомо-Майском прогибе. Они резко отличаются от одновозрастных

отложений литологическим составом, мощностью, характером дислокации. Юдомо-Майский прогиб расположен на востоке Алданского щита в бассейне Маи и Юдомы.

Наиболее характерные разрезы нижнего кембрия были изучены Ю. К. Дзевановским (1937), Е. С. Бобиным (1939), В. А. Самозванцевым (1964), А. Г. Лосевым и В. Н. Стельмаховым (1970).

Обобщенный разрез нижнекембрийских отложений бассейна Юдомы следующий:

Алданский ярус

Юдомская свита

1. Бурые и серые гравелиты (гравий состоит из кварца и полевых шпатов, в цементе разнозернистый кварцевый песчаник)	10 *м*
2. Светло-серые плитчатые микрозернистые доломиты	10 „
3. Черные и темно-серые окремненные с желваками кремня тонкозернистые доломиты	15 „
4. Розовые мелкозернистые онколитовые доломиты, содержащие остатки *Vermiculites anfractus* Z. Zhur. и *Nubecularites uniformis*	65 „
5. Бурые, серые и темно-серые кварцевые гравелиты и разнозернистые гравелистые песчаники	40 „
6. Розовые онколитовые доломиты с остатками *Vermiculites anfractus* Z. Zhur.	50 „
7. Бурые и серые гравелистые кварцевые песчаники	40 „
8. Бурые и серые олигомиктовые кварцевые песчано-глинистые сланцы	20 „
9. Серые и бурые средне- и мелкозернистые массивные олигомиктовые кварцевые песчаники	45 „
10. Серые, розовые и белые плитчатые тонко- и мелкозернистые доломиты с прослоями белых крупнокристаллических их разностей	300 „

Мощность свиты 600 *м*.

Катаграфии из онколитовых доломитов (определение З. А. Журавлевой, 1960) юдомской свиты могут быть сопоставлены с аналогичными образованиями порохтахской подсвиты толбинской свиты Березовского прогиба.

Благодаря интенсивному проявлению разрывной тектоники непрерывный разрез можно составить только в пределах отдельных блоков, при этом значительные части разреза не обнажаются на поверхности. Так, на правобережье Юдомы не обнажаются верхние горизонты алданского яруса — пестроцветная свита, поэтому описание ее в данном очерке не приводится, хотя в разрезе кембрия она безусловно присутствует. Это утверждение основано на том, что там, где обнажается непрерывный разрез нижнего кембрия, пестроцветная свита всюду подстилает отложения иниканской свиты, поэтому нет никаких оснований предполагать выпадение ее из разреза нижнего кембрия в данном районе.

Ленский ярус

Иниканская свита

1. Черные плитчатые афанитовые углисто-кремнистые сланцы с редкими прослоями черных плитчатых тонкозернистых битуминозных песчано-глинистых сланцев. Мощность свиты 200 *м*.

По данным В. А. Самозванцева (1964), в породах иниканской свиты в бассейне р. Горби присутствуют остатки трилобитов *Bergeroniellus asiaticus* Lerm,, *Lermontovia dzevanovskii* (Lerm.), *Neopagetina* sp., *Kootenia* sp. и брахиопод *Botsfordia caelata* (Holl), *Obolella* sp. и др. (определения Н. В. Покровской и Н. И. Суворовой). Отложения иниканской свиты отмечаются в очень узких локальных блоках, имеют тектонические контакты с вмещающими их толщами и лишь изредка перекрываются отложениями среднего отдела.

Рассмотренные выше разрезы нижнего кембрия Южной Якутии показывают, что есть много общих признаков, позволяющих коррелировать отдельные разрезы между собой. Наиболее характерны следующие корреляционные признаки: а) характер взаимоотношений между нижнекембрийскими образованиями и более древними подстилающими толщами; б) наличие маркирующих горизонтов, сохраняющих свой литологический состав на значительных площадях; в) идентичная палеонтологическая характеристика отдельных частей разреза.

Для сопоставления и корреляции рассмотренных выше разрезов нижнекембрийских образований в качестве эталонного разреза принят обобщенный биостратиграфический разрез кембрийских образований Сибирской платформы, к которому и производится их привязка.

Алданскому ярусу во всех разрезах отвечают юдомская свита и ее аналоги (верхи толбинской свиты) и пестроцветная свита. К ленскому ярусу относятся все остальные части разреза нижнего кембрия.

За базальный горизонт кембрийских отложений принимается нижний горизонт юдомской свиты.

Этот горизонт прослеживается на всей площади распространения нижнекембрийских пород. Отмечаются незначительное изменение его мощности и некоторая вариация состава, что связано с пространственным положением разреза в той или иной тектонической структуре. Данный горизонт мощностью от 0,1 до 45 *м* образован кластическими породами — брекчиями, конгломерато-брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками и песчано-карбонатными, глинисто-песчано-карбонатными, глинистыми сланцами — в нижней части, глинистыми, песчанистыми, глинисто-песчанистыми доломитами — в верхней части разреза. В пределах центральной части Алданского щита (в бассейнах среднего течения Алдана и верхнего течения Амги) он залегает с угловым несогласием на архейских метаморфических образованиях фундамента. Без существенных изменений этот горизонт прослеживается на большей части северного склона Алданского щита (в бассейнах верхних и средних течений рек Амги и Туолбы).

В бассейне среднего течения Лены на границе с Березовским прогибом и в пределах последнего породы данного горизонта без углового несогласия залегают на терригенно-карбонатных верхнепротерозойских отложениях. Северо-восточнее, в пределах Амгино-Алдано-Майского междуречья, базальный горизонт мощностью 35—45 *м* залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на архейских кристаллических образованиях. Он же в бассейнах нижних течений Маи и Учура несогласно залегает на верхнепротерозойских платформенных терригенно-карбонатных осадочных толщах учурской и майской серий.

Выше базального горизонта залегает достаточно мощная толща светлоокрашенных пород доломитового состава, среди которых редко встречаются маломощные прослои серых, зеленовато-серых и буровато-серых глинистых, редко песчанистых их разностей. Последние отмечаются на северо-западном и северо-восточном склонах Алданского щита. В доломитах и глинистых доломитах верхней части юдомской свиты присутствуют редкие остатки хиолитов и археоциат плохой сохранности. Мощность доломитовой толщи в пределах Южной Якутии изменяется от 150 до 210 *м*, с тенденцией увеличения ее в областях прогибов, где она достигает 350 *м* и более.

Вторым маркирующим горизонтом можно считать пестроцветную свиту, сложенную красноцветными глинистыми, карбонатно-глинистыми и глинисто-карбонатными породами с обильными остатками хиолитов, археоциат и трилобитов. Этот фациально устойчивый горизонт мощностью 40—225 *м*, устанавливается во всех изученных разрезах, где об-

нажается нижняя часть нижнекембрийской толщи. Здесь отмечается та же закономерность — постепенное увеличение мощности свиты в прогибах. В бассейне Олекмы и Приленском районе пестроцветная свита характеризуется широким развитием гипса, ангидрита, каменной соли.

Толща карбонатных пород, располагающаяся над пестроцветной свитой, достаточно разнообразна по литологическому составу, окраске и структурно-текстурные особенностям. Свиты, образующие эту толщу, известные под различными названиями, содержат большое количество окаменелостей, определяющих их возраст, что в известной мере исключает субъективизм при корреляции разрезов различных частей Южной Якутии.

Непосредственно выше пестроцветной свиты согласно залегают светло-серые, серые, иногда темно-серые с желтыми, зелеными и коричневыми оттенками доломиты, с редкими прослоями зеленовато-серых и бурых глинистых доломитов и мергелей. Здесь найдены остатки трилобитов зоны Bergeroniellus asiaticus.

В центральной части Алданского щита и его северного склона эта свита именуется тумулдурской. В северо-западной части северного склона щита аналогичные породы с остатками трилобитов зоны Bergeroniellus asiaticus входят в состав двух свит — эльгянской и нижней и средней частей талбачанской. Эльгянская свита является возрастным аналогом нижней подсвиты тумулдурской свиты. Верхние доломитовые и глинисто-карбонатные слои толбачанской свиты, содержащие мощные прослои гипса, ангидрита, каменной соли и красных, бурых и сиреневых мергелей с фауной трилобитов зоны Bulaiaspis, вероятно, могут быть сопоставлены с унгелинской свитой Алдано-Амгинского междуречья.

На породах унгелинской свиты залегает толща карбонатных пород с обильной фауной зоны Bergeroniaspis Tungusella. Этот фациально устойчивый горизонт наблюдается во всех цитируемых разрезах под названием олекминской или куторгиновой свиты.

Наиболее высокие части разреза нижнего кембрия, залегающие согласно на известняках куторгиновой свиты, известны в северо-восточной части северного склона Алданского щита под названием барылайской свиты. Породы этой свиты бедны окаменелостями и среди них известны лишь остатки трилобитов — *Parapoliella obrutchevi* (L e r m.) и *Pseudoeteraspis aldanensis* N. T c h e r n. (трилобиты зоны Pseudoeteraspis). Возрастным аналогом барылайской свиты в Березовском прогибе являются породы чарской свиты с фауной трилобитов зоны Pseudoeteraspis.

В Юдомо-Майском прогибе ленский ярус представлен одной иниканской свитой, содержащей фауну этого яруса.

Песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные отложения мощностью 600 *м*, известные на хребте Сетте-Дабан, отнесены В. А. Самозванцевым, А. Г. Лосевым и др. к юдомской свите алданского яруса на основании сходства микропроблематических остатков с известными в юдомской свите Березовского прогиба (*Vermiculites anfractus* Z. Z h u r. и *Nubecularites uniformis* Z. Z h u r.). Все они приурочены к верхней и средней частям толщи. Не исключено, что нижняя часть разреза мощностью 35 *м* может быть отнесена к верхнему протерозою, как это делают Ф. Г. Марков и Ю. С. Нахабцев (1970).

Корреляция разрезов изображена на прилож. III.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Среднекембрийские отложения в Южной Якутии занимают небольшие площади в северо-западной и северо-восточной частях территории и относятся к амгинскому и майскому ярусам. При изучении среднекембрийских отложений в восточных районах Алданского щита Ю. К. Дзевановский (1941), В. А. Ярмолюк (1964, 1966), Н. В. Покровская (1960) и др. считали, что здесь средний кембрий залегает несогласно на размытой поверхности нижнекембрийских отложений.

Черные сланцы иниканской свиты сопоставлялись ими с тумулдурской свитой. Предполагалось, что остальная часть разреза ленского яруса (унгелинская, куторгиновая и барылайская свиты) здесь отсутствует. Локальные размывы, наблюдаемые в верхней части разреза иниканской свиты, принимались за региональные.

Все это позволяло предполагать наличие несогласия между нижним и средним кембрием. Позже О. И. Некрасова, Н. П. Суворова и Н. Е. Чернышева на основании изучения многочисленных фаунистических остатков из отложений нижнего и среднего кембрия пришли к выводу, что нижнекембрийские и среднекембрийские отложения залегают согласно, а подстилающая средний кембрий иниканская свита является стратиграфическим аналогом тумулдурской, унгелинской, куторгиновой и барылайской свит, т. е. соответствует всему ленскому ярусу.

В Березовской впадине к среднему кембрию условно отнесена немая толща карбонатных пород (метегерская, или подкрасноцветная, свита), несогласно перекрывающаяся верхоленской свитой. Соотношение ее с подстилающими породами неясное. Известно лишь, что она всегда залегает на породах чарской свиты. Таким образом, вопрос о соотношении нижнего и среднего кембрия продолжает оставаться дискуссионным. В различных частях освещаемой территории разрозненные выходы отложений среднего кембрия отличаются друг от друга по составу, литолого-фациальным особенностям и мощности. Поэтому описание их дается по отдельным районам.

Северный склон Алданского щита

Наиболее полный разрез среднекембрийских отложений изучен в бассейне среднего течения Амги И. П. Бузиковым (1947) и Н. Е. Чернышевой (1961), где описан стратотип амгинского яруса.

По данным Н. Е. Чернышевой, послойный разрез этих отложений следующий:

Амгинский ярус

Амгинская свита

1. Светло-серые и желтовато-серые неясно слоистые мелкозернистые известняки с прослоями и линзами светло-серых доломитизированных известняков, в которых найдены трилобиты *Schistocephalus antiquus* N. Tchern., *Chondranomocare bidjensis* var. *orientalis* N. Tchern., *Kootenia ontoensis* N. Tchern.	14 *м*
2. Желтовато-серые мелкозернистые оолитовые известняки	2 „
3. Светло-серые с желтовато-коричневым оттенком массивные микрозернистые известняки с редкими органическими остатками	18 „
4. Белые органогенно-детритовые, местами рифовые известняки с многочисленными и разнообразными остатками трилобитов *Schistocephalus antiquus* N. Tchern., *Amgaspis medius* N. Tchern., *Kootenia mutabilis* N. Tchern. и др.	40 „
5. Коричнево-серые, иногда рифовые мелкозернистые известняки с остатками трилобитов *Proasaphiscus sibiricus* N. Tchern., *Kootenia siberica* Lerm. и др.	25 „

6. Коричневые мелкозернистые органогенно-детритовые известняки с многочисленными остатками трилобитов *Schistocephalus enigmaticus* Lerm., *Chondragraulos granulatus* N. Tchern., *Ch. (Antagmopleura) flerovae* Lerm., *Chondranomocare eminens* N. Tchern. и др. . . . . 22 „

7. Серые массивные и плитчатые мелкозернистые известняки с крупными жеодами кальцита; линзы органогенно-детритовых известняков с редкими остатками трилобитов тех же видов, что и в слое 6 . . . . . 50 „

8. Коричнево-серые органогенно-детритовые мелкозернистые известняки с обильной фауной трилобитов *Pseudanomocarina aojiformis* N. Tchern., *Schistocephalus juvenis* N. Tchern., *Amgaspis rudis* N. Tchern., *Kootenia amgensis* N. Tchern., *Solenopleura recta* N. Tchern., *Olenoides optimus* Laz., *Peronopsis fallax* (Linrs.), тонко переслаивающиеся с серыми массивными мелкозернистыми известняками, не содержащими фауны . . . . . 60 „

9. Светло-серые массивные плитчатые мелкозернистые известняки с трещинами, выполненными твердым битумом, с редкой фауной трилобитов, аналогичных встреченным в слое 8 . . . . . 23 „

10. Светло-серые массивные, в верхней части слоистые мелкозернистые известняки с прослоями серых оолитовых известняков, с редкими остатками трилобитов *Pseudanomocarina plana* N. Tchern и др. . . . . 40 „

Мощность свиты 294 *м*.

Породы амгинской свиты согласно залегают на нижнекембрийских отложениях и согласно перекрываются танхайской свитой, не содержащей фауны, условно отнесенной к майскому ярусу.

Несколько юго-восточнее, в бассейне среднего течения Алдана (от устья р. Белькачи до устья р. Мили), к среднему кембрию относят мощную толщу карбонатных и глинисто-карбонатных пород нельгакинской и устьмильской свит.

Нельгакинская свита

В бассейне среднего течения р. Алдана вблизи р. Нельгаки, по данным Н. Е. Чернышевой (1961), на отложениях иниканской свиты с неясным контактом залегают породы нельгакинской свиты, представленные переслаивающимися зеленовато-серыми плитчатыми мелкозернистыми известняками и глинистыми известняками, с прослоями бурых и зеленых плитчатых микрозернистых мергелей мощностью 240 *м*.

В верхней части свиты найдены остатки трилобитов *Peronopsis* ex gr. *fallax* (Linrs) и *Chondranomocare* sp. По мнению Н. Е. Чернышевой, эти отложения могут быть параллелизованы с низами амгинского яруса.

Устьмильская свита

Ниже по течению р. Алдана от устья р. Нельгаки (Чернышева, 1961) нельгакинская свита согласно перекрывается устьмильской свитой, разрез которой приводится ниже:

1. Светло-серые и белые массивные строматолитовые известняки с крупными линзами доломитизированных известняков; плитчатые, средне- и мелкозернистые известняки с линзами и тонкими прослоями серых и зеленовато-серых плитчатых мелкозернистых глинистых известняков и мергелей, количество которых уменьшается вверх по разрезу . . . . . 800 *м*

2. Белые и светло-серые плитчатые мелкозернистые известняки, с прослоями строматолитовых массивных известняков и редко серых и зеленовато-серых тонкоплитчатых мелкозернистых глинистых известняков с остатками трилобитов *Solenopleura aldanensis* N. Tchern. msc . . . . . 600 „

Мощность свиты 1400 *м*[1].

Породами устьмильской свиты заканчивается разрез отложений среднего кембрия северного склона Алданского щита. Более высокие горизонты среднекембрийских отложений отмечаются севернее в бассейнах нижних течений Амги, Маи, Чабды и Юдомы.

---

[1] Мощность свиты, вероятно, очень завышена. Учитывая весьма спокойное, почти горизонтальное залегание пород, неглубокий эрозионный врез, мощность ее не должна превышать первые сотни метров. — *Прим. авт.*

Алдано-Майский прогиб

В Алдано-Майском прогибе в бассейнах нижних течений Амги, Маи и Юдомы отмечается сплошное поле развития достаточно мощной толщи карбонатных и глинисто-карбонатных отложений, относимых к амгинскому и майскому ярусам среднего отдела кембрийской системы. Эти отложения детально изучены В. А. Ярмолюком (1941) и Н. Е. Чернышевой (1957) в бассейне нижнего течения Чабды и Маи; Ю. К. Дзевановским (1941), О. И. Некрасовой (1962) и Н. П. Суворовой (1960) — в бассейнах нижних течений Юдомы и Маи; О. И. Некрасовой (1955) — в бассейне нижнего течения Амги и Н. Е. Чернышевой (1955) — в бассейне среднего течения Алдана.

Полный разрез среднекембрийских отложений описан О. И. Некрасовой в скв. Амга-Зерносовхоз. Эти отложения под названием танхайской свиты имеют следующий разрез:

1. Зеленовато-серые, коричневые и красные массивные микрозернистые мергели с линзами серых и темно-серых известняков и коричнево-красных грубоплитчатых органогенно-детритовых мергелей . . . . . 106 *м*

Здесь найдены трилобиты: *Eodiscus punctatus* Salt., *Solenopleura* aff. *bulusensis* Lerm., *Liostracus* sp., *Cotalagnostus* sp., *Hypagnostus* sp., *Hypagnostus truncatus* Brogg., *Ptychagnostus* sp., *Paradoxides* sp. ind., *Peronopsis* aff. *quadrata* Tullb.

2. Буровато- и зеленовато-серые плитчатые, иногда пелитоморфные сильно окремненные с баритом массивные тонкозернистые известняки и доломитовые известняки, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и темно-серыми плитчатыми тонкозернистыми мергелями с остатками трилобитов *Peronopsis* sp., *Cotalagnostus* aff. *confusus* Wgard., *Liostracus* sp. и брахиопод *Kutorgina* sp. . . . . 245 „

3. Переслаивание темно-серых, буровато-серых и бурых плитчатых доломитовых известняков и строматолитовых доломитовых известняков с порами, заполненными жидкой нефтью, глинистых известняков и зеленовато-серых, зеленых. темно-серых мергелей и глинистых сланцев с остатками трилобитов *Phlalacroma* sp. . . . . 159 „

4. Темно-серые, серые, светло-серые и зеленовато-серые грубослоистые строматолитовые, иногда оолитовые со стилолитовыми швами, пропитанные битумом, микрозернистые известняки, переслаивающиеся с мергелями . . 54 „

Мощность свиты 564 *м*.

И, наконец, в бассейнах нижних течений Юдомы и Маи, по данным О. И. Некрасовой, Н. П. Лазаренко (1960) и Н. Е. Чернышевой (1961), разрез амгинского и майского ярусов представляется в следующем виде:

Амгинский ярус

Нельгакинская свита

1. Черные тонкоплитчатые микрозернистые известково-глинистые сланцы 3 *м*

2. Светло-серые комковатые битуминозные пиритизированные мелкозернистые известняки с остатками трилобитов *Eodiscus borealis* Wgard., *Phalacroma calva* Pokr., *Paradoxides oelandicus* Sjogr. и др. . . . . 0,7 „

3. Темно-серые тонкоплитчатые микрозернистые известково-глинистые сланцы с остатками трилобитов *Eodiscus scanicus* (Linrs.), *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), *Paradoxides hicksi* Salt., *Ctenocephalus probus* N. Tchern. . . . . 1,6 „

4. Серые комковатые пиритизированные мелкозернистые известняки с остатками трилобитов плохой сохранности . . . . . 2,5 „

5. Серые и зеленовато-серые плитчатые мелкозернистые известняки, переслаивающиеся с зеленовато-серыми и темно-серыми тонкоплитчатыми микрозернистыми мергелями с остатками трилобитов *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), *Solenopleura flerovae* Lerm. и др. . . . . 0,7 „

6. Темно-серые, серые, зеленовато-серые плитчатые мелкозернистые известняки переслаиваются с темно-серыми и зеленовато-серыми тонкоплитчатыми микрозернистыми известково-глинистыми сланцами и листоватыми мергелями

с остатками трилобитов *Ptychagnostus lyra* Lerm., *Hypagnostus truncatus* (Brogg.), *Peronopsis cylindrica* Wgard. . . . . более 25 *м*

Мощность свиты 34—60 *м*.

Выше по разрезу залегают породы, которые относятся к майскому ярусу.

Майский ярус

Чайская свита

1. Кирпично-красные и зеленовато-серые тонкоплитчатые микрозернистые мергели с прослоями красных и зеленых тонкоплитчатых микрозернистых известково-глинистых сланцев и известняков с обильными остатками трилобитов *Anopolenus henrici* Salt., *Eodiscus punctatus* (Salt.), *Linguagnostus gronwalli* Kob. и др. . . . . 16 *м*

2. Зеленовато-серые микрозернистые мергели, часто переслаивающиеся с тонкоплитчатыми темно-серыми тонкозернистыми битуминозными известняками и глинистыми сланцами, с богатой фауной трилобитов *Triplagnostus stenorrhachis* (Gronw.), *Goniagnostus nathorsti* (Brogg.), *Ptychagnostus punctuosus* (Ang.) и др. . . . . 9 „

3. Серые толстоплитчатые мелкозернистые известняки, переслаивающиеся с комковатыми зеленовато-серыми микрозернистыми мергелями с остатками агностид, описанных в слое 2 . . . . . 8 „

4. Светло-серые массивные тонкозернистые известняки с прослоями темно-серых глинистых сланцев с остатками агностид . . . . . 9 „

5. Переслаивание красных тонкоплитчатых мелкозернистых известняков и мергелей с остатками трилобитов *Anopolenus* cf. *henrici* Salt., *Solenopleura* sp. и др. . . . . 16 „

6. Переслаивание красных и буровато-красных тонкоплитчатых песчанистых известково-глинистых сланцев, мергелей и пестроокрашенных тонкозернистых глинистых известняков с остатками агностид . . . . . 15 „

Мощность свиты 70—100 *м*.

Устьмайская свита

Чайская свита согласно перекрывается более молодыми отложениями устьмайской свиты, разрез которых приводится ниже:

1. Серые и темно-серые плитчатые мелкозернистые известняки, переслаивающиеся с темно-серыми и черными плитчатыми микрозернистыми мергелями, иногда с прослоями строматолитовых известняков с остатками трилобитов — *Liostracus allachjunensis* Lerm., *L. orientalis* Laz., *Centropleura oriens* Lerm., *Agasella falcata* Lerm., *Phalacroma glandiforme* (Ang.) . . . . . 60—150 *м*

2. Серые и темно-серые толстоплитчатые и массивные мелкозернистые известняки с редкими и тонкими прослоями серых и темно-серых тонкоплитчатых мергелей в нижней части и переслаивающиеся темно-серые и черные тонкозернистые глинистые известняки и зеленовато-серые, зеленые и бурые в верхней части слоя. В породах этого слоя встречены многочисленные остатки трилобитов — *Anomocarioides limbataeformis* Lerm., *Anomocarina siberica* (H. et Wgard.), *Forchhammeria elegans* Lerm., *Pianaspis attenuata* (Lerm.), *Ptychoparia tchabdensis* N. Tchern., *Dasometopus breviceps* (Ang.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Paracoosia pulchra* N. Tchern., *Dolichagnostus admirabilis* Pokr., *Clavagnostus repandus* H. et Wgard., *Linguagnostus kjerulfi* (Brogg.) . . . . . 50—200 „

3. Серые, зеленовато-серые плитчатые мелкозернистые известняки и строматолитовые их разности, переслаивающиеся с зелеными, буровато-зелеными мергелями, содержащими редкие остатки трилобитов — *Aldanaspis truncata* Lerm., *A. punctata* Lerm., *Paraorlovia sequens* N. Tchern., *Schoriella optata* N. Tchern., *Maiaspis quadrata* N. Tchern. и *Lejopyge laevigata* (Dalm.) . . . . . 120—140 „

Мощность свиты 230—490 *м*.

Юдомо-Майский прогиб

В пределах указанной зоны в бассейнах Юдомы и Улахан-Бама средний кембрий представлен глинисто-карбонатными породами, залегающими в узких тектонических блоках субмеридионального простирания.

Наиболее характерный разрез нижней части толщи среднекембрийских отложений описан В. А. Самозванцевым и др. (1964) в бассейне нижнего течения р. Горби. Здесь они выделяются под названием чайской свиты и содержат фауну, характерную для амгинского и майского ярусов:

1. Переслаивание черных плитчатых мелкозернистых известняков, серых и темно-серых тонкоплитчатых микрозернистых известняков, темно-серых и зеленовато-серых тонкоплитчатых микрозернистых известково-глинистых сланцев и черных плитчатых микрозернистых глинисто-кремнистых и карбонатно-кремнистых сланцев . . . . . 35—40 *м*

2. Тонкое переслаивание кремовых, вишнево-бурых, серых и зеленовато-серых массивных и тонкоплитчатых глинистых известняков и темно-серых, зеленовато-серых и вишнево-красных глинистых и известково-глинистых сланцев с фауной трилобитов — *Eodiscus punctatus* (Salt.), *Triplagnostus praecurrens* Wgard., *T. atavus* (Tullb.), *T. lundgreni* (Tullb.), *Paradoxides pusillus* (Barr.), *Solenopleura lenaica* Lerm., *S. flerovae* Lerm., *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), *Centropleura* sp., *Diplagnostus* cf. *planicauda* (Ang.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögg.), *Tomagnosttus* cf. *perrugatus* (Gronwi), *Hypagnostus truncatus* (Brögg.), *Doryagnostus incertus* (Brögg.), *Phalacroma* cf. *glandiforme* (Ang.) с остатками мелких брахиопод, радиолярий и спикул губок . . . . . 400 „

Видимая мощность свиты 440 *м*.

На северо-востоке Южной Якутии в бассейне р. Юдомы вблизи устьев Лови и Гарби, по данным А. Г. Лосева, С. Е. Лосевой и И. В. Стельмахова (1970), на продолжении толщи, изученной В. А. Самозванцевым и др., разрез которой приведен выше, средний кембрий представлен следующими породами:

Чайская свита

1. Бурые массивные тонкозернистые известняки . . . . . 30 *м*
2. Светло-серые и белые массивные мелкозернистые известняки . . 20 „
3. Желтые массивные мелкозернистые известняки . . . . . 50 „
4. Темно-серые плитчатые мелкозернистые глинистые известняки, переслаивающиеся с темными микрозернистыми известково-глинистыми сланцами 300 „
5. Серые массивные и грубоплитчатые мелкозернистые известняки . . 280 „

Мощность свиты увеличивается с запада от долины р. Юдомы на восток к долине р. Лови — от 500 до 700 *м*. Фауна в отложениях отсутствует.

Устьмайская свита

6. Черные, темно-серые, серые плитчатые средне- и мелкозернистые песчанистые известняки, переслаивающиеся с серыми и темно-серыми массивными крупнозернистыми известняками . . . . . 1000 *м*.

Мощность этой свиты также возрастает в восточном направлении от 900 до 1100 *м*. Фаунистические остатки отсутствуют.

Березовский прогиб

Группой геологов (М. Л. Кокоулин, К. И. Малков, А. И. Ушаков и др.), занимавшихся геологическим картированием, и Д. К. Горнштейном, Ю. С. Нахабцевым и А. К. Бобровым, проводившими детальные палеонтолого-стратиграфические исследования в бассейнах нижних течений Олекмы и Чары и в бассейне среднего и верхнего течения Лены, отмечается наличие небольших выходов терригенно-карбонатных и карбонатных отложений, залегающих несогласно на чарской свите нижнего кембрия и несогласно перекрываемых отложениями верхоленской свиты верхнего кембрия. Эти отложения выделяются под названием метегерской свиты и относятся к амгинскому ярусу среднего кембрия. Несколько раньше они включались в состав подкрасноцветной

свиты и рассматривались как нерасчлененные средне-нижнекембрийские отложения. Состав их, литологические особенности и мощность непостоянны.

Стратотип метегерской свиты описан (А. К. Бобров, 1964) в обнажениях горы Метегер, расположенной на левом берегу Лены в 36 *км* ниже г. Олекминска. Здесь разрез их следующий:

1. Брекчии, состоящие из обломков серых, коричнево-серых и желтых мелкозернистых доломитов, сцементированных желтыми и розовато-серыми доломитами с конкрециями кремня	1,5—3,0 *м*
2. Переслаивание светло- и темно-серых, реже светло-серых плитчатых плотных и пористых, иногда строматолитовых мелкозернистых доломитов с многочисленными конкрециями кремня и серых, коричнево-серых, иногда глинистых, плитчатых мелкозернистых известняков	32—36 „
3. Серые, темно- и светло-серые строматолитовые и брекчиевидные мелкозернистые доломиты	6 „

Мощность свиты 40—45 *м*.

Фаунистические остатки в отложениях свиты отсутствуют.

В бассейне среднего течения р. Лены, несколько западнее устья р. Бирюка (Бобров, 1964), в составе свиты появляются галогенные породы и мощность ее значительно возрастает. Здесь разрез ее следующий:

1. Переслаивание прозрачно-белой и розовой крупнозернистой каменной соли и серых и темно-серых грубоплитчатых мелкозернистых доломитов	45—76 *м*
2. Темно-серые плитчатые мелкозернистые загипсованные и глинистые доломиты с прослоями серых и коричнево-серых мелкозернистых известняков	25—52 „

Мощность свиты 89—121 *м*.

Фаунистические остатки в породах свиты не найдены.

Сопоставление разрезов среднего кембрия вследствие недостаточной изученности довольно сложно. В настоящее время их корреляция может быть произведена лишь с некоторой долей условности главным образом по палеонтологической характеристике и литолого-фациальным признакам.

На северном склоне Алданского щита в бассейне среднего течения р. Амги доломиты нижнего кембрия перекрываются толщей известковистых, редко глинисто-известковистых пород амгинской свиты, с остатками трилобитов биостратиграфических зон: Oryctocephalops frischenfeldi — Schistocephalus, Triplagnostus gibbus, Pseudanomocarina plana — Tomagnostus fissus. В бассейне среднего течения Алдана отложения среднего отдела представлены известняками и глинистыми известняками нельгакинской свиты, которые выше перекрываются монотонной толщей светлых известняков устьмильской свиты. В составе пород нельгакинской свиты отмечаются трилобиты нижних биостратиграфических зон амгинского яруса. В нижней части устьмильской свиты фауна отсутствует, а в верхней ее части отмечаются редкие и плохо сохранившиеся остатки трилобитов.

В связи с указанным выше корреляцию разрезов амгинской и устьмильской свит можно сделать лишь по литологическим признакам слагающих их пород и условно отнести нижнюю часть устьмильской свиты к амгинскому ярусу, считая ее возрастным аналогом верхней части амгинской свиты. Нижняя часть амгинской свиты может быть сопоставлена с нельгакинской свитой. Как указывалось выше, мощность устьмильской свиты не превышает 300 *м*, таким образом суммарная мощность нельгакинской и нижней части устьмильской свит 300—350 *м*; по составу она сопоставима с амгинской свитой.

В бассейне нижнего течения Юдомы, Чабды и Маи О. И. Некрасова, Н. П. Лазаренко и Н. Е. Чернышева относят эти отложения к чай-

ской свите, охватывающей все три биостратиграфические зоны амгинского яруса.

В бассейнах нижних течений Олекмы и Чары к амгинскому ярусу условно относятся карбонатные, галогенно-глинисто-карбонатные и глинистые отложения метегерской свиты.

К нерасчлененным отложениям амгинского и майского ярусов А. Г. Лосевым и др. отнесена толща карбонатных пород, развитая в бассейне среднего течения р. Юдомы. Органические остатки здесь не найдены. Отнесение этой толщи к нижней части среднего отдела производится на основании структурного положения и сравнения литологических признаков и состава осадков с фаунистически охарактеризованными отложениями, развитыми в бассейнах Лови и Горби (Самозванцев и др., 1962—1964).

В составе отложений чайской свиты бассейна Лови и Горби присутствуют многочисленные остатки трилобитов амгинского и редко майского ярусов.

Карбонатные и глинисто-карбонатные отложения майского яруса выделены только на северном склоне Алданского щита и в Юдомо-Майском прогибе.

На северном склоне Алданского щита к майскому ярусу относятся карбонатные и глинисто-карбонатные отложения верхней части устьмильской свиты мощностью около 600 *м*, с остатками трилобитов, условно относимых к биостратиграфической зоне — Anomocarioides limbataeformis — Centropleura oriens майского яруса.

В пределах северо-восточного склона щита в бассейне нижнего течения р. Амги майскому ярусу соответствуют отложения, вскрытые скв. Амга-Зерносовхоз, из состава которых слой 3 мощностью 159 *м* может быть отнесен к зонам — Centropleura oriens и Anomocarioides limbataeforms, а слой 4 мощностью 54 *м*, не содержащий фаунистических остатков, по положению в разрезе, вероятно, соответствует самой верхней зоне — Lejopyge armata — Lomsucaspis alta майского яруса.

В бассейне нижнего течения Алдана в устье Маи к майскому ярусу относятся отложения устьмайской свиты мощностью до 490 *м* (Чернышева, 1961). В них найдены трилобиты, соответствующие зонам — Centropleura oriens, Anomocarioides limbataeformis, Lejopyge armata и Lomsucaspis alta.

В хребте Сетте-Дабан к верхней части майского яруса (Лосев и др., 1970) отнесены отложения, не содержащие органических остатков мощностью 900—1100 *м*, выделяемые под названием устьмайской свиты.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

На территории Южной Якутии отложения верхнего отдела кембрийской системы известны только в северо-западной части территории в бассейнах нижних течений Олекмы и Чары и в среднем течении Лены.

Отложения верхнего кембрия включаются в верхоленскую свиту, состав, строение, литологические особенности и мощность которой характеризуются приводимыми ниже разрезами. В бассейне нижнего течения р. Наманы, левого притока р. Лены, на образованиях метегерской (подкрасноцветной) свиты среднего кембрия несогласно залегают отложения верхоленской свиты, разрез которой, по данным И. Л. Воздвиженского (1960), представляется в следующем виде:

Верхоленская свита

1. Серые, темно-серые и зеленовато-серые плитчатые мелкозернистые глинистые доломиты и мергели с прослоем зеленовато-серых, зеленых плитчатых микрозернистых глинистых сланцев в основании слоя . . . . 10—80 *м*

2. Красные, бурые, зеленые и зеленовато- и красновато-серые плитчатые с гипсом пелитоморфные мергели и глинистые доломиты с прослоями серого и буровато-серого кварц-полевошпатового песчаника в основании . . . . . 15—90 „

Мощность свиты 25—170 *м*.

На основании сходства состава с подобными образованиями в бассейне р. Ангары (Карасев, 1960), в которых найдены трилобиты *Kuraspis obscura* N. Tchern., *Verkholenella karasevi* Vas., *V. loskutnikovi* Vas. и *V. sidorenkovi* Vas., они отнесены к верхнему кембрию.

В бассейне среднего течения Лены, вблизи устья р. Бирюка, по данным А. И. Ушакова (1959), разрез верхнекембрийских отложений следующий:

1. Серые, зеленовато-серые плитчатые тонкозернистые глинистые доломиты, перемежающиеся с серыми мелкозернистыми гипс-ангидритовыми породами с тонкими прослоями и линзами серых мелкозернистых доломитов и красно-бурых и коричневых мергелей и глинистых сланцев, с двумя прослоями (в нижней части суммарной мощностью 5 *м*) коричневой мергелево-доломитовой брекчии и двухметровым прослоем серого, буровато-серого массивного мелкозернистого кварц-полевошпатового песчаника (в средней части пачки) . . . . . 39 *м*

2. Серые, зеленовато-серые и бурые плитчатые, иногда окремненные тонко- и мелкозернистые глинистые доломиты, переслаивающиеся с красными, бурыми и зелеными плитчатыми мергелями с включениями кристаллов серого и красноватого волокнистого гипса . . . . . 144 „

Видимая мощность свиты до 183 *м*.

Фаунистических остатков в отложениях свиты не найдено. Породы верхоленской свиты перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями ордовика.

В бассейнах нижних течений Чары, Олекмы и Туолбы, по данным К. И. Малкова и К. М. Касимова (1956), разрез верхоленской свиты следующий:

1. Вишнево-красные, коричневые, бурые, зеленые и голубовато-серые плитчатые тонкозернистые мергели с прослоями и тонкими линзами белой гипс-ангидритовой породы и голубовато-серого тонкозернистого глинистого доломита с гипсом . . . . . 27—30 *м*

2. Переслаивание вишнево-красных, красных, коричневых, реже зеленых тонкозернистых глинистых сланцев и красных розовато-серых и коричневых плитчатых тонкозернистых с гипсом доломитов и глинистых доломитов . . . . . 53—60 „

Видимая мощность свиты 80—90 *м*.

Выше отложения свиты перекрыты образованиями мезозоя.

В породах верхоленской свиты фауна не найдена. Не установлено и стратиграфического несогласия между нею и нижележащими отложениями метегерской свиты.

Как видно из разрезов, в составе отложений верхоленской свиты основными породами являются глинистые и глинисто-карбонатные сланцы, мергели и глинистые доломиты, с включениями гипса и ангидрита, редко чистые доломиты и очень редко песчанистые доломиты и песчаники. Вместе с тем последовательность отложения слоев, их мощность не выдержаны по простиранию, что может быть объяснено изменениями палеогеографических условий в период осадконакопления.

Все изложенные сведения о литологических особенностях, мощности кембрийских отложений по отдельным разрезам и сравнение раз-

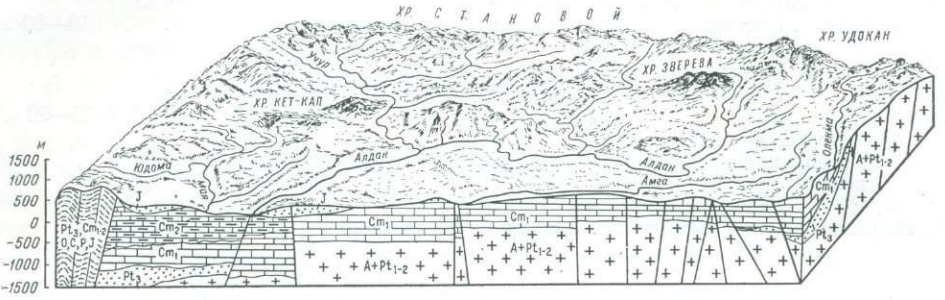


Рис. 23. Блок-диаграмма осадочного чехла Южной Якутии. Составил С. П. Мехоношин

резов между собой показаны на корреляционной схеме (см. прилож. III). Общая структура кембрийской толщи иллюстрируется блок-диаграммой (рис. 23).

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Сибирская платформа как устойчивая часть земной коры сформировалась в раннем докембрии (Дзевановский, 1952; Косыгин, Лучицкий, 1961). Начиная с верхнего протерозоя здесь устанавливается платформенный режим, характеризующийся преобладанием отрицательных (нисходящих) движений, сопровождаемых морской трансгрессией. Морские условия осадконакопления сохранялись на этой территории до верхнего палеозоя.

На данном этапе развития в восточной части Сибирской платформы происходит заложение широких внутриплатформенных и краевых прогибов, накопление и метаморфизм осадков, их деформация, обусловленная перемещением блоков кристаллического основания. При этом не происходит перестройки общего структурного плана, не изменяется общая направленность процессов осадкообразования. На всей территории происходит накопление однотипных терригенно-карбонатных и карбонатных осадков, последовательность отложений которых варьирует лишь во времени и пространстве.

На территории юго-восточной части Сибирской платформы, по Ю. К. Дзевановскому (1961), к концу верхнепротерозойского времени устанавливаются своеобразные палеогеографические условия осадкообразования и осадконакопления. Здесь материковое пространство с неправильной конфигурацией береговой линии, вероятно, имело вид длинного полуострова, объединявшего в одно целое современные Анабарский и Алданский щиты. Южнее, за пределами Южной Якутии, данный полуостров соединялся с основным участком суши, простирающейся от оз. Байкал на западе до хребта Хинган на востоке (рис. 24). Последняя, вероятно, сочленялась с материковым пространством Китайского щита.

В начале раннего кембрия Анабаро-Алданский полуостров попадает в зону морской трансгрессии, в результате которой от прежней суши сохраняются лишь небольшие материковые пространства на севере и юге. На севере незатопленными остаются лишь два острова, один из которых находится в пределах Анабарского щита — Анабаро-

Кокуйское междуречье (здесь и ниже все привязки даны к современным географическим объектам), другой — в районе Оленекского поднятия, (бассейн нижнего течения р. Оленека). На юге береговая линия, вероятно, проходила в области горных сооружений Станового хребта (верховья Алдана, Тимптона, Учура). Это новое эпиконтинентальное море стирает старые границы между морями, омывающими ранее Анабаро-Алданский полуостров, на погруженной поверхности которого с этого времени начинают накапливаться осадки морских лагунных и прибрежных фаций. В юдомское время раннего кембрия идет накопление терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных (с сульфатами, битумом и нефтью) отложений. Данные отложения с угловым и стратиграфическим несогласием налегают на древние кристаллические образования основания или перекрывают со стратиграфическим несогласием морские терригенно-карбонатные породы верхнего протерозоя.

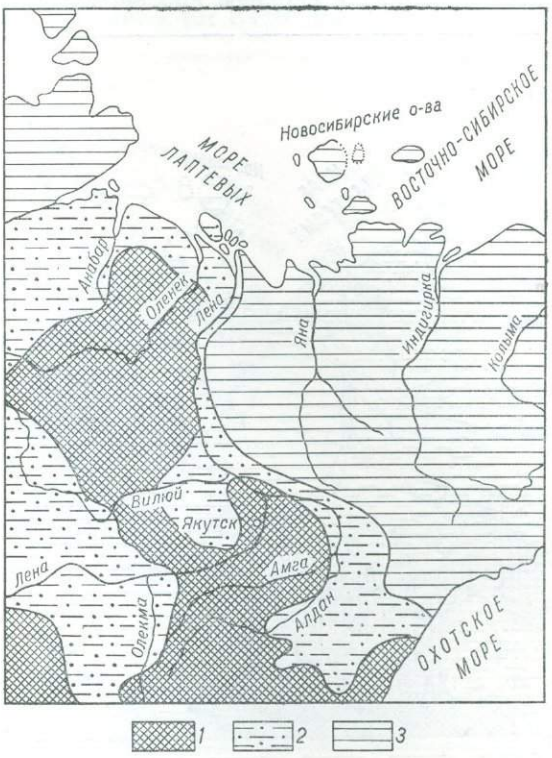


Рис. 24. Палеогеографическая схема нижнетолбинского (дикимдинского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — континентальные пространства, области сноса; *2* — эпиконтинентальное море, отложения терригенных и терригенно-карбонатных фаций; *3* — открытое море, отложения карбонатных и глинисто-карбонатных битуминозных фаций

В юдомское время в пределах восточной части Сибирской платформы по характеру палеогеографического режима и своеобразию осадочных образований выделяется ряд зон (рис. 25). Это время характеризуется аридным климатом. Континентальное пространство сохраняется лишь в области Станового хребта. В морском бассейне после образования маломощного базального слоя терригенных и терригенно-карбонатных пород, возникших в условиях прибрежных фаций, идет накопление довольно монотонной доломитовой толщи, с очень редкими прослоями песчанисто-глинистых и глинистых доломитов, гипсов и ангидритов. Мощность этой толщи закономерно возрастает с юга на север от 40 *м* в периферической части морского бассейна на юге (предгорье Станового хребта) до 330 *м* на севере (бассейн среднего течения р. Лены). В Березовском прогибе мощность этой толщи возрастает до 440 *м* и более. Накопление доломитовой толщи шло в зоне эпиконтинентальной части морского бассейна, характеризующегося повышенной соленостью.

В бассейне Маи и Юдомы накопление осадков происходило также в эпиконтинентальном бассейне, но с нормальной соленостью, благодаря чему в составе отложений преобладают известняки и доломитовые известняки. В течение юдомского времени здесь неоднократно из-

менялись фациальные условия. Это подтверждается перемежаемостью слоев терригенных и карбонатных пород, отчетливо наблюдаемой в бассейнах нижних течений Маи, Юдомы и Учура. Мощности осадочных образований данной зоны колеблются от 180 до 250 *м*.

В области Верхоянского хребта (правобережье нижних течений Лены и Алдана) в верхнем протерозое и кембрии существовала интенсивно прогибающаяся зона, близкая по своему характеру к миогеосинклинальным прогибам (К. Б. Мокшанцев и И. В. Черский, 1961). В ее пределах шло накопление преимущественно морских осадков, мощность которых значительно превышала мощность одновозрастных образований, развитых в смежных с ней западных районах.

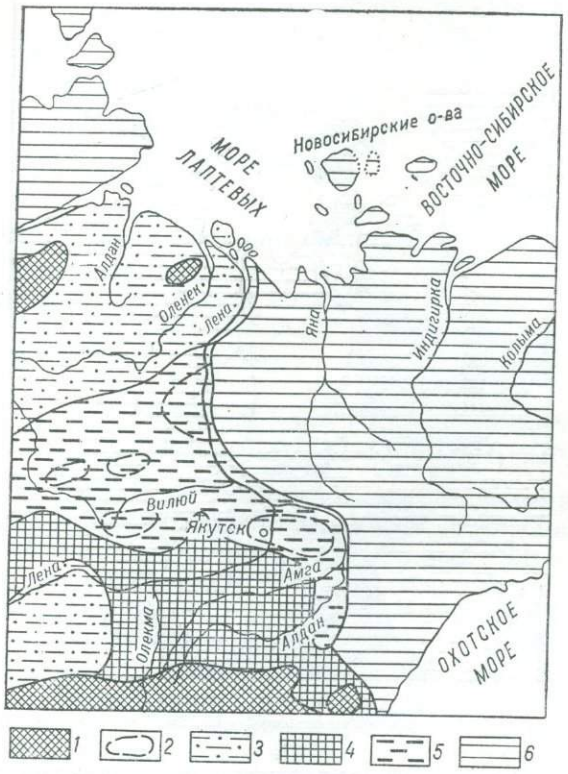


Рис. 25. Палеогеографическая схема нижнеалданского (юдомского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — континентальные пространства, области сноса; *2* — области замедленного осадконакопления и размыва; *3* — прибрежные области, отложения карбонатно-терригенных и терригенных фаций; *4* — осолоняющиеся лагуны, отложения битуминозных сульфатсодержащих песчано-глинисто-известковистых и известковистых фаций; *5* — эпиконтинентальное море, отложения глинисто-известковистых и известковистых фаций; *6* — нормальное открытое море, отложения битуминозных карбонатных фаций

В конце отложения слоев юдомской свиты завершается и трансгрессия раннекембрийского моря. В движении моря на юг происходит некоторая остановка и даже его отступание.

Время накопления слоев пестроцветной свиты характеризуется общим обмелением морского бассейна. Анабаро-Алданский полуостров по-прежнему покрыт морем, но уже не столь глубоким, как раньше. Сокращается поступление в морской бассейн терригенного материала с суши. Жаркий и сухой климат способствовал образованию закрытых осолоняющихся лагун, где наряду с глинисто-карбонатными отложениями накапливались гипс-ангидритовые породы и каменная соль. Эти отложения достаточно широко развиты в западной части Алданского щита (бассейны рек Лены, Олекмы и Амги).

Сходные лагунные условия осадкообразования, по-видимому, существовали и в районе Учуро-Майского прогиба (бассейны нижних течений Маи, Юдомы и Учура), где в карбонатно-глинистых отложениях пестроцветной свиты встречаются рассеянные кристаллы гипса и псевдоморфозы по кристаллам каменной соли.

В центральной и северной частях Алданского щита (Амгино-Алдано-Чульманское междуречье), вероятно, располагалась наиболее мелководная часть морского бассейна. Здесь нередко наблюдаются внутриформационные размывы глинистых и глинисто-карбонатных осадков, археоциатовые рифы, строматолитовые и онколитовые постройки и мно-

гочисленные остатки хиолитов. Мощность пестроцветных отложений здесь колеблется от 30 до 80 *м*. Севернее мелководно-лагунного пояса простиралось эпиконтинентальное море, где также отлагались пестроцветные глинистые, глинисто-карбонатные, карбонатные осадки, иногда нацело сложенные различными органическими остатками.

Аналогичные палеогеографические условия были и в пределах Учуро-Майского и Юдомо-Майского прогибов (от бассейна Учура до Охотского побережья). Здесь также шло накопление осадков глинисто-карбонатного состава (рис. 26).

На всем огромном пространстве Восточной Сибири, от Станового хребта до Северных морей, пестроцветные отложения составляют единую толщу мощностью от 25 до 250 *м* с характерной фауной хиолитов, археоциат и брахиопод.

Регрессия моря, начавшаяся еще в период образования пестроцветных осадков, продолжается и в тумулдуро-унгелинское (раннеленское) время. Отступание и обмеление морского бассейна охватило всю восточную часть Сибирской платформы. На поверхность выступает бóльшая часть бывшего Анабаро-Алданского полуострова. На севере на месте Анабарского щита возникает остров с плоским ландшафтом. На юге на месте современных горных сооружений Верхоянской системы и Якутского поднятия выступает низкий Охотско-Ленский полуостров. Одновременно с расширением суши происходило сильное обмеление морского бассейна, развитие закрытых лагун и мелководных эпиконтинентальных зон. В этот период совершенно прекращается поступление терригенного материала с материков. В открытом морском бассейне образуются карбонатные, а в эпиконтинентальной его части глинисто-карбонатные и карбонатные отложения. В осолоняющихся лагунах накапливаются глинисто-карбонатные и галогенные отложения.

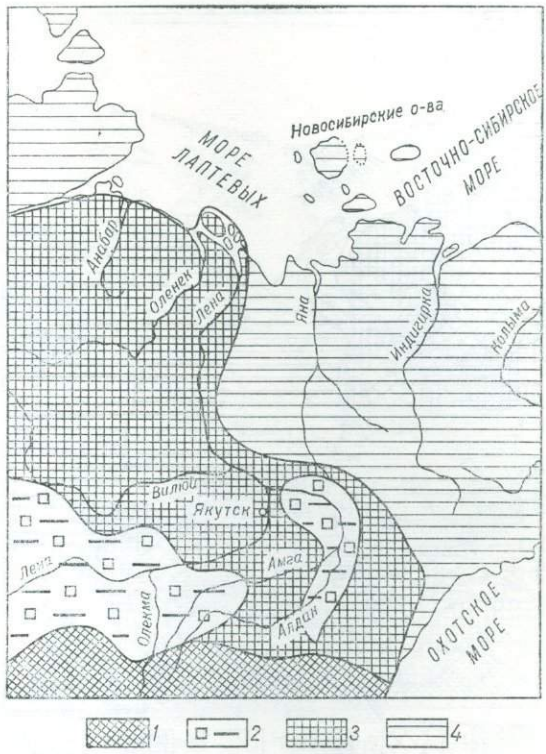


Рис. 26. Палеогеографическая схема верхнеалданского (пестроцветного) времени. Составил. С. П. Механошин

1 — континентальные пространства, области сноса; *2* — закрытые лагуны, отложения галогенных, глинисто-галогенных и глинисто-карбонатных фаций; *3* — эпиконтинентальное море, отложения глинистых, песчано-глинистых и глинисто-карбонатных фаций; *4* — открытое нормальное море, отложения битуминозных, сульфатных, глинисто-карбонатных и карбонатных фаций

В шельфовой части бассейна, переходящей в заболоченную низменность, периодически затопляющейся морем, отмечается постепенный переход доломитов в большинстве своем водорослевого происхождения и глинистых доломитов тумулдурской и унгелинской свит в плитчатые тонкозернистые битуминозные черные и темно-серые известняки, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы иниканской свиты (рис. 27).

В конце раннего кембрия в куторгино-барылайское время (верхнеленский век) регрессия моря достигла максимума. Из-под воды полностью освободился прежде затопленный Анабаро-Алданский полуостров. Контуры его несколько расширены и изменены. Поверхность полуострова выглядит как совершенно плоская низменная равнина, сложенная горизонтально залегающими песчано-глинистыми, карбонатно-глинистыми галогенными и карбонатными породами нижнего кембрия.

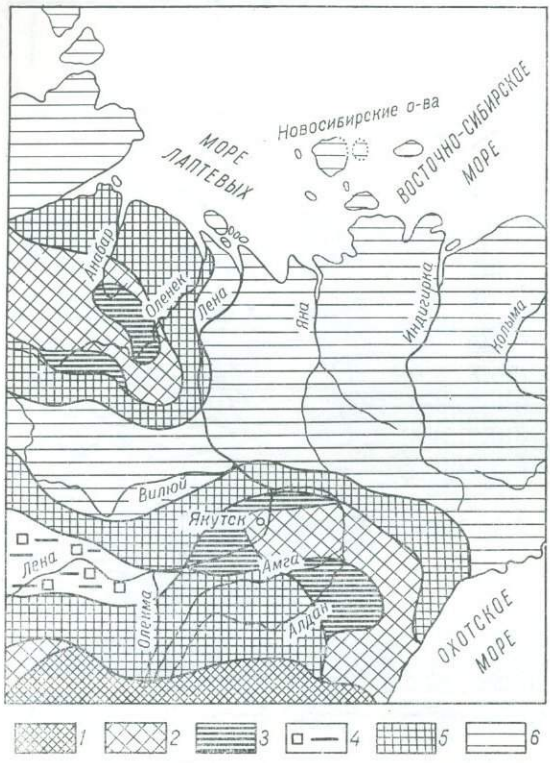


Рис. 27. Палеогеографическая схема нижнеленского (тумулдуро-унгелинского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — древние континентальные пространства доплатформенного периода образования; *2* — континентальные пространства, образованные платформенными отложениями; *3* — прибрежно-болотные низменности, отложения битуминозных известковистых, глинистых, кремнисто-глинистых и глинисто-доломитовых фаций и строматолитовые сооружения; *4* — закрытые лагуны, отложения галогенных, галогенно-глинистых, глинистых и битуминозных глинисто-доломитовых и доломитовых фаций; *5* — эпиконтинентальное море, отложения битуминозных глинисто-карбонатных и карбонатных (известковисто-доломитовых) фаций; *6* — открытое море, отложения карбонатных фаций

На востоке этот полуостров омывался Верхоянским морем, на юге он причленяется к основному материку, а на западе погружается в Тунгусское море. Куторгино-барылайское (верхнеленское) время по условиям формирования нижнекембрийской толщи, вероятно, мало отличалось от более раннего тумулдуро-унгелинского времени. Продолжается накопление осадков в водной среде. В зависимости от глубины бассейна и его солевого режима отлагаются: в области открытого моря известняки и глинистые известняки, в его эпиконтинентальной части доломиты и глинистые доломиты, в осолоняющихся лагунах глинистые доломиты и соли (рис. 28).

Резкое перераспределение моря и суши, фаций и органического мира наступает в амгинский век среднекембрийской эпохи. Это время знаменуется новой трансгрессией моря, захватившей значительные пространства.

Анабаро-Алданский полуостров вновь погружается в море. Остается лишь небольшой Алдано-Якутский выступ, примыкающий своим основанием к материковому пространству в области горных сооружений Станового хребта.

Вследствие обмеления морского бассейна в конце раннекембрийской эпохи и выхода на дневную поверхность Анабаро-Алданского полуострова морское пространство уже в куторгино-барылайское время распадается на два основных морских бассейна, омывающих эту часть суши, — Тунгусское и Верхоянское моря. Тунгусское море через систему проливов было связано с Атлантическим океаном, Верхоянское является прямым продолжением Тихого океана. Такое разделение морского

пространства приводит к изоляции от первоначальной среды фауны Тунгусского бассейна в результате отсутствия обмена и проникновения со стороны Тихого океана и сложности миграции живых организмов из-за значительного удаления Атлантического океана. Здесь происходит вымирание ранее существовавших организмов или вырождение и превращение в новые мелкие эндемические формы, не похожие на обитателей Тихоокеанской зоогеографической области. Фауна этого периода весьма редко обнаруживается на освещаемой территории и подчас на значительных площадях отсутствует совершенно. Лишь начиная с середины среднего кембрия, когда трансгрессия моря достигает своего максимума и морские бассейны объединяются, распространяясь на всю восточную часть Сибирской платформы, палеогеографические условия резко меняются (рис. 29). В данное время все это огромное водное пространство представляло собой, вероятно, относительно мелководное открытое море, с благоприятными условиями для развития жизни. Наряду с перемещением в западные районы тихоокеанской фауны с запада на восток начинается миграция фауны, принадлежащей к Атлантической зоогеографической области.

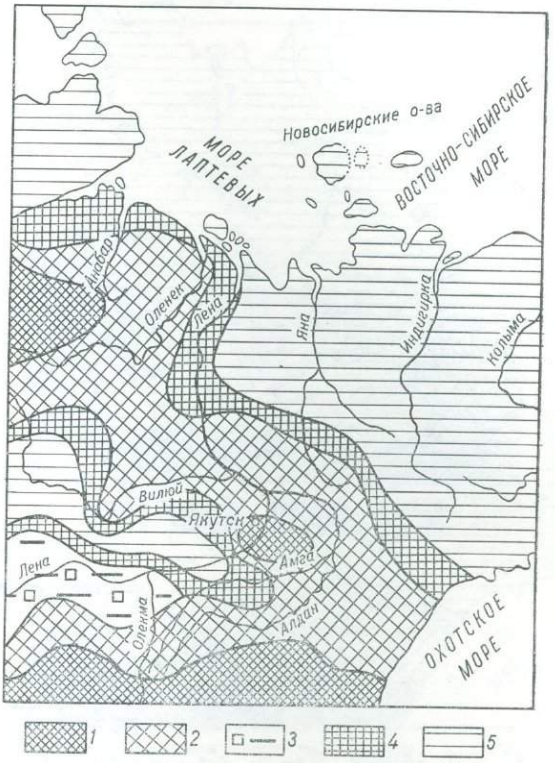


Рис. 28. Палеогеографическая схема верхнеленского (куторгино-барылайского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — древние континентальные пространства доплатформенного периода образования; *2* — континентальные пространства, созданные при дальнейшем наращивании осадочных толщ Сибирской платформы; *3* — закрытые лагуны, отложения галогенно-глинистых, глинисто-известковистых органогенно-детритовых и нормальных известковистых фаций; *4* — эпиконтинентальные моря, отложения битуминозных — доломитовых и глинисто-доломитовых, известковистых и глинисто-известковистых фаций; *5* — открытое море, отложения битуминозных карбонатных фаций

Осадочные образования амгинского века формировались в условиях эпиконтинентального моря. В южной части площади (бассейн среднего течения р. Лены) в условиях мелководья образуются доломиты и их глинистые разности (метегерская свита). В составе данных пород фауна отсутствует. По мере продвижения на восток вдоль южной прибрежной зоны доломиты постепенно замещаются доломитовыми глинисто-доломитовыми известняками с фауной преимущественно Тихоокеанской зоогеографической области.

Вторая половина среднего кембрия (майский век) знаменует собой новое обмеление морского бассейна, особенно в северной части. В животном мире этого времени господствуют новые виды, заселяющие область Атлантического океана, вместо ранее существовавших видов Тихоокеанской области. С этого времени появляются водоросли — *Bosworthia* и наземные плаунообразные растения — *Aldanophyton antiquis-*

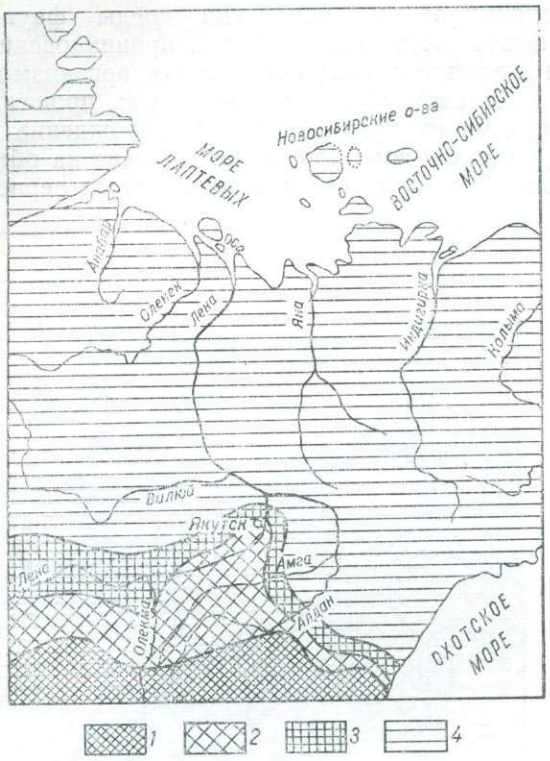


Рис. 29. Палеогеографическая схема амгинского (нельгакинского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — древнее континентальное пространство; *2* — континентальное пространство с остаточным платформенным чехлом; *3* — эпиконтинентальное море, отложения доломитовых и глинистодоломитовых, глинисто-доломито-известковистых, глинистых, глинисто-известковистых и известковистых фаций; *4* — открытое море, отложения глинистых, детритово-глинистых и известковистых фаций

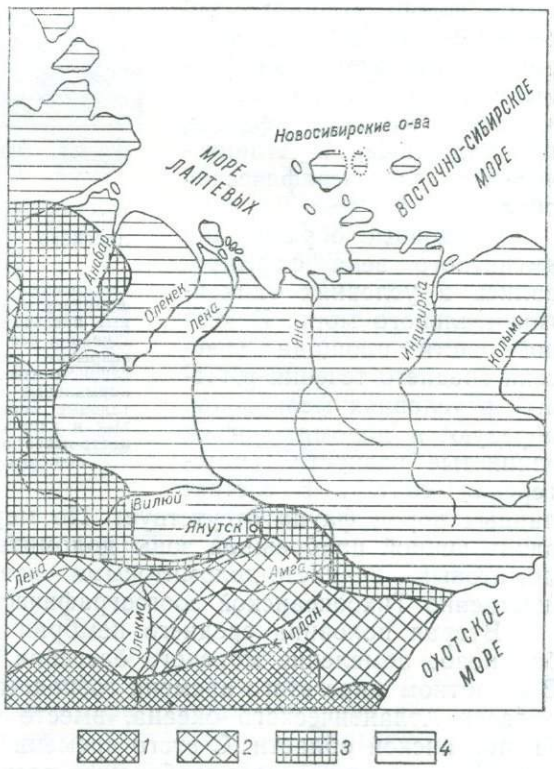


Рис. 30. Палеогеографическая схема майского (устьмайского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — древнее континентальное пространство; *2* — континентальное пространство с остаточным платформенным чехлом; *3* — эпиконтинентальное море, отложения битуминозных, глинистых, глинисто-песчанисто-известковистых, глинисто-известковистых и известковистых фаций; *4* — открытое море, отложения глинисто-известковистых и известковистых фаций

simum, являющиеся первыми предвестниками более высокоорганизованной флоры. Мощность всей осадочной толщи от 100 *м* на юге до 800—900 *м* и более на севере (рис. 30).

Начавшаяся регрессия моря в конце среднего кембрия продолжается в течение всего верхнего кембрия. В результате регрессии на юге расширяется материковое пространство, а на севере происходит резкое обмеление морского бассейна. В обмелевшей части бассейна устанавливается лагунно-континентальный режим, при котором идет накопление красноцветных глинистых, известково-глинистых, галогенных (гипса, ангидрита и каменной соли) и весьма редко карбонатных отложений, мощность которых колеблется от 250 до 400 *м*.

Распределение моря и суши, как и осадков, с конца среднего кембрия до конца позднего кембрия (верхоленское время) было, вероятно, постоянным (рис. 31).

Только в начале ордовика происходят резкие изменения палеогеографических условий восточной части Сибирской платформы. Эти изменения выразились в дальнейшей регрессии моря и осушении всей этой части платформы, в связи с чем нарушилась связь между Тунгусским и Верхоянским морями.

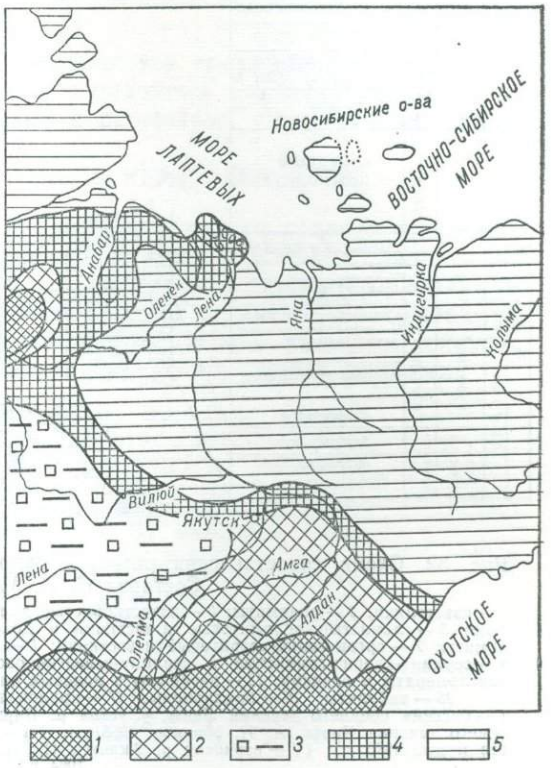


Рис. 31. Палеогеографическая схема верхнекембрийского (верхоленского) времени. Составил С. П. Мехоношин

1 — древние континентальные пространства, области сноса; *2* — континентальные пространства, образованные платформенным чехлом; *3* — закрытые лагуны; отложения галогенных, галогенно-глинистых, глинисто-известковистых фаций; *4* — эпиконтинентальное море, отложения глинистых, песчано-глинисто-карбонатных и карбонатных фаций; *5* — открытое море, отложения битуминозных глинисто-карбонатных и карбонатных фаций

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Терригенные, терригенно-карбонатные отложения платформенных и субплатформенных фаций ордовика обнажаются только в Приленском районе и на хребте Сетте-Дабан.

В Приленском районе в составе отложений ордовика О. И. Никифорова и О. Н. Андреева (1955) выделяют все три отдела указанной системы, подразделяемые на ярусы. Нижний отдел ордовикской системы составляют усть-кутский и чуньский ярусы, средний отдел — криволуцкий и мангазейский ярусы и верхний отдел — долборский ярус.

На хребте Сетте-Дабан эти отложения расчленяются только на отделы — нижний, средний и верхний, так как для более дробного расчленения пока нет достаточного фаунистического обоснования. Сопоставление разрезов этих районов из-за территориальной разобщенности, недостаточной фаунистической характеристики и различия литолого-фациальных особенностей затруднено, поэтому описание их дается для каждого района отдельно (рис. 32).

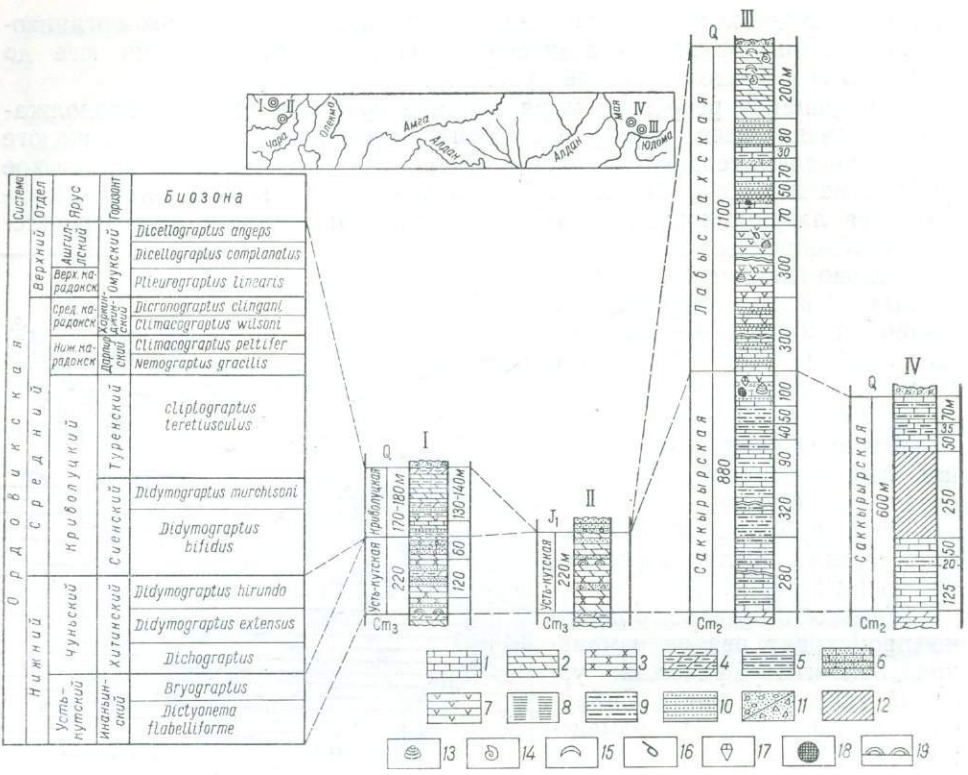


Рис. 32. Схема сопоставления разрезов ордовикских отложений Южной Якутии. Составил С. П. Мехоношин

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — известковистые доломиты и доломитовые известняки; *4* — мергели; *5* — глинистые доломитовые известняки и доломиты; *6* — песчанистые известняки и доломиты; *7* — органогенно-детритовые известняки; *8* — глинистые и известково-глинистые сланцы; *9* — серицит-хлорит-глинистые и серицит-известняково-глинистые сланцы; *10* — песчаники; *11* — конгломераты и брекчии; *12* — перерывы в полевых наблюдениях; *13* — гастроподы; *14* — кораллы; *15* — табуляты; *16* — брахиоподы; *17* — криноидеи; *18* — мшанки; *19* — строматолиты.

I — бассейн среднего течения Лены, у устья р. Бирюка (А. И. Ушаков, 1959 г.); II — бассейн нижнего течения Чары (А. И. Ушаков, 1955 г.); III — междуречье Дайкани и Юдомы (А. Г. Лосев и др., 1970 г.); IV — верховья р. Аканжи (В. А. Иванов, В. Н. Балаганов, В. Б. Обухов, 1964 г.)

ПРИЛЕНСКИЙ РАЙОН

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения *устькутской свиты* нижнего ордовика наблюдаются в бассейнах среднего течения Лены и нижнего течения Чары. Они залегают без видимого несогласия на верхнекембрийских породах и перекрыты обычно рыхлыми отложениями кайнозоя. Лишь в самой крайней северо-западной части территории на них налегают образования среднего и верхнего отделов ордовика.

По данным А. И. Ушакова (1959), устькутская свита в бассейне среднего течения Лены имеет следующий разрез:

1. Серые, желтовато-серые и коричневые плитчатые мелкозернистые доломиты и доломитовые известняки с прослоями зеленовато-серых тонкозернистых песчано-глинистых доломитов и доломитовых известняков часто оолитового строения с глауконитом и остатками строматолитов . 40—45 *м*

2. Серые и желтовато-серые плитчатые мелкозернистые доломиты и доломитовые известняки с прослоями светло-серых и серых плитчатых мелко- и крупнозернистых известняков, зеленовато-серых и зеленых тонкоплитчатых мергелей, серых и зеленовато-серых плоскогалечных кон-

гломератов с галькой доломитов и доломитовых известняков и зеленовато-серые плитчатые тонко- и мелкозернистые песчанистые и песчано-глинистые известняки . . . . . 110—120 „

3. Серые и желтовато-серые плитчатые, реже массивные мелкозернистые доломиты и доломитовые известняки с прослоями плоскогалечных конгломератов и зеленовато-серых плитчатых мелкозернистых песчанистых и песчано-глинистых известняков . . . . . 55—65 „

Мощность свиты 205—230 *м*.

В верхней части разреза свиты содержатся остатки брахиопод, среди которых О. И. Никифоровой и О. Н. Андреевой определены *Finkelnburgia bellatula* Ulr. et Coop., *Finkelnburgia* sp.; А. И. Ушаковым в тех же слоях найдены брахиоподы *Obolus* sp.

В породах свиты постоянно встречается глауконит. Устькутским ярусом заканчивается разрез нижнего ордовика. Выпадение из разреза отложений чуньского яруса связано с перерывом в осадконакоплении.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего отделов ордовика, относимые к *криволуцкой свите*, встречены лишь в бассейне среднего течения Лены. Они несогласно покрывают породы нижнего ордовика и в свою очередь за пределами Южной Якутии согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего силура. Криволуцкая свита (Ушаков, 1959) представлена двумя пачками:

1. Красно-бурые, зеленые и зеленовато-серые плитчатые мелкозернистые доломиты, глинистые и песчанистые доломиты с прослоями зеленовато-серых плоскогалечных карбонатных конгломератов, желтовато-бурых и красновато-бурых глинистых сланцев, бурых мелкозернистых песчаников и зеленовато-серых плитчатых мелкозернистых органогенно-детритовых известняков (в верхней части слоя). В основании пачки залегают прослои мощностью до 8 *м* зеленых вязких глин . . . . . 40 *м*

2. Переслаивание бурых, красновато-бурых, зеленых и зеленовато-серых плитчатых доломитов, красно-бурых и зеленовато-серых тонкоплитчатых мергелей, красно-бурых и зеленых глинистых сланцев и бурых мелкозернистых песчаников. По всему разрезу пачки наблюдаются мелкие линзы волокнистого гипса . . . . . 130—140 „

Общая мощность свиты 170—180 *м*.

В породах нижней части свиты В. К. Смоляковым обнаружена фауна — *Lenorthis girargia* и *Tetradella* sp. (определение О. И. Никифоровой), характерная для криволуцкого яруса.

Отсутствие фауны в верхах разреза позволяет предполагать возможность отнесения более верхних слоев свиты к среднему ордовику (мангазейский ярус), а может быть, и к верхнему ордовику (долборский ярус). Это послужило поводом отнесения ее к нерасчлененным отложениям среднего и верхнего отделов указанной системы.

РАЙОН ХРЕБТА СЕТТЕ-ДАБАН

В пределах хребта Сетте-Дабан отложения ордовика залегают в узких тектонических блоках. Наиболее значительные выходы их известны по правобережью Юдомы в долинах рек Бриндакита и Аканжи. Они относятся к нижнему, среднему и верхнему отделам ордовикской системы.

Впервые данные отложения были изучены В. И. Серпуховым (1936), позднее А. Г. Лосевым, В. А. Самозванцевым и др. (1962) и рассматривались как силурийские. В. А. Ивановым, В. Н. Балагановым и В. Б. Обуховым (1964), А. Г. Лосевым и др. (1970) на основании палеонтологических находок они были отнесены к ордовику.

По данным А. Г. Лосева и др. (1970), по правобережью Юдомы их разрез следующий.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Саккырырская свита

1. Известняки зеленовато-серые, тонкокристаллические, сильно рассланцованные, серицитизированные на плоскостях рассланцевания (пласты 20—30 *м*), переслаивающиеся с зелеными хлорит-серицитовыми сланцами (слои мощностью 10—15 *м*); редкие маломощные прослои серых мелкозернистых песчанистых известняков . . . . . 280 *м*

2. Зеленые хлорит-серицитовые сланцы с частыми прослоями (10—20 *м*) сильно рассланцованных серых тонкозернистых известняков и редкими маломощными пластами темно-серых массивных известняков . . . . . 320 „

3. Известняки серовато-зеленые, массивные, с прослоями хлорит-серицитовых сланцев . . . . . 90 „

4. Сланцы черные, серицит-хлорит-глинистые и черные, тонкоплитчатые среднезернистые известняки с тончайшими прослойками черных глинистых сланцев . . . . . 40 „

5. Серицитовые сланцы светло-зеленые . . . . . 50 „

6. Известняки серовато-зеленые, тонкоплитчатые, песчанистые, мелкозернистые, с линзовидными органогенно-обломочными известняками с фауной гастропод — *Archinocella* ex gr. *Subrotunda* Vlrich et Cooper, брахиопод — *Angarella*, члениками криноидей . . . . . 100 „

Перечисленные гастроподы и брахиоподы характерны для чуньского и устькутского ярусов нижнего ордовика.

Мощность свиты 880 *м*.

Несколько иной разрез данной толщи приводился В. А. Ивановым, В. Н. Балагановым и В. Б. Обуховым (1964) для бассейна верхнего течения р. Аканжи:

1. Известняки серые и темно-серые, плитчатые, с серицитизированными глинистыми примазками на плоскостях наслоения и секущими прожилками кварц-карбонатного состава . . . . . 125 *м*

2. Тонкое переслаивание темно-серых плитчатых тонкозернистых известняково-глинистых и известково-хлоритовых сланцев с серыми плитчатыми мелкозернистыми известняками . . . . . 20 „

3. Известняки серые и темно-серые, слоистые, мелкозернистые, с серицитизированными глинистыми примазками . . . . . 50 „

Перерыв в наблюдениях

4. Известняки серые, плитчатые, мелкозернистые . . . . . 50 „

5. Известняки глинистые, черные, плитчатые, мелкозернистые . . . 35 „

6. Известняки серые, плитчатые, мелкозернистые, с прослоями бурых серицито-известково-глинистых сланцев . . . . . 70 „

Фаунистические остатки в породах не обнаружены.

Мощность толщи 600 *м*.

Данная толща по тектоническому контакту граничит с фаунистически охарактеризованными отложениями лландоверского и венлокского ярусов силура (тасканская свита). Южнее она переходит по простиранию в заведомо ордовикские отложения, выделяемые А. Г. Лосевым и др. (1970) под названием саккырырской свиты.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего отделов ордовика, выделяемые А. Г. Лосевым и др. под названием *лабыстахской свиты,* встречены в очень маленьком тектоническом блоке по правобережью Юдомы, где они согласно залегают на отложениях нижнего ордовика. По данным указанных выше исследователей, лабыстахская свита имеет следующий обобщенный разрез:

1. Переслаивание серых и зеленовато-серых плитчатых известняков (0,5—2 *см*), серых мелкозернистых известковистых песчаников, образующих слои мощностью от 20 до 30 *м*, и зеленовато-серых известковистых аркозово-кварцевых песчаников мощностью 10—20 *м*. В известняках присутствуют линзы

темно-серых органогенно-обломочных известняков с фауной пелеципод и остракод плохой сохранности . . . . . 300 *м*

2. Черные и темно-серые органогенно-обломочные мелкозернистые известняки с остатками колпачковых гастропод *Hypseloconys* sp. и *Palaecmae* sp. (определение В. А. Востоковой) и брахиопод *Pleourorthis* es gr. *Costellata* Cooper. (определение Х. С. Розман) . . . . . 300 „

3. Серые и темно-серые песчанистые разнозернистые известняки, рассланцованные, иногда «ребристые» . . . . . 70 „

4. Серовато-зеленые мелкозернистые известковистые аркозовые и кварцевые песчаники . . . . . 50 „

5. Известняки «ребристые», серые, мелкозернистые, песчанистые . . . 70 „

6. Бурые и черные плитчатые тонкозернистые глинистые известняки . 30 „

7. Известняки темно-серые, массивные, редко плитчатые, мелкозернистые, с прослоями серовато-зеленых и зеленовато-серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников . . . . . 80 „

8. Доломиты темно-серые, реже серые, грубоплитчатые, тонкозернистые, содержащие остатки *Fletcheriella gigantica* Preobrazhensky (sinlitt) (определение Б. В. Преображенского) и *Eofletcheria* sp. (определение И. И. Чудиновой) . . . . . 200 „

Мощность свиты 1100 *м*.

Указанные выше органические остатки, найденные в различных частях разреза лабыстахской свиты, служат основанием для отнесения этих отложений к среднему и верхнему ордовику. Присутствующие здесь брахиоподы — *Pleurorthis* ex gr. *costellata* Cooper. и гастроподы — *Hypseloconus* sp., *Palaeacmaea* sp. характерны для среднего ордовика. Кораллы, встреченные в доломитах верхней части свиты — *Fletcheriella gigantica*, указывают на их верхнеордовикский возраст; табуляты — *Eofletcheria* sp. известны в отложениях как среднего, так и верхнего ордовика.

Максимальная мощность отложений среднего и верхнего ордовика не превышает 1600 *м*.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы на территории Южной Якутии обнажаются на небольшой площади лишь в бассейне среднего течения Юдомы. Здесь они дислоцированы в субмеридиональном направлении и падают на восток под углом 10—20°.

Изучением отложений карбона в пределах данной территории занимались В. И. Серпухов, Е. С. Бобин, Д. В. Бойков (1935—1936), В. А. Иванов, В. Н. Балаганов и Б. В. Обухов (1964), А. Г. Лосев, С. Е. Лосева и И. В. Стельмахов (1970).

Разрез толщи каменноугольных отложений, составленный А. Г. Лосевым, С. Е. Лосевой и И. В. Стельмаховым в левобережной части р. Аканжи, следующий (рис. 33).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Хамамытская свита

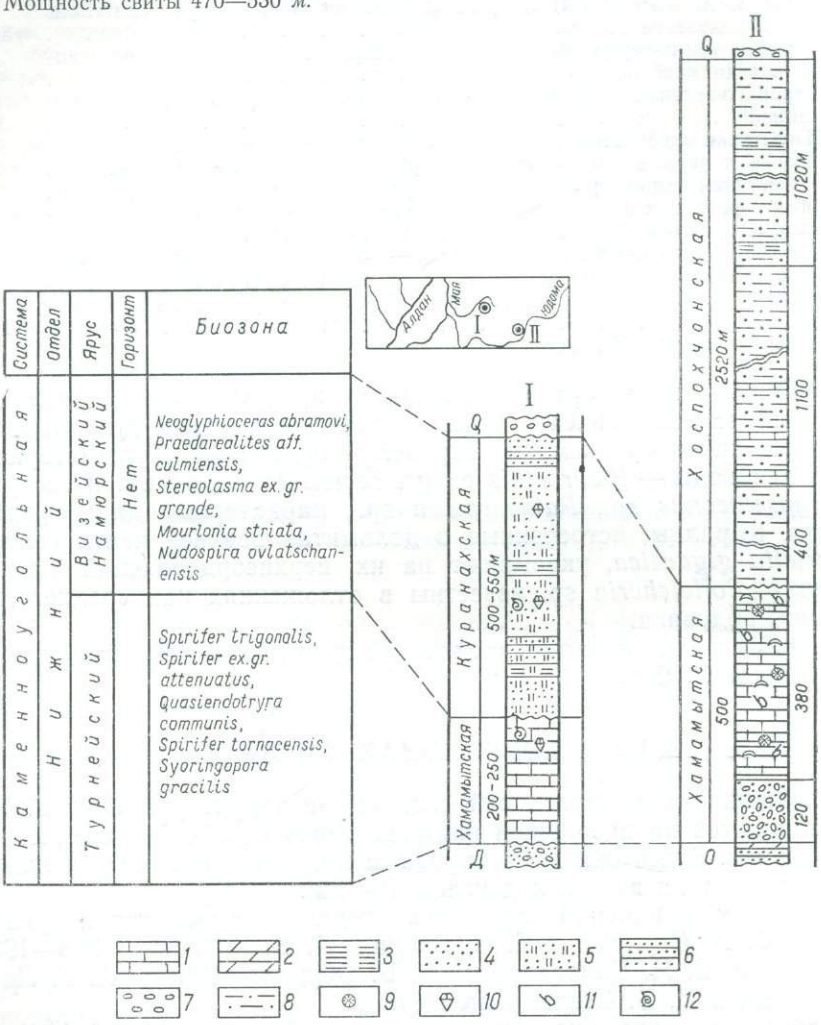
1. Конгломераты темно-серые и черные с крупной (3—10 *см*) галькой, состоящей из черных, темно-серых мелкозернистых доломитов, песчано-глинистых доломитов и разнозернистых кварцевых песчаников, цемент песчано-известковый или песчано-доломитовый . . . . . 120—150 *м*

2. Темно-серые и черные массивные и обломочные органогенно-детритовые известняки с редкими прослоями темно-серых разнозернистых известняков. В органогенно-детритовых известняках из наиболее сохранившихся органических остатков установлены: кораллы — *Amplexi Zaphrentis indifferens* Sutherland, *Keyserlingophyllum* sp. (?), *Caninia patula* var. *tuvaensis* Tolmachev, *C. cylindrica* (Scouler), *C.* sp. ex gr. и *Cuathoclisia* sp. (определения Т. А. Добролюбовой и Н. И. Кабакович); табуляты — *Michelinia megastoma* Phill (определение

И. И. Чудиновой) и брахиоподы — *Chonetes* sp., *Spirifer* (?) sp. *indet.*, *Ehinoconchus* sp. (определения Л. М. Донаковой) . . . . . 350—380 „

Фаунистические остатки позволяют отнести отложения хамамытской свиты к турнейскому ярусу нижнего карбона.

Мощность свиты 470—530 *м*.



1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Рис. 33. Схема сопоставления разрезов каменноугольных отложений Южной Якутии. Составил С. П. Мехоношин

1 — известняки; *2* — песчанистые известняки; *3* — аргиллиты и глинистые сланцы; *4* — алевролиты; *5* — окварцованные алевролиты; *6* — песчаники; *7* — конгломераты; *8* — углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы; *9* — кораллы; *10* — криноидеи; *11* — брахиоподы; *12* — фораминиферы. I — бассейн Бама и Аканжи (В. А. Иванов, В. Н. Балаганов, В. Б. Обухов, 1964 г.); II — левобережье Аканжи, среднее течение р. Юдомы (А. Г. Лосев, С. Е. Лосева, И. В. Стельмахов, 1970 г.)

Несколько иной разрез отложений нижнего отдела каменноугольной системы описан севернее (на границе Южной Якутии) — в бассейнах рек Бама и Аканжи В. А. Ивановым, Н. В. Балагановым и В. Б. Обуховым (1964):

Хамамытская свита

1. Монотонная толща серых и темно-серых массивных мелко- и среднезернистых известняков с прослоями массивных среднезернистых органогенных известняков, переполненных обломками члеников криноидей. В органогенных известняках кроме кринои-

дей, содержатся фораминиферы рода *Endothyra* sp. определение О. И. Богут) турнейского яруса.

Мощность свиты 200—250 *м*.

Куранахская свита

1. Темно-серые и серые массивные окремненные песчанистые тонкозернистые алевролиты . . . . . 100 *м*
2. Серые и зеленовато-серые плитчатые мелко- и среднезернистые песчаники с прослоями черных и серых окремненных песчанистых алевролитов . . . . . 30 „
3. Темно-серые и серые массивные в различной степени окремненные с сетью тонких кварцевых прожилков песчанистые алевролиты с фауной фораминифер . . . . . 250—280 „
4. Серые и зеленовато-серые массивные окремненные мелкозернистые песчаники . . . . . 40 „
5. Серые массивные окремненные песчанистые алевролиты . . . 80—100 „

Мощность свиты 500—550 *м*.

Содержащиеся в свите остатки фораминифер — *Spirifer trigonalis* Mart., *Endothyra* sp. (?) ex gr. *latispiralis* Zip., *Spiroplectammina* sp., *Bisphaera* (?) sp. характеризуют возраст свиты как визейский.

Отложения среднего отдела каменноугольной системы здесь отсутствуют.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (?)

Отложения верхнего отдела (?) трансгрессивно и с несогласием залегают на образованиях нижнего отдела (на хамамытской свите).

Наиболее полный разрез *хоспохчонской свиты* наблюдался в бассейне среднего течения р. Юдомы вблизи устья ручья Крутого (А. Г. Лосев и др., 1970).

Нижняя подсвита. Нижний горизонт

1. Черные тонкоплитчатые микрозернистые углисто-слюдистые сланцы, переслаивающиеся с листоватыми микрозернистыми углисто-глинистыми сланцами . . . . . 30 *м*
2. Темно-серые и черные тонкоплитчатые углисто-глинистые сланцы . . 50 „
3. Переслаивание черных и темно-серых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев . . . . . 10 „
4. Темно-серые и черные листоватые и тонкоплитчатые микрозернистые углисто-глинистые сланцы с частыми тонкими прослоями черных плитчатых мелкозернистых известняков . . . . . 50 „
5. Черные тонкоплитчатые углисто-слюдистые и углисто-глинистые сланцы с редкими прослоями темно-серых мелкозернистых известняков . . . . 80 „
6. Темно-серые и черные тонкоплитчатые микрозернистые углисто-глинистые сланцы с прослоями серых тонкозернистых глинисто-кремнистых сланцев 30 „
7. Темно-серые глинисто-кремнистые сланцы . . . . . 50 „
8. Черные тонкоплитчатые микрозернистые углисто-слюдистые и серые тонкоплитчатые глинисто-кремнистые сланцы . . . . . 20 „
9. Черные и темно-серые листоватые и тонкоплитчатые углисто-глинистые сланцы, переслаивающиеся с серыми тонкоплитчатыми мелкозернистыми сланцами . . . . . 80 „

Мощность нижнего горизонта 400 *м*.

Верхний горизонт

1. Переслаивание черных и темно-серых тонкоплитчатых микро- и тонкозернистых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев . . . . . 60 *м*
2. Черные плитчатые разнозернистые известняки . . . . . 1 „
3. Черные и темно-серые тонкоплитчатые углисто-слюдистые и углисто-глинистые сланцы . . . . . 10 „
4. Черные плитчатые разнозернистые известняки . . . . . 5 „
5. Переслаивание черных и темно-серых тонкоплитчатых тонкозернистых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев . . . . . 30 „
6. Темно-серые плитчатые кремнисто-карбонатно-глинисто-полевошпат-кварцевые сланцы . . . . . 20 „

7. Переслаивание черных и темно-серых листоватых и тонкоплитчатых мелкозернистых углисто-глинисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев с тонкими прослоями плитчатых разнозернистых известняков . . . . . 100 *м*
8. Темно-серые плитчатые кремнисто-глинисто-полевошпат-кварцевые сланцы . . . . . 15 „
9. Переслаивание черных и темно-серых листоватых и тонкоплитчатых микро- и тонкозернистых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев . 120 „
10. Серые плитчатые тонкозернистые кремнисто-глинистые полевошпат-кварцевые сланцы с маломощными прослоями листоватых микрозернистых углисто-глинистых сланцев . . . . . 50 „
11. Переслаивание тонкозернистых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев с маломощными прослоями серых тонкоплитчатых тонкозернистых кремнисто-карбонатно-глинистых полевошпат-кварцевых сланцев . . 100 „
12. Переслаивание черных и темно-серых тонкоплитчатых углисто-слюдистых, углисто-глинистых и серых плитчатых кремнисто-глинистых полевошпат-кварцевых сланцев . . . . . 250 „
13. Переслаивание черных и темно-серых тонкоплитчатых микрозернистых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев . . . . . 160 „
14. Черные и темно-серые тонкоплитчатые углисто-глинистые сланцы с тонкими и редкими прослоями кремнисто-карбонатно-глинистых полевошпат-кварцевых сланцев . . . . . 180 „

Мощность верхнего горизонта 1100 *м*.
Мощность подсвиты 1500 *м*.

Верхняя подсвита

1. Темно-серые плитчатые тонкозернистые кремнисто-глинистые полевошпат-кварцевые сланцы с редкими прослоями черных листоватых углисто-слюдистых и углисто-глинистых сланцев . . . . . 100 *м*
2. Черные листоватые микрозернистые углисто-глинистые сланцы . . 20 „
3. Глинисто-кварцевые сланцы . . . . . 50 „
4. Глинистые сланцы . . . . . 50 „
5. Глинисто-кварцевые сланцы с прослоями (1—3 *м*) черных углисто-глинистых сланцев . . . . . 120 „
6. Черные углисто-глинистые сланцы . . . . . 20 „
7. Серые и темно-серые тонкоплитчатые слоистые тонкозернистые карбонатно-глинистые полевошпат-кварцевые сланцы с прослоями черных тонкоплитчатых углисто-глинистых сланцев . . . . . 150 „
8. Переслаивание черных листоватых микрозернистых углисто-глинистых и серых, массивных и слоистых тонкозернистых карбонатно-глинистых полевошпат-кварцевых сланцев . . . . . 360 „
9. Черные и темно-серые массивные и слоистые тонкозернистые кремнисто-карбонатно-глинистые полевошпат-кварцевые сланцы . . . . . 150 „

Мощность подсвиты 1020 *м*.
Мощность хоспохчонской свиты 2520 *м*.

Фаунистические остатки в породах свиты здесь не найдены, но разрез ее, за исключением нижнего горизонта, хорошо сопоставляется со стратотипным разрезом этой свиты в бассейне Аллах-Юна, описанным Б. С. Абрамовым (1962), где найдена фауна брахиопод верхнего карбона.

Для Южного Верхоянья характерно, что отложения верхнекаменноугольного возраста тесно связаны с нижнепермскими толщами. Они отмечают собой начало геосинклинального режима, развившегося в пределах всей Верхояно-Чукотской складчатой области.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Терригенные пермские отложения, как и все отложения среднего и отчасти верхнего палеозоя, имеют весьма ограниченное распространение. Они известны на водоразделе верхних течений Бургунды и Бриндакита и в бассейне среднего течения Юдомы, где залегают со стратиграфическим несогласием на образованиях нижнего и среднего кембрия или верхнего протерозоя. На территории Южной Якутии эти образования выступают в узком тектоническом блоке субмеридионального простирания.

В изучении отложений пермской системы на территории Южно-Верхоянской складчатой области принимали участие Н. И. Зайцев (1936), В. И. Серпухов (1936), Е. С. Бобин (1936), Д. Ф. Бойков (1936), А. С. Потребня (1936), В. А. Самозванцев, И. М. Фердман (1960), Б. С. Абрамов (1961), В. А. Ян Жин-шин (1962), В. А. Иванов, В. Н. Балаганов и В. Б. Обухов (1964), А. Г. Лосев, С. Е. Лосева и И. В. Стельмахов (1970).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На территории Южной Якутии известны лишь отложения нижнего отдела пермской системы. Разрез нижнепермских отложений на водоразделе верховьев Бургунды и Бриндакита (В. А. Иванов, 1964) следующий:

Газовская свита

1. Светло-серые, серые массивные и слоистые мелко- и среднезернистые песчаники с очень тонкими прослоями темно-серых плитчатых аргиллитов	40—47 *м*
2. Темно-серые тонкоплитчатые аргиллиты и алевролиты с прослоями конгломератов мощностью 5—6 *м* в верхней части пачки	30—36 „
3. Серые с розовым оттенком плитчатые мелкозернистые песчаники с точечными включениями лимонита	2—4 „
4. Темно-серые плитчатые алевролиты	12 „
5. Темно-серые плитчатые аргиллиты, переслаивающиеся с серыми массивными мелкозернистыми песчаниками	160—195 „

Мощность свиты 244—294 *м*.

Мопринская свита

1. Темно-серые массивные мелкозернистые песчаники	10—12 *м*
2. Серые и темно-серые плитчатые алевролиты	100 „
3. Серые и темно-серые, иногда с бурыми пятнами, массивные и плитчатые мелкозернистые песчаники	20—30 „
4. Переслаивание серых и темно-серых массивных и грубоплитчатых мелко- и среднезернистых песчаников с темно-серыми и черными плитчатыми алевролитами и аргиллитами	250—280 „
5. Темно-серые и черные плитчатые алевролиты с тонкими прослоями серых массивных мелкозернистых песчаников	150—180 „
6. Переслаивание черных плитчатых алевролитов и аргиллитов с серыми массивными и плитчатыми мелкозернистыми песчаниками	360—370 „
7. Темно-серые тонкоплитчатые аргиллиты с прослоями плитчатых алевролитов и редкими прослоями темно-серых массивных мелкозернистых песчаников	325 „
8. Серые массивные мелкозернистые песчаники с прослоями темно-серых плитчатых алевролитов в верхней части пачки	95—110 „
9. Темно-серые плитчатые тонкослоистые алевролиты с редкими прослоями светло-серых массивных грубозернистых песчаников	120—135 „

Мощность свиты 1500—1610 *м*.

В породах мопринской свиты фауна не обнаружена, но их принадлежность к нижнепермским отложениям не вызывает сомнений. В смежных районах на основании фаунистических данных она относится к артинскому — кунгурскому ярусам. В изучаемом районе сохранился неполный разрез этой свиты, поэтому с некоторой долей условности ее отложения отнесены только к артинскому ярусу (рис. 34).

В пределах той же узкой полосы в бассейне среднего течения р. Юдомы, по данным В. А. Самозванцева, И. И. Фердмана и А. Г. Лосева, разрез нижнепермской толщи представляется в следующем виде:

Кукканская свита

1. Черные и темно-серые плитчатые алевролиты, переслаивающиеся с серыми массивными мелкозернистыми песчаниками и серыми, темно-серыми аргиллитами . . . . . 600—700 *м*

2. Серые массивные полимиктовые мелкогалечные конгломераты . 5—10 „

3. Серые массивные мелкозернистые песчаники с прослоями черных и темно-серых тонкоплитчатых алевролитов и аргиллитов . . . . 595—690 „

Видимая мощность свиты 1200—1400 *м*.

Среди пород кукканской свиты собрана фауна брахиопод, криноидей, пелеципод и мшанок. Из брахиопод здесь найдены *Productus rolymaensis* Lich., *P. verchoyanicus* Frcks., *Chonetes* cf. *amalonensis* Dich. и др.

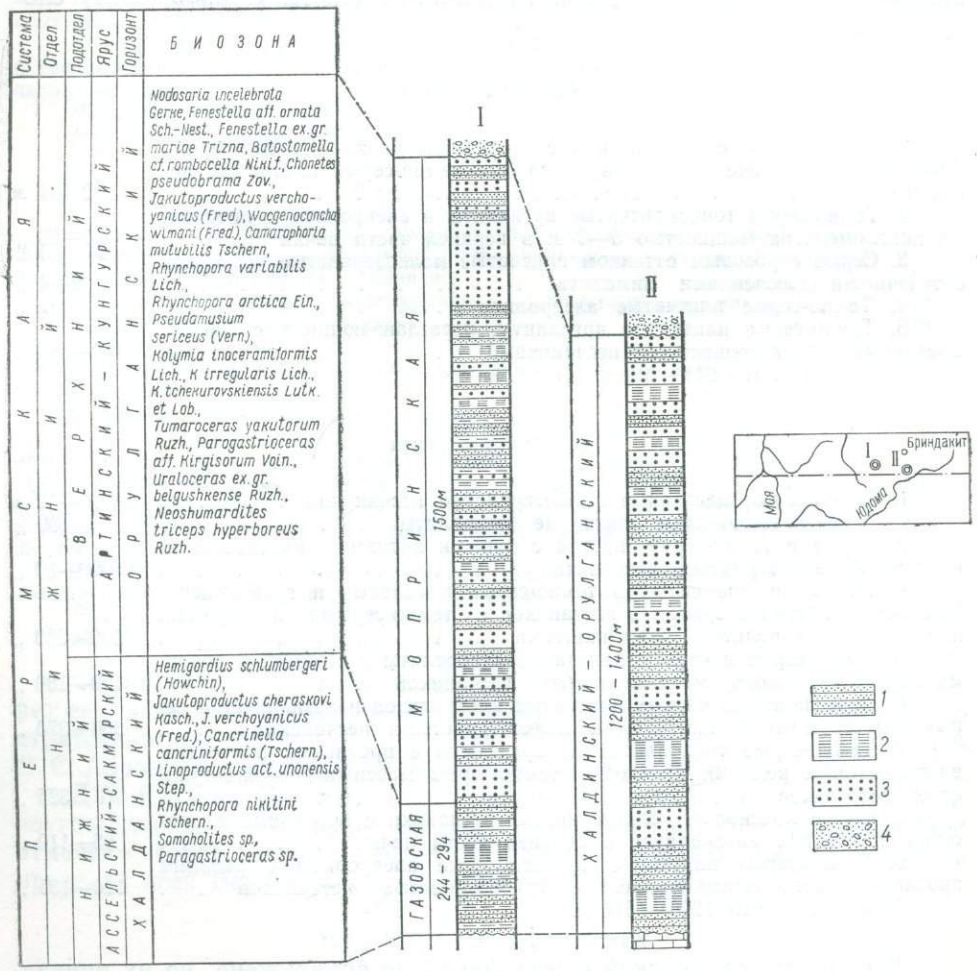


Рис. 34. Схема сопоставления разрезов пермских отложений Южной Якутии. Составил С. П. Мехоношин

1 — песчаники; *2* — аргиллиты; *3* — алевролиты; *4* — конгломераты. I — междуречье Бургунды и Юдомы (В. А. Иванов, В. Н. Балаганов, И. В. Стельмахов, 1964 г.); II — междуречье Бургунды и Юдомы (В. А. Самозванцев, И. М. Фердман, 1964 г.)

Нижнепермскими отложениями венчается разрез палеозойских образований, развитых в пределах Южной Якутии.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Мезозойские отложения Южной Якутии представлены терригенными и отчасти вулканогенными образованиями юры и мела. Распространены они в различных частях территории в виде крупных или мелких изолированных выходов, сохранившихся от денудации. Наиболее крупные площади, занятые юрскими отложениями, известны в северо-восточной части территории (Алданская впадина) и на юге района, где к предгорьям Станового хребта с севера прилегает ряд впадин, заполненных юрскими и меловыми угленосными толщами (Южно-Якутский каменноугольный бассейн). К этой же зоне приурочены и выходы нижнемеловых эффузивов.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения Южной Якутии распространены главным образом в Алданской впадине и во впадинах Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Кроме того, они известны в виде изолированных полей на водоразделах в Центрально-Алданском районе, в верховьях р. Амги и в верховьях р. Гыныма.

Юрские и нижнемеловые отложения наблюдаются также к югу от основных впадин угленосного бассейна и к западу от него, выполняя грабеновые депрессии в предгорьях хребта Станового.

На территории описываемого района развиты континентальные отложения. Морские осадки в Южно-Якутском каменноугольном бассейне неизвестны.

Фаунистически охарактеризованные отложения морской юры известны лишь за пределами Южной Якутии, где они представлены терригенными породами среднего и верхнего лейаса, перекрывающими континентальные песчано-конгломератовые отложения нижнего лейаса.

Юрский возраст угленосных отложений Южной Якутии и континентальный характер их впервые были установлены В. Н. Зверевым в 1912—1913 гг. Позже по сборам флоры В. Н. Зверева, Д. С. Коржинского и др. А. Н. Криштофович и В. Д. Принада уточнили возраст этих отложений как средне-верхнеюрский. И лишь в последующие годы (1952—1958) в составе этих отложений были установлены и выделены все три отдела юры и нижнемеловые отложения.

Нижняя юра северных склонов Алданского щита и Алданской впадины с необходимой полнотой изучена и описана в работах А. Г. Ржонсницкого, Д. К. Зегебарта, Ю. К. Дзевановского, А. А. Арсеньева, В. А. Вахрамеева, Д. К. Горнштейна, Г. П. Дубаря и др.

Описанию юрских отложений разных районов Южно-Якутского бассейна посвящено значительное количество работ (В. Н. Зверев, Ю. А. Билибин, Ю. К. Дзевановский, Н. В. Фролова, Г. Ю. Лагздина, В. А. Луконина, В. К. Солецкая, В. И. Гольденберг, Т. С. Долгих, Н. С. Шпак, А. Г. Кац, В. В. Мокринский, Т. А. Ишина, А. Н. Антропов, К. Н. Григорьев, И. С. Бредихин, С. С. Каримова, В. А. Клишейко, А. Г. Гончар, Ш. А. Сюндюков, А. В. Павлов и др.). В настоящее время по Южно-Якутскому каменноугольному бассейну сложилось достаточно полное общее представление о разрезах нижней и средней юры.

Разрез верхнеюрских отложений бассейна в силу их исключительного литологического однообразия и сложной тектонической обстановки районов развития изучен пока недостаточно и разными авторами интерпретируется по-разному (Т. А. Ишина, И. С. Бредихин, А. Г. Гончар, Р. А. Ремизов, Ш. А. Сюндюков, А. В. Павлов и др.).

В целом следует отметить, что стратиграфия угленосных отложений Южно-Якутского бассейна находится еще в стадии разработки и в ней имеется еще много нерешенных вопросов. Расчленение разрезов и увязка их отличаются значительной условностью и почти всегда сопряжены с большими трудностями.

Наиболее полный разрез юрских отложений изучен по разведочным и структурным скважинам и обнажениям в Чульманской и Алданской впадинах.

ЮЖНАЯ ОКРАИНА АЛДАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Алданская впадина занимает междуречье нижнего течения Алдана и Амги. На севере ее, за пределами Южной Якутии, расположено Якутское погребенное поднятие, с востока впадина по глубинному разлому граничит с Сетте-Дабанским горст-антиклинорием. На юге юрские отложения распространяются до Алдана. На широте Усть-Юдомы их распространение ограничивается приразломной структурой Дыгдинского вала. Западный контур Алданской впадины, по-видимому, определяется Тыркандинским глубинным разломом. Современные западная и южная границы впадины носят эрозионный характер.

В Алданской впадине наблюдается полный разрез мезозойских отложений — от низов лейаса до нижнего мела включительно. В пределах описываемой территории развиты лишь нижнеюрские отложения. Ниже приводится их характеристика.

Нижний лейас

Отложения *укугутской свиты* (нижней континентальной, по А. Г. Ржонсницкому) повсеместно обнажаются в южной части Алданской впадины, залегая непосредственно на размытой поверхности кембрия. За пределами рассматриваемой территории укугутская свита повсеместно распространена в Вилюйской синеклизе и на северном склоне Алданского щита. Породы укугутской свиты в основном представлены мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Для нижних частей разреза характерны преобладание грубозернистых пород и плохая сортировка материала. Вверх по разрезу породы становятся более тонкозернистыми и в них улучшается сортировка материала. По всему разрезу наблюдаются включения грубых обломков древесины и мелкого растительного детрита, а также стяжений пирита и марказита.

Разрез укугутской свиты в обнажениях по Амге и Алдану сходен по литологическому составу с разрезами у г. Якутска и по р. Синей (Вахромеев, 1958). Тяжелая фракция, изученная З. М. Старостиной, характеризуется значительным содержанием граната и циркона; постоянно присутствуют пирит, ставролит, турмалин и рутил.

Сводный разрез свиты для среднего течения Алдана составлен Ю. К. Дзевановским (1940) (снизу вверх):

1. Песчаники среднезернистые, кварц-полевошпатовые, желтовато-серые, плитчатые с линзами конгломератов . . . . . 10—12 *м*
2. Песчаники среднезернистые и крупнозернистые, аркозовые и полимиктовые, серые, массивные, местами косослоистые с мелкими линзами и прослойками угля и конгломератов. Повсеместно встречаются грубые остатки древесины . . . . . 30 „
3. Песчаники среднезернистые, серые, плитчатые с прослойками песчано-глинистых и углистых сланцев с остатками *Czakanowskia setacea* Heer и *Pityophyllum* sp. . . . . 5 „
4. Песчаники аркозовые и полимиктовые, серые и желтые, массивные и толстоплитчатые с редкими и тонкими прослоями слюдистых и угли-

сто-глинистых сланцев с отпечатками *Czakanowskia setacea* Heer. В песчаниках этого горизонта наблюдаются стяжения сферосидерита и крупные линзы глин (до 25 *м* в длину), переполненные растительным детритом . . . . . 95—100 *м*

Далее разрез наращивается по правым притокам р. Алдана (Долток и Эльга).

5. Конгломераты рыхлые, с песчаным цементом, сильно ожелезненные, с крупной галькой различных, преимущественно кристаллических пород . . . . . 2,0 *м*
6. Песчаники рыхлые, бурые, сильно ожелезненные, с мелкими галечными прослоями . . . . . 0,5 „
7. Конгломераты и галечники сильно ожелезненные, с бурым песчаным цементом . . . . . 1,5 „
8. Песчаники рыхлые, желтые . . . . . 1,0 „

Севернее, из района нижнего течения Алдана (между устьями рек Маи и Белой), Ю. К. Дзевановским описан разрез с более полной флористической характеристикой (снизу):

1. Песчаники охристо-желтые, средне- и крупнозернистые, массивные или плитчатые, иногда косослоистые, с линзами конгломератов. Много остатков обугленной древесины, а в средней части слоя обнаружены хвощи *Neocalamites* sp. . . . . 60—80 *м*
2. Слабо сцементированные конгломераты с мелкой хорошо отсортированной галькой кристаллических и осадочных пород и рыхлые охристо-желтые песчаники с маломощными прослоями углей . . . . . 3 „
3. Серые массивные грубозернистые песчаники с линзами конгломератов мощностью 0,2—0,3 *м*. Отсюда определены *Schizolepis magnifica* Sew., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer.) Nath. и обрывки листьев *Phoenicopsis* sp. . . . . 100 „

Суммарная мощность по разрезу 183 *м*.

В гальке конгломератов нижней части разреза, различной окатанности, формы и размеров (6—7 *см*), встречаются протерозойские кварцитовидные песчаники, кварциты, красные глинистые сланцы, а также жильный кварц, андезиты, липариты и гранит-порфиры.

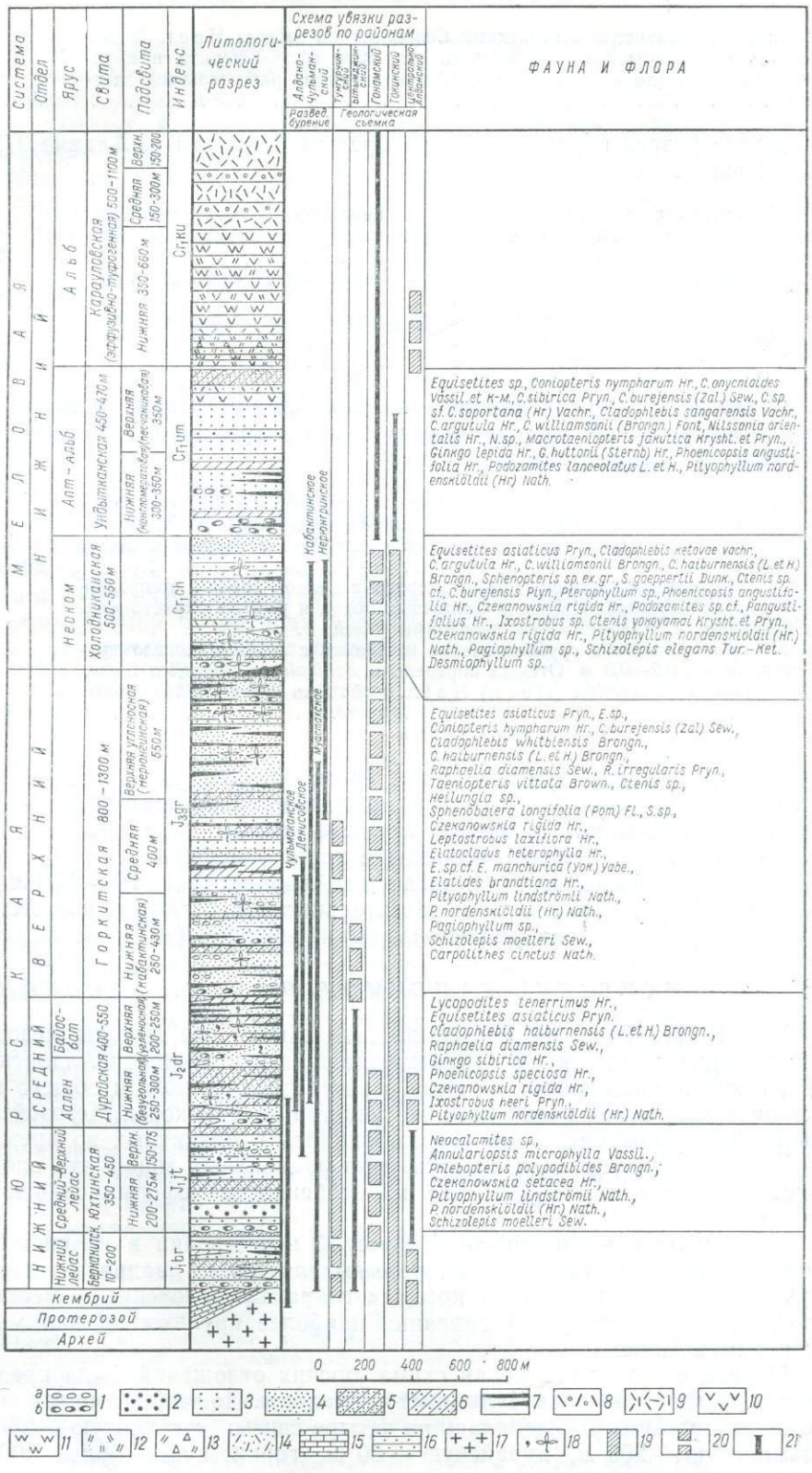
Общая мощность свиты достигает на Алдане и Амге 200—250 *м*. Из найденных Ю. К. Дзевановским растительных отпечатков только *Neocalamites* sp. указывает на раннемезозойский возраст (не выше лейаса).

ЮЖНО-ЯКУТСКИЙ КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ БАССЕЙН

Под Южно-Якутским бассейном понимаются все выходы мезозойских угленосных отложений, сформировавшихся в пределах Алданского щита в юрско-нижнемеловое время в результате единого и общего геотектонического этапа развития этого участка земной коры. Мезозойские угленосные отложения в нем формировались в различных во времени геотектонических условиях и структурно-фациальных зонах, что вполне естественно определило характер и особенности сформировавшихся осадков.

В результате эрозионно-тектонической перестройки в позднем мезозое — кайнозое в современном срезе выделяется до двадцати тектономорфологических структур, в которых сохранились юрские и меловые угленосные отложения. На описании наиболее крупных из них мы и остановимся ниже.

Первая стратиграфическая схема юрских отложений была предложена Н. В. Фроловой для Чульманской впадины. По этой схеме вся угленосная толща юры расчленялась на четыре свиты: юхтинскую — 250 *м*, чульманскую — 200 *м*, дурайскую — 50 *м*, горкитскую — более 200 *м*. Возраст отложений считался среднеюрским. Эта схема и послужила ос-


Система
Отдел
Ярус
Свита
Подсвита
Индекс
Литологический разрез
Схема увязки разрезов по районам
Алдано-Чульманский
Нижнебирюсинско-витимканский
Гонамский
Токинский
Алевритовый
Развед. бурение
Геологическая съемка
ФАУНА И ФЛОРА
МЕЛОВАЯ
ЮРСКАЯ
НИЖНИЙ
СРЕДНИЙ
ВЕРХНИЙ
Неком
Апт–альб
Альб
Холодниканская 500–550 м
Угольнинская 450–470 м
Карандинская (эффузивно-туфогенная) 500–1100 м
Горюнская 800–1300 м
Нижняя 300–600 м
Нижняя (конгломератово-песчаниковая) 300–350 м
Верхняя 350 м
Средняя 400 м
Верхняя угленосная (терригенная) 550 м
Нижняя (надбегинская) 250–430 м
Средний–Верхний лейас
Аален
Дурайская 400–550
Нижняя (безугольная) 250–300 м
Верхняя угленосная 200–250 м
Байос-бат
Нижний лейас
Верхний
Нижняя 200–275 м
Верхн. 150–175
Среднян 150–300 м
Верхн. 150–200
Беркакитск. 10–200
Юхтинская 350–450
Cr1ku
Cr1tm
Cr1ch
J3gr
J2dr
J1jt
J1br
Кембрий
Протерозой
Архей
Чульманское
Ленисейское
Мамаканское
Кабактинское
Нерюнгринское
Equisetites sp., Coniopteris nympharum Hr., C. onychioides Vassil. et K-M., C. sibirica Pryn., C. burejensis (Zal.) Sew., C. sp. sf. C. soportana (Hr) Vachr., Cladophlebis sangarensis Vachr., C. argutula Hr., C. williamsonii (Brongn.) Font, Nilssonia orientalis Hr., N. sp., Macrotaeniopteris jakutica Krysht. et Pryn., Ginkgo lepida Hr., G. huttonii (Sternb) Hr., Phoenicopsis angustifolia Hr., Podozamites lanceolatus L. et H., Pityophyllum nordenskioldii (Hr) Nath.
Equisetites asiaticus Pryn., Cladophlebis ketovae vachr., C. argutula Hr., C. williamsonii Brongn., C. haiburnensis (L. et H.) Brongn., Sphenopteris sp. ex gr. S. goeppertii Dunk., Ctenis sp. cf. C. burejensis Piyn., Pterophyllum sp., Phoenicopsis angustifolia Hr., Czekanowskia rigida Hr., Podozamites sp. cf. Pangustifolius Hr., Ixostrobus sp. Ctenis yokoyamai Krysht. et Pryn., Czekanowskia rigida Hr., Pityophyllum nordenskioldii (Hr.) Nath., Pagiophyllum sp., Schizolepis elegans Tur.–Ket. Desmiophyllum sp.
Equisetites asiaticus Pryn., E. sp., Coniopteris hymparum Hr., C. burejensis (Zal) Sew., Cladophlebis whitbiensis Brongn., C. haiburnensis (L. et H.) Brongn., Raphaelia diamensis Sew., R. irregularis Pryn., Taeniopteris vittata Brown., Ctenis sp., Heilungia sp., Sphenobaiera longifolia (Pom) Fl., S. sp., Czekanowskia rigida Hr., Leptostrobus laxiflora Hr., Elatocladus heterophylla Hr., E. sp. cf. E. manchurica (Yok.) Yabe., Elatides brandtiana Hr., Pityophyllum lindströmii Nath., P. nordenskioldii (Hr.) Nath., Pagiophyllum sp., Schizolepis moelleri Sew., Carpolithes cinctus Nath.
Lycopodites tenerrimus Hr., Equisetites asiaticus Pryn. Cladophlebis haiburnensis (L. et H.) Brongn., Raphaelia diamensis Sew., Ginkgo sibirica Hr., Phoenicopsis speciosa Hr., Czekanowskia rigida Hr., Ixostrobus heeri Pryn., Pityophyllum nordenskioldii (Hr.) Nath.
Neocalamites sp., Annulariopsis microphylla Vassil., Phlebopteris polypodiiides Brongn., Czekanowskia setacea Hr., Pityophyllum lindströmii Nath., P. nordenskioldii (Hr.) Nath., Schizolepis moelleri Sew.
0 200 400 600 800 м
а б 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10
11 12 13 14 15 16 17 18 19 20 21

новой при составлении последующих стратиграфических схем. Схема стратиграфии юрских отложений Южно-Якутского бассейна была утверждена в 1956 г. решением Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири.

В 1962 г. решением Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем ЯАССР была утверждена уточненная стратиграфическая схема. В настоящей статье эта схема дополняется (наращивается вниз) еще одной свитой — беркакитской. Таким образом, юрские угленосные отложения Южной Якутии подразделяются на следующие свиты:

1) беркакитская свита (J_1^1); 2) юхтинская свита (J_1^{2-3}) — нижняя подсвита (J_1^2), верхняя подсвита (J_1^3); 3) дурайская свита (J_2) — нижняя безугольная подсвита (J_2^1), верхняя угленосная подсвита (чульмаканская) (J_2^{2-3}); 4) горкитская свита (J_3) — нижняя угленосная подсвита (кабактинская) (J_3), средняя подсвита (J_3), верхняя угленосная подсвита (нерюнгринская) (J_3).

Общая мощность юрских осадков бассейна в различных геотектонических зонах его различна. Во внутриплатформенных прогибах щита мощность юрских осадков достигает 400—450 *м*; в краевой части предгорного прогиба она возрастает до 700—1500 *м*, а в центральной зоне этого же прогиба мощности достигают 2500 *м*.

Угленосная юра представлена различными песчаниками с подчиненным количеством тонкозернистых (алевролиты и аргиллиты) и грубозернистых (конгломераты и гравелиты) пород. Углепроявления в виде пластов, прослоев и линз угля встречаются во всех свитах юры. Весь комплекс пород отличается высокой степенью литификации и высокой степенью метаморфизма углей. Степень метаморфизма пород возрастает сверху вниз по стратиграфическому разрезу (рис. 35).

ВЕРХОВЬЯ Р. АМГИ

Юрские отложения слагают сравнительно узкие водораздельные пространства правых притоков р. Амги. Здесь отчетливо выделяются три поля развития юрских континентальных отложений: водораздел верховьев рек Амги и Нелюки, водораздел рек Амги — Чомполо и водораздел рч. Балаганнаха и верховьев р. Хатырхая. К югу от верховьев р. Амги отдельными небольшими пятнами (рч. Джелтукта, г. Апсат и др.) юрские отложения прослеживаются вплоть до Тунгурчинской впадины.

В описываемом районе юрские отложения залегают несогласно на различных горизонтах нижнего кембрия. Залегают они почти горизонтально со слабым уклоном на север, подчиняясь общей структуре подстилающих их пород. Иногда наблюдаются брахиантиклинали, образованные внедрением щелочной магмы, образующей лакколиты. Магматогенные складки юрских пород встречены в верховьях рек Хатына и Килиэра. Диаметр этих складок 5—10 *км*, вертикальная амплитуда 150—200 *м*.

Рис. 35. Литолого-стратиграфический разрез мезозойских угленосных отложений Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Составил И. С. Бредихин

1 — конгломераты: *а* — олигомиктовые, *б* — полимиктовые; *2* — гравелиты, песчаники крупнозернистые; *3* — песчаники среднезернистые; *4* — песчаники мелкозернистые; *5* — песчаники алевритовые; *6* — алевролиты, аргиллиты; *7* — каменный уголь; *8* — туфы кварцевых порфиров; *9* — кварцевые порфиры; *10* — андезит-порфиры; *11* — дацит-порфиры; *12* — туфы андезитов; *13* — вулканическая брекчия; *14* — туфопесчаники; *породы фундамента: 15* — кембрийские известняки и доломиты, *16* — протерозойские песчаники, *17* — архейские кристаллические породы; *18* — фауна, флора; *разрезы: 19* — выявленные, *20* — предполагаемые, *21* — стратотипные

Юрские отложения вершины р. Амги описаны Д. К. Зегебартом (1935). Разрез их общей мощностью 30—35 *м* представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Пачка светлых песчаников, кварцевых, с незначительной примесью полевых шпатов с кремнистым, кремнисто-глинистым и иногда карбонатно-глинистым цементом . . . . . 8—10 *м*
2. Конгломерат с мелкой хорошо окатанной галькой различных кембрийских пород, двуслюдяных сланцев и кварца; цемент песчанистый . . 0,1—0,3 „
3. Песчаник светло-серый, кварцевый, но с несколько большей примесью зерен полевых шпатов и мелкими стяжениями лимонита . . . . 20—25 „

Юрские отложения на водоразделе рек Амги — Балаганнах — Килиэр прослеживаются на 50—70 *км* в виде сравнительной узкой дугообразной полосы шириной 0,5—5,0 *км*. Разрезы их в верховьях рек Чомполо и Хатырхая изучены и описаны Н. И. Отнюковым (1961) и В. И. Лядиным (1964):

1. В основании разреза залегают тонкослоистые песчаники и аргиллиты с линзами углистых сланцев мощностью 0,2—0,3 *м*. Тонкая слоистость песчаников обусловлена чередованием слоев тонкозернистого и среднезернистого материала. Мощность пачки слоистых песчаников и аргиллитов определяется в 80—100 *м*.
2. Массивные среднезернистые песчаники серого цвета. Наблюдается отдельная хорошо окатанная галька (диаметром до 5 *см*). Крупнозернистые песчаники и конгломераты имеют весьма ограниченное площадное распространение. Они встречаются в виде пластов и линз мощностью до 2 *м* и содержат валуны до 30—40 *см* в диаметре. Мощность пачки массивных среднезернистых песчаников 100—120 *м*.

Наибольшая мощность пачки отмечена Н. И. Отнюковым в верховьях р. Хатырхая. Здесь пачка слоистых песчаников и аргиллитов отсутствует и массивные песчаники ложатся на размытую поверхность нижнего кембрия.

Максимальная мощность юры данного района наблюдается на горе Калыкан (180 *м*).

В. И. Лядиным отмечено, что на контакте кембрийских и юрских отложений нередко присутствуют бурые железняки в виде пласта мощностью 0,4—0,7 *м*. Последние представляют собой сильно ожелезненные юрские песчаники и конгломераты, сцементированные гидроокислами железа, и оруденелые брекчии (остроугольные обломки кремнистых пород, сцементированные гидроокислами железа). Присутствие подобных пород, по-видимому, свидетельствует о размыве и переотложении доюрской коры выветривания в условиях слабой эрозионной активности.

Юрские песчаники имеют кварцевый и аркозовый состав; степень сортировки зерен очень слабая. Цемент — соприкосновения, базальный и крустификационный, по составу кремнисто-глинистый, реже глинисто-железисто-серицитовый и кремнисто-железистый. Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом и рудным минералом, в пачке слоистых песчаников отмечен пироп.

Галька конгломератов имеет следующий состав: кварциты (40%), гранитоиды (30%), известняки и доломиты (25%); пегматиты (3%) и кварц (2%). Отмечается слабая окатанность гальки известняков и доломитов.

Возраст пород определить не удалось, так как листовой флоры и фауны не найдено, а отобранные спорово-пыльцевые пробы оказались пустыми. Описанные отложения по составу пород и их геологическому положению всеми исследователями сопоставляются с отложениями юхтинской свиты Южно-Якутского бассейна.

По нашим представлениям, нижняя пачка слоистых песчаников и аргиллитов должна быть сопоставлена с отложениями беркакитской

свиты, а верхняя пачка среднезернистых песчаников — с юхтинской свитой. Выпадение из разреза в верховьях Хатырхая нижней пачки тонкослоистых пород подтвердили необходимость выделения в основании мезозойской толщи бассейна самостоятельной беркакитской свиты, появляющейся в наиболее погруженных частях тектоно-морфологических структур бассейна.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН

Мезозойские терригенные отложения в Центрально-Алданском районе наблюдаются в виде отдельных изолированных полей (до 20××15 *км*) на водораздельных пространствах, прослеживающихся в виде субмеридиональной полосы почти на 100 *км* от Томмот-Якокут-Ыллымахского водораздела до излучины Алдана между устьями рек Якокута и Селигдара. В южной части района юрские отложения залегают на породах унгелинской свиты, а в районе Ниж. Куранаха — на куторгиновой свите нижнего кембрия.

В Центрально-Алданском районе нижнеюрские отложения в коренном залегании сохранились главным образом в пределах Верхне-Якокутского и Нижне-Куранахского грабенов и узкого грабена по долине р. Якокута. Наиболее полто эти отложения описаны Ю. А. Билибиным (1937) и А. Н. Угрюмовым (1963), по данным которых приводится их характеристика.

Ю. А. Билибин всю толщу юрских отложений района расчленил на три горизонта: нижний песчаниковый (250 *м*), средний сланцевый (90 *м*) и верхний песчаниковый (110 *м*) [1] с суммарной мощностью до 450 *м*.

А. Н. Угрюмов в составе юрских отложений района, которые он параллелизует с юхтинской свитой Алдано-Чульманского района, выделяет две подсвиты: нижнюю песчаниковую (150—300 *м*) и верхнюю сланцевую (до 200 *м*). Кроме этого, он отмечает присутствие в районе вулканогенно-осадочной толщи.

Нижняя песчаниковая подсвита. Нижняя часть разреза юры вскрыта скважиной на горе Порфировой, где она залегает на доюрской коре выветривания (желтая глина с обломками известняков):

1. Конгломераты, состоящие из гальки кремневых пород, кварца, реже гранита	1,4 *м*
2. Песчаники мелкозернистые, окварцованные	1,8 „
3. Песчаники мелкозернистые, светло-розовые, точечными пятнами лимонита	5,9 „
4. Песчаники разнозернистые, преимущественно крупнозернистые, аркозовые	12,2 „
5. Песчаники мелкозернистые, светло-серые, с гнездами и линзами лимонита	13,7 „

Общая мощность по разрезу 35 *м*.

В целом нижняя подсвита представлена аркозовыми песчаниками, конгломератами (до 1—2 *м*) и алевролитами. В нижних слоях подсвиты среди песчаников наблюдаются прослои и линзы конгломератов и гравелитов мощностью от 1 до 50 *м* (голец Мрачный). Выше толща переходит в массивные плитчатые разнозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники нижней толщи имеют преимущественно полевошпат-кварцевый состав. Галька конгломератов обычно хорошо окатана и представлена кварцем, кварцитом, реже карбонатными породами, песчаниками и эффузивами.

[1] Верхний песчаниковый горизонт Ю. А. Билибиным выделялся на гольце Заметном (водораздел рек Якокут—Томмот) с определенными оговорками, что эти песчаники могут оказаться и нижними.

Нижняя песчаниковая подсвита распространена в районе наиболее широко. Мощность ее изменчива и колеблется от 150 до 300 *м*. Максимальная мощность наблюдается в южной части района, в Верхне-Якокутском грабене.

Верхняя сланцевая подсвита распространена в основнов в Верхне-Якокутском грабене, где слагает наиболее возвышенные части водоразделов.

Толща сложена перемежающимися слоями алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и аркозовых песчаников. Нижняя граница подсвиты устанавливается по появлению в разрезе темно-серых и черных аргиллитов и углистых аргиллитов.

Песчаники в сланцевой подсвите пользуются ограниченным распространением и по облику несколько отличаются от нижних — они обычно более тонкозернисты и имеют темно-серый и серый цвет. Для них характерен базальный тип цемента (до 45%), представленный тонкоперетертым кварцем, каолином, углистым материалом и чешуйками серицита. Обломки обычно сложены кварцем (до 45%), плагиоклазом (7%) и мусковитом (3%).

Максимальная мощность подсвиты установлена на гольце Дефективном (200 *м*).

Вопрос о возрасте описанных отложений остается неясным, так как остатки листовой флоры, определенные в разные годы из сланцевой толщи, характеризуют ее возраст лишь как юрский вообще, в то время как в нижней песчаниковой толще определимых отпечатков растений до последнего времени вообще не было найдено.

Впервые юрский возраст терригенных отложений Алдана был установлен Ю. А. Билибиным в 1926 г., которым на гольце Юрском была найдена флора, определенная А. Н. Криштофовичем: *Cladophlebis* sp., *Podozamites gramineus* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer. Юрский же возраст вообще устанавливается и по флоре, определенной в 1935 г. В. Д. Принадой по сборам И. П. Лебедкина с гольца Моисей (*Cladophlebis* ex gr. *whithiensis* Brongn, *Czekanowskia setacea* Heer, *Pityophyllum solmsii* Sew., *P. angustifolum* (Nath.) Moell., *Schizolepis follini* Nath.).

В 1947 г. А. И. Куксом были сделаны сборы флоры на гольце Порфировом, определенные позднее З. П. Просвиряковой (*Cladophlebis* ex gr. *denticulata* (Brongn.) Font., *Equisetites* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* Nath.).

В 1961 г. А. В. Павловым на гольце Моисей были собраны отпечатки флоры, определенные Н. Д. Василевской: *Equisetites asiaticus* Pryn., *Cladophlebis* cf. *zauronica* Pryn., *Cl.* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Sphenopteris princeps* Presl.

Определения З. П. Просвиряковой и Н. Д. Василевской практически не уточняют возраст юрских отложений Центрального Алдана.

В образцах алевролитов из верхней части сланцевой толщи на гольцах Великан и Дефективном обнаружены споры и пыльца *Coniopteris* sp., *Pinus* sp., *Selaginella* sp. (сборы В. А. Лукониной, определения Е. А. Воеводовой). В алевролитах нижних горизонтов сланцевой толщи на гольцах Дефективном и Юрском определены *Pinus* sp., *Coniopteris* sp., *Osmundaceae, Gleichenia, Selaginella* sp., *Leiotriletes* sp., сходные (по заключению Е. А. Воеводовой) со спорами и пыльцой юрского комплекса других частей Южно-Якутского бассейна.

Уточняющие возраст данные были получены В. А. Лукониной (1964), которая в прослоях алевролитов верхних горизонтов нижней песчаниковой подсвиты на южных склонах гольца Титан обнаружила остатки хвоща, определенные Н. Д. Василевской как *Neocalamites* sp.

Основываясь на последнем определении, возраст нижней подсвиты Центрального Алдана принимается как раннемезозойский (не выше лейаса).

БАССЕЙН ВЕРХОВЬЕВ Р. ГЫНЫМА

Юрские отложения распространены на самых высоких водоразделах среднего течения р. Гонама и в верховьях р. Гыныма и его притоков Ламама, Сеймджи и др.

Терригенные песчано-глинистые отложения залегают на размытой поверхности нижнекембрийских пород (в верховьях рек Гыныма и Ламама они залегают на доломитах юдомской свиты, на водоразделе рек Мусонье — Куранах — на породах пестроцветной свиты). Отчетливо устанавливается слабый наклон пластов на север. Так, на водоразделе рек Ламама — Ытымджи юрские отложения залегают на абс. отм. 1700—1800 *м* и на расстоянии 90 *км* постепенно погружаются на северо-восток в долину р. Гыныма до абс. отм. 1000—1100 *м*. С северо-запада и севера выход кембрийских и юрских отложений обрезается крупными разломами, ограничивающими с юго-запада Суннагинский горст.

В коренном залегании юрские отложения здесь почти не встречаются, поэтому детальный разрез для них отсутствует. Обобщенный разрез на Гонамо-Гынымском водоразделе составлен Е. П. Миронюком (1959):

1. Базальный горизонт обохренных кварцевых гравелитов, переслаивающихся с серыми разнозернистыми песчаниками. Гравелиты по простиранию переходят в мелкогалечный конгломерат. Галька представлена кварцем, песчаниками, доломитами, реже архейскими породами, еще реже наблюдаются лейкократовые гранит-порфиры.

В истоках рек Емяка и Ламамчана среди делювия пород этого горизонта были обнаружены обломки пузыристых туфов кислого состава, частично перекристаллизованных . . . . . 8 *м*

2. Пачка плотных массивных и тонкоплитчатых, иногда слоистых аргиллитов темно-серого и черного цвета . . . . . 12 „

3. Мощная толща среднезернистых песчаников обохренных, буровато-серого цвета. В нижних частях толщи имеются пласты темно-серых алевритовых песчаников. Часто в толще отмечаются конгломераты с галькой (до 11 *см*) песчаника и кварца. Реже встречаются линзообразные скопления глинисто-углистого материала. Разрез толщи завершается теми же среднезернистыми песчаниками с несколькими пропластками гравелитов с плохо окатанной галькой кварца . . . . . 140 „

4. Переслаивание мелкозернистых слоистых песчаников, алевролитов, реже аргиллитов . . . . . 40 „

5. Толща однообразных среднезернистых и мелкозернистых песчаников, буровато-серых, обохренных, изредка среди них отмечаются кварц-полевошпатовые серые алевритовые песчаники . . . . . 75 „

Общая мощность по разрезу 275 *м*.

На левобережье верховьев р. Гыныма В. А. Лукониной отмечено широкое развитие «крапчатых» песчаников с поровым железистым цементом и сульфидной вкрапленностью и наличие маломощных линзовидных прослоев зеленовато-серых туффитов в верхах толщи.

Общая мощность описанных терригенных отложений колеблется от 150 до 300 *м*.

Вопрос о возрасте описанных образований неясен, так как из них не определено никаких палеонтологических остатков. По общим геологическим соображениям и литологическому сходству В. А. Луконина и Е. П. Миронюк отождествляют их с юхтинской свитой Южно-Якутского бассейна, хотя и не исключают наличия здесь самых низов дурайской свиты (?).

ЧУЛЬМАНСКАЯ ВПАДИНА

Чульманская впадина является наиболее изученной тектоно-морфологической структурой Южно-Якутского каменноугольного бассейна. В ней, в направлении с северо-востока на юго-запад, наблюдается грубомоноклинальное падение пород. Грубомоноклинальная структура впадины подтверждается постепенным наращиванием мощности выполняющей ее угленосной толщи в юго-западном направлении за счет появления все более молодых частей разреза. В то время как в краевых северных и восточных частях впадины обнажаются лишь отложения нижней и средней юры, близ южного краевого разлома во впадине наблюдаются в основном верхнеюрские и местами нижнемеловые отложения.

В Чульманской впадине отмечен наиболее полный разрез юрских отложений, представленный всеми тремя отделами.

НИЖНЯЯ ЮРА

Нижний лейас

К нижнему лейасу в Чульманской впадине отнесены с определенной степенью условности отложения *беркакитской свиты*, выделенной И. С. Бредихиным в 1965 г. Ранее эти отложения включались в состав

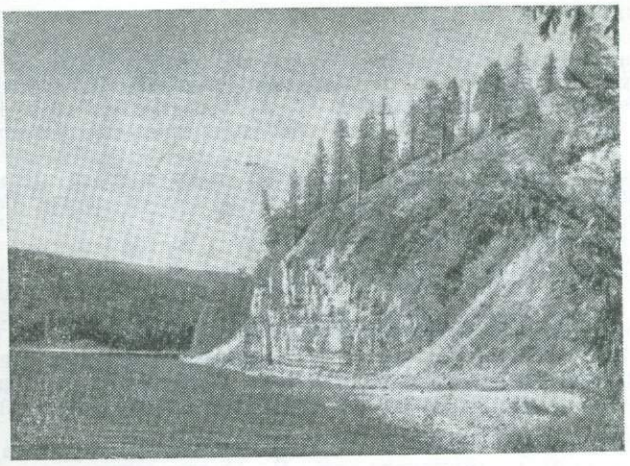


Рис. 36. Обнажение юрских песчаников в долине р. Чульмана. Фото Г. С. Макарычева

юхтинской свиты и им не придавалось самостоятельного значения. Только Т. А. Ишина еще в 1954 г. отмечала, что в скв. 14 у пос. Чульман юхтинские базальные конгломераты не контактируют непосредственно с кембрийскими доломитами и высказала предположение о возможной принадлежности разделяющей их пачки тонкозернистых пород мощностью 3,5 *м* к более древним образованиям.

Разрезы беркакитской свиты описаны в обнажениях на р. Чульмане, в 9 *км* ниже пос. Чульман и по керну скважин, пробуренных в этом поселке (рис. 36).

В нижнем течении Чульмана в крутом обрыве берега реки длиной около 300 *м* и высотой 90 *м* обнажаются самые низы разреза угленосной толщи, непосредственно залегающие на доломитах нижнего кембрия (по В. А. Клишейко, 1957):

1. Конгломерато-брекчия, состоящая из щебенки и слабо окатанных галек кремня, известняков и других кембрийских пород, сцементированных разнозернистыми известковистыми песчаниками . . . . . 2,0 *м*
2. Переслаивание углистых аргиллитов, слоистых, черного цвета с углистыми алевролитами, содержащими отдельные неокатанные зерна кварца размером до 0,5 *мм*, и с массивными алевритовыми песчаниками. В пачке отмечается несколько линзовидных прослоев каменных углей мощностью 0,1—0,2 *м*. Угли этой пачки, по анализу НИИГА (А. В. Павлов и др., 1962), являются гумусово-сапропелевыми . . . . . 16,0 „
3. Песчаники среднезернистые, массивные, серого цвета, с точечными включениями гидроокислов железа . . . . . 15 „
4. Переслаивание массивных среднезернистых песчаников с горизонтально-волнистослоистыми темно-серыми алевритовыми песчаниками и редкими линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов 10 „
5. Алевролиты массивные, тонкоплитчатые, темно-серого цвета с переходами в мелкозернистые темно-серые песчаники . . . . . 3 „
6. Пласт каменного полуматового угля с пропластками углистого аргиллита . . . . . до 0,4 „
7. Крупнозернистые песчаники темно-серого цвета с линзовидными включениями углистого материала и редкой галькой (1—10 *см*) и валунами (10—40 *см*) хорошей окатанности. В последних отмечаются кварц, доломиты, кремни, гравелиты и песчаники . . . . . 40—60 „
8. Песчаники серые от мелкозернистых до крупнозернистых, массивные, с точечными включениями гидроокислов железа, с крупными обугливши-мися остатками стеблей растений . . . . . 4,0 „
9. Песчаники серые от мелко- до среднезернистых . . . . . 10,0 „
10. Песчаники серые среднезернистые до крупнозернистых, массивные, с точечными включениями гидроокислов железа . . . . . 20 „

Эта же часть разреза вскрыта и скв. 4 в пос. Чульман. В основании мезозойских отложений на доломитах нижнего кембрия здесь залегают:

1. Конгломерато-брекчия, состоящая из обломков доломитов, кварцитов и других пород, сцементированных глинистым и алевритовым материалом . 7,1 *м*
2. Аргиллиты серые, неслоистые . . . . . 1,6 „
3. Алевролиты мелкозернистые, темно-серые, горизонтальнослоистые, реже массивные, с включениями пирита и гравия . . . . . 3,9 „
4. Песчаники крупнозернистые, серые, неслоистые . . . . . 1,1 „
5. Гравелиты крупно- и среднезернистые, серого цвета, с редкой галькой (до 5 *см*) различных пород . . . . . 2,3 „
6. Толща различных песчаников . . . . . 30 „

В описанном выше обнажении р. Чульмана к беркакитской свите нами отнесены слои 1—6 общей мощностью 46 *м*, по скважине — слои 1—3 общей мощностью 12,6 *м*. В скв. 14, как уже отмечалось выше, мощность пачки тонкозернистых пород составляет лишь 3,5 *м*.

Выделенная часть разреза имеет самостоятельное значение. Она формировалась в специфических палеогеографических условиях геотектонического «оживления» описываемого участка Сибирской платформы во время размыва и переотложения накопившейся здесь древней коры выветривания.

Беркакитская свита, по-видимому, выполняет наиболее погруженные участки доюрского рельефа и характеризуется в общем сравнительно тонкозернистыми осадками озерного типа (в отличие от грубозернистых отложений юхтинской свиты). Для нее характерно также переслаивание различной зернистости песчаников (преимущественно мелкозернистых) с пачками и прослоями аргиллитов и алевролитов, нередко углистых, с тонкими пропластками гумусово-сапропелевых углей.

Вполне возможно, что в наиболее погруженных частях мезозойских впадин Южной Якутии эта свита будет иметь более широкое площадное распространение и достигнет мощности, сопоставимой с вышележащими свитами юры. На Муастахском месторождении у Горбыляхского

выступа фундамента (р. Беркакит) осадки, отнесенные нами к беркакитской свите, достигают мощности уже 200 *м*.

Возраст свиты по положению ее в разрезе определяется условно как нижний лейас. Комплекс спор и пыльцы из углистых аргиллитов обнажения по р. Чульману характеризуется следующим составом: *Lycopodium* sp. — 1, *Coniopteris* sp. — 15, *Leiotriletis* sp. — 8, *Trachytriletes* sp. — 9, *Heterolaterotriletes* sp. — 11, *Bennettitales* (пыльца ближе не определена) — 18, *Coniferales* sp. — 10, *Pseudopodocarpus prolongata* К.-М. — 3, *Protopodocarpus elliptica* К.-М. — 2, *Podocarpus* cf. *dacrydioides* Bobkch. — 2, *Psophosphaera* sp. — 3, *Paleopicea biangulina* (Mal). К.-М. — 2, *Picea* sp. — 6 (определения Л. Л. Поповой, 1962).

В описанном комплексе преобладают хвойные, среди которых в небольшом количестве встречены представители Podocarpaceae и Pinaceae и пыльца *Bennettitales*. Отмечается присутствие трехмешковой пыльцы хвойных неустановленной систематической принадлежности, вообще редко встречающейся в мезозойских отложениях севера Сибири. В споровой части комплекса преобладают споры *Leiotriletes* sp.

Спорово-пыльцевой комплекс беркакитской свиты, несомненно, свидетельствует о ее раннеюрском, точнее, нижнелейасовом возрасте и позволяет параллелизовать ее с отложениями укугутской свиты Вилюйской синеклизы и Алданской впадины.

Средний — верхний лейас

К этим отложениям относятся отложения юхтинской свиты. Типовой разрез свиты описан по обнажениям р. Чульмана ниже пос. Чульман и по керну скважин, пробуренных на Чульмаканском и Денисовском месторождениях.

Юхтинская свита имеет четко выраженное ритмичное строение. В нижней части выделяются мощные (более 50 *м*) асимметричные песчаные ритмы, выше сменяющиеся симметричными и асимметричными ритмами средней (20—50 *м*) и малой (до 20 *м*) мощности. Количество ритмов не превышает 15—20. Ритмы безугольные и почти не содержат известковистых пород. Самый нижний ритм начинается базальными слоями, представленными конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками.

Свита сложена преимущественно разнозернистыми песчаниками (76% общей мощности) и гравелитами (3—15%). В верхней части разреза присутствуют алевролиты (12%); аргиллиты в свите практически отсутствуют.

Гравелиты состоят из зерен кварца, кварцитов и кислых эффузивов. Песчаники полимиктовые, на 20—40% состоят из кислых эффузивов и кремнистых пород, в основном же в них наблюдаются кварц и калиевые полевые шпаты. В песчаниках и гравелитах нижней части свиты много аутигенного кварца. Повсюду присутствует пирит, часто встречаются трещинки, выполненные кварцем, баритом и кальцитом.

Для юхтинской свиты характерно присутствие в цементе песчаников и в глинистых породах вкраплений сидерита, выветривание которых делает породу пятнистой («крапчатые» песчаники); почти полное отсутствие линз и прослоев известковистых песчаников (в среднем одна линза на 77 *м* разреза); полимиктовый состав песчаников в верхней части свиты и наличие светлых кварцевых (кварцитовидных) песчаников в нижней части; высокое содержание калиевых полевых шпатов и повышенное количество вторичного кварца; присутствие в цементе песчаников кремнезема, выполняющего поровые пространства; наличие в отдельных прослоях характерных аутигенных чешуек белой слюды

(мусковита), развивающихся по гидрослюдисто-серицитовому цементу; высокое содержание в тяжелой фракции аутигенных минералов (сидерит и отчасти пирит) и незначительный процент терригенных; повышенное количество циркона; наличие в верхней части разреза глинисто-туфогенных пород; повышенное содержание в глинистых породах щелочноземельных элементов.

Верхняя граница юхтинской свиты довольно условна. Она проводится по исчезновению в разрезе «крапчатых» песчаников и смене песчаников преимущественно кварцевого состава песчаниками кварц-полевошпатового состава. Общая мощность юхтинской свиты 400—500 *м*.

Свита бедна определимыми флористическими остатками. До последнего времени возраст юхтинской свиты считался нижнеюрским по косвенным данным и по положению ее ниже горизонта пород с раковинами пресноводных моллюсков *Ferganoconcha (Tutuella)* cf. *jeniseica* Martins., характерными для верхов нижней и низов средней юры. В 1962 г. Н. Д. Василевской из керна скв. 40, пробуренной в долине р. Кабакты, были определены характерные формы ископаемой флоры: *Annulariopsis microphylla* Vassil., *Neocalamites* sp., *Phlebopteris* cf. *polypodioides* Brongn., *Czekanowskia setacea* Heer, позволяющие датировать возраст свиты как нижнеюрский, средний — верхний лейас. Залегание пород юхтинской свиты на нижнелейасовых отложениях беркакитской свиты позволяет относить их к среднему — верхнему лейасу.

СРЕДНЯЯ ЮРА

В Чульманской впадине она представлена промышленно угленосными отложениями дурайской свиты. Последняя детально изучена на Чульмаканском и Денисовском месторождениях.

В основании дурайской свиты наблюдаются линзы гравелитов и полимиктовых конгломератов. Иногда к этой границе приурочены прослои эффузивно-туфогенных пород. Верхняя граница свиты четкая и проводится по кровле пласта Чульмаканского.

Свита состоит преимущественно из тонкозернистых пород (50—55%), особенно характерных для верхней промышленно угленосной подсвиты. В разрезе ее выделяются глинистые ритмы малой (до 20 *м*) и средней (20—50 *м*) мощности, симметричные и асимметричные. Количество ритмов не превышает 20, коэффициент известковистости ритмов равен 0,01—0,09%, угленосности 0,7—17%. Песчаники обычно мелкозернистые и приурочены главным образом к нижней подсвите (40—45%). Значительная часть песчаников обнаруживает повышенную карбонатность за счет базального цемента. Карбонатность отмечается также и в некоторых прослоях алевролитов; в них иногда встречаются тонкие (0,1 *м*) прослои сидерита. Аргиллиты ограниченно развиты. В дурайской свите преобладают полевошпат-кварцевые песчаники (обломки пород составляют всего 5—15%) с отдельными прослоями полимиктового состава, содержащими 20—35% обломков кислых и основных эффузивов и кремнистых пород. Кварцевые зерна в песчаниках обычно составляют 40—52%.

Для дурайской свиты характерно наличие промышленной угленосности в верхней части разреза свиты; почти полное отсутствие грубозернистых пород (гравелитов и даже крупнозернистых песчаников); широкое развитие в составе цемента песчаников гидрослюды, кальцита и отсутствие в цементе песчано-алевролитовых пород хлорита; наличие значительного количества сидерита в тонкозернистых породах (алевролитах и аргиллитах); высокое содержание в тяжелой фракции

моноклинных пироксенов (до 70%), граната (до 25%), циркона (до 50%), черных рудных минералов (до 65%) и более низкое, чем в юхтинской свите, содержание аутигенных минералов (сидерита и пирита); частая встречаемость линз и прослоев известковистых пород (1 линза на 25 *м* разреза); повышенное содержание калия в глинистых породах; ничтожное содержание редких элементов в золе угля.

Дурайская свита разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита изучена слабее верхней. Сложена она преимущественно безугольными массивными мелкозернистыми песчаниками. В самых верхах ее появляются невыдержанные линзовидные прослои угля, достигающие местами рабочих мощностей. Песчаники нередко переполнены раздавленными грубыми витренизированными остатками стеблей и отпечатками стволов («узловатые» песчаники). Мощность этой части разреза примерно 250—300 *м*.

Верхняя подсвита изучена детально на Чульмаканском месторождении. Состоит она преимущественно из тонкозернистых пород, с ней связана промышленная угленосность, возрастающая снизу вверх по разрезу. Всего в разрезе подсвиты наблюдается свыше 20 углепроявлений, 3—5 из которых обладают устойчивой рабочей мощностью. Мощность описываемой части разреза составляет 200—250 *м*.

Общая мощность дурайской свиты 500—550 *м*.

Породы дурайской свиты содержат многочисленные остатки пресноводных пелеципод, отпечатки ископаемой флоры. Из керна скважин Чульмаканского месторождения в нижней подсвите определены: *Equisetites* sp., *Todites princeps* (Presl.) Gothan., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. hymenophylloides* (Bringn.) Sew., *C.* sp. ind., *Cladophlebis haiburnensis* (Z. et H.) Br., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Elatides brandtiana* Heer, *Phlebopteris* sp. ind. (сборы Т. А. Ишиной, определения З. П. Просвиряковой). Кроме того, здесь же найдены *Ferganoconcha (Tutuella) jeniseica* Martins., *F.* ef. *subcentralis, F.* sp.

Верхняя подсвита дурайской свиты содержит многочисленные отпечатки флоры и пресноводных пелеципод. Среди них определены: *Lycopodites tennerimus* Heer, *L. falcatus* (L. et H.), *Equisetites asiaticus* Pryn., *Coniopteris* sp. cf., *C. furssenkoi* Pryn., *C. hymenophyllides* (Brougn.) Sow., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Br., *Cl. lobifolia* (Phil.) Sew., *Cl. whitbiensis* (Br.) var *punctata* Brick., *Raphaelia acutiloba* Pryn., *Ginkgo sibirica* Heer, *G. lepida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. speciosa* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Ixostrobus heeri* Pryn., *Pityophyllum lindsroemii* Natz., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Leptostrobus taxiflora* Heer, *Ferganoconcha subcentralis* (Tschern.) var. *magna* Martins, *F. minor* Martins., *F. duraica* Martins., *F. sibirica* Tschern., *Pseudocordina duraica* Martins. и *P. jeniseica* var. *ungrensis* Martins.

Комплекс флоры дурайской свиты представлен формами, в общем характерными для средней юры Иркутского бассейна. Форма *Ferganoconcha sibirica,* по мнению Г. Г. Мартинсона, характерна для средней юры (байос), а *Ferganoconcha subcentralis* var. *magda* встречается в более высоких горизонтах средней юры Тарбагатая (верхи байоса). *Pseudocardinia jeniseica* является типичной формой, встречающейся на р. Енисее в байосских отложениях, тогда как другие формы ее (var. *magda*) типичны для верхов байоса и низов бата. Мелкие формы *Ferganoconcha minor* известны из Канского бассейна, где они относятся к батскому ярусу средней юры. Спорово-пыльцевой комплекс дурайской свиты, изучавшийся З. П. Просвиряковой и Е. М. Воеводовой, характеризует ее как среднеюрскую.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

Отложения верхней юры выделяются под названием горкитской свиты. Нижняя граница свиты устанавливается на Чульмаканском месторождении по кровле верхнего угольного пласта дурайской свиты — «Чульмаканского»; верхняя граница свиты — на Нерюнгринском месторождении по кровле угольного пласта «Мощного». Разрез нижней части свиты видимой мощностью 500—550 *м*, описан на Чульмаканском и Якокитском месторождениях. Разрез верхней части свиты мощностью 570 *м* хорошо изучен на Нерюнгринском месторождении.

Наиболее полный разрез горкитской свиты вскрывается на Кабактинском месторождении в сложных тектонических условиях, что при отсутствии маркирующих горизонтов затрудняет корреляцию разрезов. В связи с отмеченными обстоятельствами в последние годы мощность горкитской свиты по одним и тем же фактическим материалам Чульманского структурного профиля определяется в 1300—2700 *м*. В основании горкитской свиты нередко наблюдается маломощный (0,2—0,3 *м*) линзовидный горизонт полимиктовых конгломератов и гравелитов.

В северной части Чульманской впадины в нижней части свиты наблюдаются многочисленные небольшой мощности горизонты олигомиктовых конгломератов с глинисто-алевролитовой галькой. Выше по разрезу свиты отмечается еще несколько горизонтов конгломератов с галькой эффузивных пород.

Горкитская свита по литологическим особенностям и характеру угленосности подразделяется автором на три подсвиты. Нижняя подсвита (кабактинская) сложена светлыми мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками (до 85%), переслаивающимися с редкими, но довольно выдержанными пачками тонкозернистых пород (до 15%), к которым приурочены промышленные пласты угля. Средняя подсвита сложена различными песчаниками с маломощными горизонтами тонкозернистых пород и неустойчивыми пропластками и линзами углей.

Верхняя угленосная подсвита (нерюнгринская) представлена преимущественно грубозернистыми породами — гравелитами и песчаниками (75—80%) при подчиненном развитии алевролитов и аргиллитов (20—25%). На Кабактинском месторождении в ней наблюдаются преимущественно тонкозернистые разности пород (50—60%). Венчает разрез верхней подсвиты мощный пласт каменного угля.

В горкитской свите преобладают серые кварц-полевошпатовые песчаники с отдельными прослоями полимиктовых. Цемент по составу гидрослюдистый, кальцитовый, кварцевый.

В песчаниках и алевролитах наблюдаются шаровидные и линзовидные конкреции сидеритового состава (от 0,2×0,3 до 0,3×1,0 *м*), образующие участками непрерывные цепочки.

Горкитская свита по строению ритмов может быть разделена на две части. Нижняя часть сложена мощными (более 50 *м*) асимметричными ритмами, имеющими коэффициент известковистости от нуля до 0,17% и коэффициент угленосности 1—6%, иногда более 20%. Верхняя часть сложена симметричными и асимметричными глинистыми ритмами малой (до 20 *м*) и средней (20—50 *м*) мощности с коэффициентом известковистости пород от нуля до 0,08% и коэффициентом угленосности 1—17% (без учета пласта угля «Мощный»). Количество ритмов составляет около 40 (по А. В. Павлову, около 70).

Для горкитской свиты характерны высокая угленасыщенность; наличие горизонтов, обогащенных акцессорными минералами группы эпидота и сфена (аутигенными и терригенными); частое присутствие в пес-

чаниках гидрослюдистого цемента; концентрация конкреций сидерита в верхней (глинистой) части свиты и почти полное их отсутствие в нижней (песчаной); частота встречаемости известковистых песчаников — одна линза на 38 *м* разреза; наличие в разрезе туфогенных пород; повышенное содержание в тяжелой фракции песчано-алевритовых пород эпидота и сфена до 56% и граната до 83,9%; повышенное содержание щелочноземельных элементов в глинистых породах.

На Чульмаканском месторождении из низов разреза свиты В. А. Вахрамеевым, Н. Д. Василевской, З. П. Просвиряковой определены многочисленные остатки флоры: *Equisetites asiaticus* Pryn., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. maakiana* (Heer) Pryn., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. whitbiensis* Brongn., *Cl. serrulata* Sam., *Cl. tongusorum* Pryn., *Raphaelia daimensis* Sew., *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Florin., *Sph. czekanowskiana* (Heer) Florin., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Czakanowskia rigida* Heer., *Brachyphyllum* sp., *Pagiophyllum* cf. *setosum* Phill., *Drepanolepis* sp., *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Schidolepidium* sp., *Equisetites* sp., *Raphaelia diamensis* Sew.

На Нерюнгринском месторождении из низов разреза определены *Equisetites asiaticus* Pryn., *Raphaelia* sp., *Elatocladus heterophylla* Halle; из средней части разреза *Cladophlebis* sp., *Cl. whitbiensis* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., *Toeniopteris vittata* Brongn., *Ginkgo digitata* (Brongn.) Heer, *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum lindstroemii* Nath., *P. nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Elatocladus heterophylla* Halle, *Elatocladus* cf. *manchurica* (Yok.) Yabe., *Elatides brandtiana* Heer., *Leptostrobus laxiflora* Heer., *Carpolithes cinctus* Nath., *Desmiophyllum* sp.; из верхней части разреза *Equisetites* sp., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. argutula* (Heer) Font., *Cl. vaccensis* Ward., *Cl. aldanensis* Vachr., *Cl. serrulata* Sam., *Raphaelia diamensis* Sew., *Ginkgo sibirica* Heer, *Podozamites angustifolius* Heer., *Pityophyllum lindstromii* Nath., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Elatocladus* cf. *manchurica* (Yok.) Yabe., *Schizolepis moelleri* Sew., *Leptostrobus laxiflora* Heer.

Комплекс флоры из горкитской свиты весьма сходен с верхнеюрским комплексом Вилюйской впадины и имеет ряд форм, общих с Буреинскими. Характерной руководящей формой, встречающейся по всему разрезу горкитской свиты, отсутствующей в дурайской свите и не переходящей в отложения нижнемеловой холодниканской свиты, является *Cladophlebis serrulata* Sam. Это руководящая форма также для верхней юры Вилюйской впадины и Западного Приверхоянья. Кроме нее, там присутствуют *Cladophlebis aldanensis* Vachr., *Cl. argutula* (Heer) Font. Последние встречены и на Нерюнгринском месторождении в верхней части горкитской свиты.

Из ряда обнажений по р. Чульману между устьями Верх. Нерюнгры и Муастааха З. П. Просвиряковой описаны формы: *Cladophlebis lobifoloa* (Phill) Brongn., *Cl. delicatula* Yabe. et Oishi., *Cl.* cf. *denticulata* Brongn., *Cl.* cf. *distans* Heer совместно с *Cl. argutula* (Heer) Font., *Raphaelia diamensis* Sew. Они дополняют перечисленный выше комплекс флоры горкитской свиты. Спорово-пыльцевые комплексы, изученные Е. М. Воеводовой из разрезов горкитской свиты, также подтверждают ее верхнеюрский возраст.

Мощность горкитской свиты по Алдано-Чульманскому району определяется разными исследователями в пределах 1700—2700 *м*. И. С. Бре-

дихин, А. Н. Пахомов и Е. С. Папп, согласно проведенной ими в 1965 г. увязке разреза по Чульманскому структурному профилю, считают, что мощность горкитской свиты не превышает 1300 *м*.

ТУНГУРЧИНСКАЯ ВПАДИНА

Расположена в Олекмо-Алданском междуречье и является одной из четырех впадин бассейна, с которыми связана его промышленная угленосность. Строение впадины довольно простое. С юга впадина ограничена надвигом, по которому кристаллические породы архея надвинуты на юру. Северная граница эрозионная, юрские отложения здесь подстилаются кембрийскими терригенно-карбонатными породами, а местами залегают непосредственно на кристаллических породах фундамента.

На большей части впадины (северная ее половина) терригенные угленосные отложения залегают почти горизонтально со слабым наклоном к югу. В южной принадвиговой полосе породы заметно дислоцированы. Интенсивность складчатости и разрывных нарушений постепенно возрастает с севера на юг. Простирание складок субширотное и подчинено простиранию основных разломов.

Во впадине развиты отложения всех трех отделов юры. По аналогии с Чульманской впадиной здесь выделяются юхтинская, дурайская и горкитская свиты. Северное крыло впадины и западная ее окраина сложены отложениями юхтинской свиты, дурайская и горкитская свиты развиты в южной принадвиговой части впадины. Верхнеюрские отложения горкитской свиты в пределах впадины изучены слабо, их присутствие предполагается в юго-восточной ее части в междуречье Алдакая, Амедичи и Алдана.

НИЖНЯЯ ЮРА

К ней относятся отложения юхтинской свиты, широко развитые в северной части впадины. Отложения беркакитской свиты здесь отсутствуют.

Наиболее характерные разрезы юхтинской свиты изучены в долинах рек Тунгурчи и Усмуна. Так, в долине р. Усмуна В. К. Солецкой и С. Е. Карповым (1954) описан следующий разрез свиты:

1. Конгломераты крупногалечные	10 *м*
2. Песчаники среднезернистые, серые	2 „
3. Углистые сланцы	0,25 „
4. Гравелиты	1,5 „
5. Песчаники среднезернистые, с тонкими прослоями алевролитов	30 „
6. Углистые сланцы, с тонкими прослоями аргиллитов	1,5 „
7. Песчаники грубозернистые	10 „
8. Углистые сланцы, с линзами угля	0,25 „
9. Песчаники среднезернистые, с прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов	25,0 „
Перерыв	
10. Песчаники грубозернистые	20,0 „
11. Песчаники среднезернистые, углистые	1,0 „
12. Аргиллиты углистые, тонкослоистые	1,2 „
13. Песчаники мелкозернистые, светло-серые	2,5 „
14. Песчаники мелкозернистые, буровато-серые, с отпечатками флоры	8,0 „
15. Песчаники среднезернистые, серые	12 „
Далее следует разрез, описанный С. Е. Карповым как бывшая чульманская свита.	
16. Песчаники грубозернистые, серые	6,0 „
17. Песчаники крупнозернистые, желтовато-серые, с прослоями алевролитов	25,0 „
18. Песчаники от мелко- до среднезернистых, светло-серые	65,0 „

19. Алевролиты тонкослоистые, тонкоплитчатые, с неопределенными отпечатками флоры . . . . . 6,0 *м*
20. Алевролиты углистые, тонкослоистые . . . . . 2,0 „

По р. Усмуну, ближе к северной границе впадины, в низах юхтинской свиты залегает пачка грубозернистых пород мощностью около 40 *м*, состоящая преимущественно из конгломератов и гравелитов.

В составе пород юхтинской свиты, так же как и в Чульманской впадине, отмечается преобладание кварцевых плотно сцементированных песчаников с железистым «крапом».

Слой базальных конгломератов в основании свиты по простиранию не выдержан и часто выклинивается. На р. Тунгурче его мощность составляет 1,5—2,0 *м* (В. К. Солецкая, 1960 г.), на р. Усмуне 10—15 *м* (С. Е. Карпов).

Гальки конгломератов представлены кварцем, кварцитами, кремнем, иногда доломитами, редко эффузивами, гранитами и гнейсами.

Общую мощность юхтинской свиты В. К. Солецкая и С. Е. Карпов определяют в 300—350 *м*. Юхтинская свита подразделяется ими на два горизонта: нижний (200—250 *м*) и верхний (порядка 100 *м*), сложенный более тонкозернистыми породами.

В. К. Солецкая (1960) для обоснования возраста юхтинской свиты приводит небольшой список флоры, со ссылкой на сборы С. П. Смеловского и определения В. Д. Принады. Но здесь наблюдается какая-то явная ошибка, так как точно такой же список флоры, действительно определенной В. Д. Принадой, приводится В. Г. Дитмаром и М. М. Гапеевой (по их сборам 1948 г.) для характеристики выделяемой ими самой верхней угленосной толщи — усмунской свиты, которая соответствует ныне выделяемой дурайской свите.

По сборам В. И. Конивца из верхов свиты по р. Усмуну З. П. Просвиряковой определены *Carpolithes* sp. и по р. Алдакаю — *Stenorachis lepida* (Heer) Sew. и *Ixostrobus* heeri Pryn.

СРЕДНЯЯ ЮРА

Представлена преимущественно тонкозернистыми породами, нередко углистыми, с многочисленными пластами и пропластками каменных углей. Эта угленосная толща выделяется как дурайская свита. Детальные разрезы этой свиты составлены по обнажениям в нижнем течении долины р. Усмуна (С. Е. Карпов, 1964) и для водораздела рек Тунгурча — Нырнькта по данным горных работ (В. К. Солецкая, 1960 г.). В разрезе свиты выделяются три горизонта.

Ниже приводится описание разреза для водораздела рек Тунгурча — Нырнькта:

Нижний угленосный горизонт

1. Песчаники алевролитовые, темно-серые, массивные, с остатками детрита . . . . . 1,5 *м*
2. Уголь каменный . . . . . 0,1 „
3. Песчаники алевритовые, с остатками детрита . . . . . 4,0 „
4. Уголь каменный . . . . . 0,5—0,8 „
5. Алевролиты темно-серые, массивные, с остатками растительного детрита . . . . . 5,0 „
6. Песчаники серые, тонкозернистые, с карбонатным цементом . . . 3,0 „
7. Песчаники алевритовые, темно-серые, массивные . . . . . 4,0 „
8. Уголь каменный . . . . . 0,4—1,5 „
9. Песчаники алевритовые, темно-серые, массивные . . . . . 3,0 „
10. Аргиллиты темно-серые, массивные . . . . . 4,0 „
11. Уголь каменный . . . . . 0,4 „

Общая мощность горизонта 25 *м*.

Средний безугольный горизонт

1. Песчаники мелкозернистые, серые и темно-серые, слоистые, редко прослои массивных песчаников	118 *м*

Верхний угленосный горизонт

1. Алевролиты серые, массивные	1,0 *м*
2. Песчаники алевритовые, серые, массивные	4,0 „
3. Алевролиты углистые, темно-серые, массивные	4,0 „
4. Песчаники мелкозернистые, серые и светло-серые, неясно слоистые с отпечатками стеблей	11,0 „
5. Алевролиты углистые, темно-серые	9,0 „
6. Каменный уголь	1,1—2,0 „
7. Алевролиты серые, массивные	6,0 „
8. Переслаивание углистых алевритовых песчаников и алевролитов	25,0 „
9. Уголь гумусово-сапропелевый	0,1—1,3 „
10. Песчаники алевритовые, темно-серые, слоистые	9,0 „
11. Уголь каменный	0,1 „
12. Аргиллиты серые, массивные	2,0 „
13. Песчаники алевритовые, серые, массивные, с остатками растительного детрита	4,0 „
14. Песчаники мелкозернистые, серые, массивные	22,0 „
15. Алевролиты серые, массивные	4,0 „
16. Песчаники алевритовые, серые, косослоистые	2,0 „
17. Уголь каменный	0,5—1,8 „
18. Алевролиты темно-серые, тонко-параллельнослоистые	9,0 „
19. Песчаники алевритовые, серые, массивные	6,0 „
20. Песчаники мелкозернистые, серые и светло-серые, массивные	23,0 „
21. Алевролиты зеленовато-серые, тонко-параллельнослоистые	7,0 „
22. Песчаники мелкозернистые, серые, массивные	1,5 „
23. Уголь каменный	0,4 „
24. Песчаники мелкозернистые, серые, горизонтальнослоистые	20,0 „
25. Алевролиты темно-серые, массивные	3,0 „
26. Песчаники мелкозернистые, зеленовато-серые, массивные	2,0 „

Общая мощность горизонта 180 *м*.

В. К. Солецкая отмечает, что приведенный разрез характеризуется значительной фациальной невыдержанностью.

В нижней части дурайской свиты (ниже угленосной части разреза) в обнажениях на р. Тунгурче наблюдается мощная (несколько десятков метров) пачка мелкозернистых песчаников.

В долине р. Усмуна С. Е. Карповым описан послойный разрез дурайской свиты, сложенной также преимущественно мелкозернистыми и алевритовыми песчаниками с многочисленными прослоями темно-серых алевролитов, с пластами и пропластками каменного угля. Мощность разреза составляет здесь более 200 *м*.

Общая мощность отложений дурайской свиты 350—400 *м*.

Из дурайских отложений Тунгурчинской впадины В. И. Конивцом собраны многочисленные отпечатки ископаемой флоры, определенные З. П. Просвиряковой: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl.* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz.* sp., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph.* sp., *Pityospermum maakiana* Heer, *Pityospermum* sp. (р. Усмун), *Ginkgo sibirica* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Ph. angustifola* Heer, *Elatides brandtiana* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Desmiophyllum* sp. (р. Алдакай), *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Ginkgo sibirica* Heer, *G. flabellata* Heer, *G. lepida* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Leptostrobus* sp. (р. Алдан).

Определенные из дурайской свиты формы ископаемой флоры имеют довольно широкое стратиграфическое распространение, но в целом

этот комплекс весьма напоминает комплекс ископаемой флоры из среднеюрских отложений дурайской свиты Чульманской впадины.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

К отложениям верхней юры *(горкитской свите)* в юго-восточной части впадины С. Е. Карповым отнесены по аналогии с Чульманской впадиной светлые песчаники, слагающие водоразделы. Видимая мощность их 20—30 *м*.

А. Н. Пахомов (1969) на водоразделе Нырныкта — Сыллах мощность горкитской свиты определяет в 400 *м*. Разрез ее следующий (снизу):

1. Песчаники среднезернистые и крупнозернистые, серые или зеленоватые. В средней части слоя отмечается 6—8-метровый прослой тонкозернистых пород, к которому приурочен пласт угля мощностью 0,1—0,7 *м*	70 *м*
2. Переслаивание песчаников мелкозернистых и тонкозернистых алевролитов, к которым приурочен пласт угля мощностью 1,6 *м*. Мелкозернистые песчаники залегают в кровле пласта, а тонкозернистые породы в почве . .	14 „
3. Песчаники крупнозернистые, массивные, светло-серые, иногда со слабым зеленоватым оттенком, имеют, как правило, глыбовую отдельность . .	24 „
4. Алевролиты и алевритовые песчаники темно-серые, массивные, иногда горизонтальнослоистые. К данной пачке приурочен пласт угля мощностью от 3 до 0,9 *м*	14 „
5. Песчаники среднезернистые, полимиктовые, светло-серые, в основном массивные, реже с крупной косой слоистостью. В песчаниках отмечено значительное скопление крупных беспорядочно ориентированных обуглившихся растительных остатков, в результате чего порода приобретает «узловатый облик»	16 „
6. Песчаники средне- и крупнозернистые, светло-серые с зеленоватым оттенком, массивные	**100 „**
7. Песчаники среднезернистые, массивные, светло-серые, изредка в них встречаются крупные обуглившиеся растительные остатки плохой сохранности	36 „
8. Песчаники мелкозернистые, серые и темно-серые, массивные, изредка слоистые	42 „
9. Песчаники серые, среднезернистые, с редкой крупной косой слоистостью, напоминающей слоистость русловых потоков	16 „
10. Песчаники серые и темно-серые, мелкозернистые, горизонтальнослоистые, содержат пласт каменного угля мощностью 0,3 *м*	26 „
11. Песчаники среднезернистые, косослоистые, светло-серые до серых . .	22 „
12. Песчаники мелкозернистые, серые до темно-серых	28 „
Общая вскрытая мощность свиты 400 *м*.	

Из отложений горкитской свиты определены *Cladophlebis serrulata* Sam. и *Czekanowskia rigida* Heer.

НИЗОВЬЕ Р. ХАНИ (ХАНИНСКИЙ ГРАБЕН)

Терригенные угленосные отложения в низовьях р. Хани приурочены к южному блоку Ханинского грабена, выполненного верхнепротерозойскими терригенными образованиями. Юрские отложения залегают спокойно, почти горизонтально, с падением до 2° на восток. Сводный разрез юрских терригенных отложений р. Хани, по наблюдениям Е. П. Миронюка и В. Г. Тарасовой (1956), может быть представлен в следующем виде:

Нижний горизонт

1. В основании нижней пачки наблюдается пласт базальных конгломератов мощностью до 3 *м*; редкие прослои и линзы конгломератов и гравелитов отмечаются и в верхней части горизонта. В составе гальки базальных конгломератов преимущественно встречаются кварциты, породы протерозойского комплекса, редко нижнекембрийские карбонатные породы и совсем мало гальки архейских пород. Выше залегают среднезернистые, а затем мелко-

зернистые песчаники. В цементе песчаников этой пачки нередко наблюдается углистый материал, что придает породе темно-серую окраску . . . . . 60 *м*

2. Верхняя пачка сложена однообразной толщей мелкозернистых песчаников, среди которых встречаются маломощные пропластки алевролитов и тонкозернистых песчаников с карбонатным цементом . . . . . 110 „

Общая мощность горизонта 150—170 *м*.

Средний угленосный горизонт

В нем отчетливо выделяется пять литологически обособленных пачек пород:

1. В основании горизонта наблюдается слой песчаника с редкой и хорошо окатанной галькой эффузивных и пирокластических пород (кварцевые порфиры, альбитофиры, амфиболовые порфириты, кристаллокластические туфы, туфобрекчии и вулканические брекчии). Выше залегает слой разнозернистых серых песчаников, преимущественно мелко- и среднезернистых с большим количеством обугленных, иногда ожелезненных обломков стволов деревьев. Наблюдаются редкие прослои плотных известковистых песчаников и небольшие конкреции сидерита . . . . . 35 *м*

2. Пачка серых мелкозернистых песчаников с прослоями (до 1 *м*) тонкозернистых, иногда слоистых песчаников с карбонатным цементом. В основании пачки отмечается слой (до 1,5 *м*) серого кварцевого гравелита с многочисленными витренизированными стеблевыми остатками и обуглившимися беспорядочно расположенными обломками стволов деревьев до 15 *см* в диаметре 20 „

3. Пачка переслаивающихся мелкозернистых песчаников с тонкослоистыми алевролитами и тонкозернистыми песчаниками. В нижней части разреза пачки наблюдается скопление конкреций сидерита. В основании пачки отмечен слой (до 1 *м*) серого среднезернистого песчаника с редкой хорошо окатанной галькой (до 5 *см*) эффузивных пород . . . . . 13 „

4. Пачка переслаивающихся мелко- и тонкозернистых песчаников с карбонатным цементом и известковистых алевролитов и аргиллитов с шаровой отдельностью. Пачка содержит прослои (0,2—0,3 *м*) и один пласт (до 1,5 *м*) каменных сапропелево-гумусовых углей . . . . . 15 „

5. Пачка серых мелкозернистых песчаников с карбонатным цементом. В основании пачки наблюдаются неравномернозернистые песчаники со стяжениями сидерита . . . . . до 20 „

Общая мощность среднего горизонта составляет 90—100 *м*.

Верхний горизонт

Представляет собой однообразную толщу серых мелкозернистых песчаников, в основании среднезернистых. В нижних слоях толщи наблюдаются песчаники с карбонатным цементом. По всему разрезу встречаются редкие прослои крупнозернистых песчаников и тонкозернистых пород. Видимая мощность горизонта около 150 *м*.

Вопрос о возрасте угленосных отложений, развитых в низовьях р. Хани, остается неясным, так как из этого разреза не определено ни одного палеонтологического остатка. Е. П. Миронюк и В. Г. Тарасова сопоставляют описанные выше толщи с юхтинской свитой. При этом, параллелизуя средний (угленосный) горизонт с верхами юхтинской свиты, Е. П. Миронюк отмечает его более тонкозернистый состав и большую угленасыщенность по сравнению с юхтинской свитой соседней Тунгурчинской впадины.

Возрастную параллелизацию данного разреза, произведенную Е. П. Миронюком и В. Г. Тарасовой, едва ли можно признать убедительной. Более правильным, на наш взгляд, явилось бы сопоставление среднего горизонта с дурайской свитой, для которой характерны угленосность, повышенная карбонатность и тонкозернистость пород и присутствие редких линз конгломератов с галькой эффузивов в низах разреза, и соответственно нижнего горизонта — с юхтинской, а верхнего — с низами горкитской свит. При этом следует отметить значительное сокращение мощности осадков до 150—170 *м* юхтинской свиты и до 90—100 *м* дурайской. Это согласуется с положением данного района в крайней западной части прогиба.

ЫТЫМДЖИНСКАЯ ВПАДИНА

Она является наиболее простой и мелкой по амплитуде погружения (до 700 *м*) впадиной бассейна и расположена в краевой части прогиба. Терригенные угленосные отложения, выполняющие впадину, полого наклонены на юг. Юрские угленосные отложения здесь залегают на породах нижнего кембрия, выходы которых как бы окаймляют северный борт депрессии. В западной части впадины, в верховьях р. Ытымджи, юрские отложения залегают на размытой поверхности докембрийских образований.

Южная граница впадины проходит по правому берегу долины р. Ытымджи и представляет собой крутой взброс или надвиг.

Современная северная граница впадины определяется осевой линией субширотного сводового поднятия кристаллического фундамента (Алдано-Учурского), проходящей по водоразделу рек Ытымджа — Ламам (приток Гыныма). На этом водоразделе подошва юрских отложений залегает на абс. выс. 1700—1800 *м*, погружаясь к югу в долину р. Ытымджи до абс. выс. 900 *м* и к северу в долину р. Гыныма до отметки 1000 *м*.

Мезозойские отложения западной части Ытымджинской впадины описаны В. К. Солецкой (1956), которой установлено здесь развитие лишь низов разреза общей мощностью не свыше 350 *м*. Наиболее полный разрез суммарной мощностью до 700 *м* наблюдается в восточной части, где он описан Г. Ю. Лагздиной (1955). Терригенные угленосные отложения впадины имеют большое литолого-фациальное сходство с таковыми из Чульманской впадины и отчетливо подразделяются по аналогии с ними на две свиты: юхтинскую и дурайскую. В то же время во впадине отмечаются также отложения беркакитской свиты. Так, на размытой поверхности кембрийских доломитов в основании юры под базальными конгломератами юхтинской свиты Г. Ю. Лагздиной отмечен прослой черных алевролитов мощностью до 1,5 *м*.

НИЖНЯЯ ЮРА

Юхтинская свита широко развита в западной и северной частях впадины, на юге она прослеживается лишь в виде узкой полосы вдоль надвига. Разрез свиты в восточной части района представляется в следующем виде:

1. Базальные конгломераты с хорошо окатанной галькой гранитов, кварца и доломитов	1,5—3,0 *м*
2. Песчаники разнозернистые, от крупно- до мелкозернистых, вверху «крапчатые»	50 „
3. Конгломераты, состоящие из хорошо окатанной гальки архейских и нижнекембрийских пород. Размер гальки от 1 до 5 *см*, цемент — крупнозернистый песчаник	3,0 „
4. Песчаники разнозернистые, в верху разреза до мелко- и тонкозернистых, «крапчатые», с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов	20—30 „
5. Мощная толща переслаивающихся мелкозернистых песчаников, массивных или тонкослоистых, с черными алевролитами и аргиллитами. Мощность перемежающихся пачек от нескольких до десятков метров	140—170 „

В самом верхнем горизонте свиты отмечены пропластки угля мощностью до 0,3—0,5 *м*.

Конгломераты встречаются по всему разрезу свиты, но более характерны они для нижних горизонтов. Песчаники преимущественно кварцевые, плотно сцементированные с характерными точечными лимонитизированными включениями — «крапчатые».

Хорошие разрезы юхтинской свиты наблюдаются в приустьевой части р. Сутама, в бассейне ручья Куренкана и в приустьевой части

р. Ытымджи (Н. С. Шпак, 1958). Там в основании юрских отложений на размытых доломитах нижнего кембрия непосредственно залегает горизонт (до 1,0—1,5 *м*) мелкогалечных конгломератов и гравелистых песчаников серых и зеленовато-серых с галькой фельзитов, кварцитов и других пород. Выше конгломераты переходят в толщу светлых кварц-полевошпатовых песчаников со следами точечного ожелезнения. Вверх по разрезу песчаники становятся все более мелкозернистыми, постепенно обогащаются полимиктовым материалом, приобретая зеленовато-серый цвет.

Завершается разрез пачкой мелкозернистых полимиктовых песчаников, содержащих неопределимые обугленные растительные остатки, вверху — с подчиненными послоями углисто-глинистых сланцев.

Общая мощность юхтинской свиты в Ытымджинской впадине 300—350 *м*. Палеонтологически свита здесь не охарактеризована.

СРЕДНЯЯ ЮРА

Породы *дурайской свиты* распространены в восточной части района, слагая центральную часть пологой синклинали в междуречье Чайдах — Эхюнда, левых притоков р. Ытымджи. Свита имеет довольно пестрый литологический состав. В низах ее наблюдаются среднезернистые песчаники с обилием обугленных отпечатков обрывков растений и растительного детрита. Отмечаются отдельные линзы гравелитов. Выше залегает пачка мелкозернистых песчаников, перекрывающаяся угленосным горизонтом. Последний сложен темно-серыми мелкозернистыми песчаниками с пачками алевролитов и аргиллитов с многочисленными (до 10—12) прослоями и пластами угля. В почве и кровле угольных пластов обычно наблюдаются аргиллиты, иногда углистые аргиллиты. В верхней части горизонта отмечено 2—3 угольных пласта рабочей мощности (0,7—1,1 *м*).

Верхняя часть свиты обнажается на правом берегу р. Гонама, ниже устья р. Олдоё. Здесь она представлена мелко- и среднезернистыми, нередко косослоистыми песчаниками и темно-серыми алевролитами, содержащими корневища растений. Характерна фациальная невыдержанность слоев, часты прослои олигомиктовых конгломератов. Выше залегает угленосная пачка, которая содержит пласты угля мощностью от 0,1 до 4,0 *м*. Пласты имеют сложное строение, включают линзы и прослои аргиллитов и алевролитов.

Общая видимая мощность дурайской свиты Ытымджинской впадины ориентировочно 300—350 *м*.

Из дурайской свиты Г. Ю. Лагздиной собраны немногочисленные отпечатки флоры, определенные И. И. Сребродольской: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl.* sp. и *Czekanowskia* sp. Флора указывает лишь на юрский возраст вмещающих ее пород.

Приведенное описание дурайской свиты свидетельствует о ее литологическом сходстве со среднеюрскими отложениями дурайской свиты Чульманской впадины.

ТОКИНСКАЯ ВПАДИНА

Тектоническое строение ее изучено весьма слабо. В общем виде мезозойский угленосный комплекс образует здесь крупную асимметричную субширотную синклинальную структуру, ограниченную с севера и юга разломами типа сбросов.

Современное представление о геологическом строении и стратиграфии юрских отложений Токинской впадины основывается на геологи-

ческих исследованиях, проведенных В. И. Гольденбергом, Т. С. Долгих, В. М. Власовым, В. А. Ильиным и др. Среди юрских отложений здесь по аналогии с Чульманской впадиной были также выделены отложения юхтинской, чульманской, дурайской, горкитской свит и токинская свита (В. И. Гольденберг), отнесенная первоначально к нижнему мелу, а затем к верхней юре. Общая мощность юрских отложений указанными исследователями определяется максимально в 1300—1500 *м*, в то время как в Чульманской впадине она минимально определена в 2300—2500 *м*. Такое расхождение в мощностях юрских отложений едва ли можно объяснить фациальным изменением. Скорее всего это объясняется слабой степенью изученности юрских отложений Токинской впадины и, естественно, свидетельствует об условности их стратификации.

НИЖНЯЯ ЮРА

К нижней юре в Токинской впадине следует относить юхтинскую свиту (включая в нее нижнюю часть разреза бывшей чульманской свиты). Отложений, соответствующих беркакитской свите Чульманской впадины, здесь не выделено.

Юхтинская свита занимает до 20% площади впадины и в основном распространена по ее северной и восточной окраинам. Свита обнажена плохо. В. И. Гольденбергом составлен обобщенный разрез свиты для северной части впадины.

В низах свиты им отмечается 20-метровая пачка мелкозернистых песчаников с прослоями и линзами алевролитов и грубозернистых песчаников.

Основную часть свиты составляет толща мощностью 160—180 *м*, сложенная в основном среднезернистыми, реже мелкозернистыми кварцевыми и полимиктовыми светло-серыми песчаниками, плотными и массивными. Иногда в них наблюдаются железистые включения («крапчатые» песчаники). По всему разрезу толщи в виде линз встречаются грубозернистые песчаники и мелкогалечные (до 4—5 и 12 *см*) конгломераты. Главная масса конгломератов и гравелитов тяготеет к нижней части толщи.

Конгломераты составляют до 7—10% всего разреза средней толщи. Среди галек конгломератов встречаются кварц, кварцевые песчаники, кремни, реже порфириты и граниты. Цементирующим веществом конгломератов являются крупнозернистые песчаники.

Верхняя часть свиты сложена плотными серыми и темно-серыми мелкозернистыми песчаниками, часто слоистыми за счет скоплений растительного детрита, с прослоями алевролитов, аргиллитов и среднезернистых песчаников с карбонатным цементом и песчаников с пятнистой окраской (со светло-серыми и темно-серыми пятнами на зеленовато-сером фоне). Часто встречаются обугленные растительные остатки.

В восточной части впадины, в долине Идюма и Дёсса, К. К. Абрамовым приводится следующий обобщенный разрез юхтинской свиты:

1. Базальные конгломераты с галькой верхнепротерозойских пород, подстилающих юрские отложения (красные и зеленые алевролиты, кварцитовидные песчаники и др.)	7—10 *м*
2. Песчаники с многочисленными витренизированными и раздавленными растительными остатками («узловатые»)	10—15 „
3. Монотонная песчано-конгломератовая пачка с линзами крупногалечных конгломератов	80—100 „
4. Полимиктовые песчаники	30 „
5. Пачка тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов .	25 „
6. Песчаники среднезернистые светло-серые с железистыми включениями («крапчатые»)	20 „

Общая мощность юхтинской свиты определяется разными исследователями по-разному и, по-видимому, составляет не менее 300—350 *м*.

Растительные остатки ввиду их плохой сохранности не определены, поэтому возраст устанавливается условно по аналогии с подобными отложениями Чульманской впадины. По левобережью р. Идюма А. К. Матвеевым отмечено, что нижние горизонты песчаников переполнены отпечатками (ядрами) растительных форм, напоминающих водоросли или корнеплоды сердцеобразной формы с длинной ножкой, располагающейся перпендикулярно наслоению. К сожалению, указанные формы остались не определенными.

СРЕДНЯЯ ЮРА

К ней, как и в Чульманской впадине, отнесены отложения дурайской свиты. Последние изучались здесь в условиях плохой обнаженности, поэтому описания этих отложений имеют общий схематический характер.

Описания отдельных частей разреза свиты имеются для левобережья р. Гертанды, правобережья р. Алгамы и левобережья Ундытына и др. Большую часть свиты (85%) слагают мелкозернистые полимиктовые песчаники, меньшую (15%) — алевролиты, аргиллиты, мергели и угли. В. И. Гольденберг для северной и западной частей впадины описывает следующий разрез свиты:

1. Пачка монотонных песчаников, мелкозернистых, полимиктовых, массивных . . . . . 50 *м*
2. Пачка тонкозернистых пород, сложенная аргиллитами, алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчаников и мергелей с отпечатками *Raphaelia diamensis* S e w. В нижнем и верхнем слоях пачки среди аргиллитов отмечены прослои каменного угля мощностью 0,40 и 0,32 *м* . . . . . 10 „
3. Пачка мелкозернистых полимиктовых песчаников . . . . . 13 „
4. Пачка часто перемежающихся (свыше 35 слоев) мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, иногда углистых. Отмечены тонкие (0,35; 0,07; 0,10; 0,25; 0,05 *м*) прослои каменного угля. В нижней части пачки (в обнажении левого берега нижнего течения р. Ундытына) отмечен пласт каменного угля мощностью 1,45 *м* с прослоями аргиллитов в верхней его части . . . . 14 „
5. Пачка однообразных песчаников полимиктовых, мелкозернистых, массивных, серых, изредка содержащих остатки флоры . . . . . 67 „

В центральной части впадины в дурайской свите выделяются три углесодержащие пачки: нижняя (ранее относимая к бывшей чульманской свите), средняя и верхняя.

В нижней аргиллитовой угленосной пачке (3 *м*) отмечено четыре прослоя угля мощностью 0,4; 0,3; 0,2 и 0,15 *м*. Она обнажается на левом берегу р. Алгамы, в 4—5 *км* ниже устья р. Ундытына.

Выходы пластов каменного угля средней пачки, сложенной аргиллитами, алевролитовыми песчаниками, реже мергелями, встречены в обрывах левого берега р. Ньонгро в 9 *км* от долины р. Алгамы, а также на правом берегу р. Карпа, в 5—6 *км* от ее устья (восемь маломощных пропластков). Пачка имеет мощность 9 *м*, прослои угля в ней мощностью от 0,1 до 0,4 *м* тяготеют к нижней части.

Верхняя угленосная пачка (мощность 14 *м*) сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых выявлено четыре пласта каменного угля (0,25; 0,3; 1,45 и 0,25 *м*). В. И. Гольденберг отмечает, что выходы пластов каменного угля, приуроченные к этой пачке, наблюдаются также в обрыве правого берега р. Алгамы, в 8 *км* ниже устья рч. Ломака (один пласт — 1,8 *м*) и на левобережье р. Алгамы, в 2,5 *км* ниже устья р. Ундытына (два пласта — 1,1 и 0,25 *м*).

В самой северной части района, в верховьях рч. Бугаллы, углепроявления дурайской свиты изучались В. А. Ильиным, вскрывшим здесь несколько угольных пластов мощностью 0,2; 0,5; 0,4; 0,1; 0,4 и 0,3 *м*. По восточной окраине района углепроявления дурайской свиты наблюдались по р. Худуркану, в 14—23 *км* от устья (два пласта 0,5—0,8 *м*). Общая мощность дурайской свиты во впадине составляет не менее 300—350 *м*.

А. К. Матвеевым на правобережье р. Идюма собрана флора, определенная Б. М. Штемпелем: *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Phoenicopsis* sp., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis nebbensis* (Br.) Nath., *Cl. undulata* Oishi., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Sphenopteris modesta* Leck., *Phoenicopsis stobieckii* (Racib.) Pryn., *Czekanowskia setacea* Heer и *Polipodites udumeinse* Stemp., *Phoenicopsis speciosa* Heer.

Из углей и углистых пород р. Худуркана (II и III Худурканские месторождения А. К. Матвеева), относимых к дурайской свите, А. К. Гаврильченко было выделено 20 форм спор и пыльцы: папоротники 8—10 видов (73%), хвощевые 1 вид (1%), саговниковые 1—2 вида (7%) и хвойные 4—6 видов (13%). Наиболее часто встречаются трехлучевые густобугорчатые споры, менее распространены гладкие споры.

Довольно разнообразный комплекс ископаемой флоры (более богатый, чем в нижнеюрских отложениях) и общность ряда форм позволяют отождествлять описанный разрез со среднеюрскими отложениями Чульманской впадины.

ВЕРХНЯЯ ЮРА

Отложения верхнеюрского возраста пользуются широким и даже преобладающим развитием в Токинской впадине, но степень их изученности является крайне слабой, а стратиграфическое расчленение и увязка разрезов весьма условными. К верхней юре здесь относятся осадки горкитской свиты, слагающие широкие водораздельные пространства в центральной части впадины.

В составе свиты резко преобладают мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники (более 90%). В верховье р. Ламака разрез, составленный В. И. Гольденбергом, следующий:

1. Монотонная пачка полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников, имеющих характерную пятнистую окраску. Встречаются остатки обугленной флоры. Песчаники подстилаются небольшими линзами мелкогалечных конгломератов (5—8 *м*), состоящих из угловатых обломков алевролитов и хорошо окатанной гальки эффузивных пород	60 *м*
2. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, плотные, массивные с известковистым цементом, внизу слоя часто встречаются карбонатные конкреции	20,0 „
3. Аргиллиты темные, углистые	3,0 „
4. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые, слоистые, с большим количеством растительного детрита и витренизированными стеблевыми остатками	27 „
5. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, зеленовато-серые и серые	45,0 „
6. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, «пятнистые»	30 „
7. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, массивные, зеленовато-серые и серые. В верхней части слоя наблюдаются прослои аргиллитов, в самом верху появляются песчаники с карбонатным цементом	30 „
8. Песчаники полимиктовые, мелко- и среднезернистые, «пятнистые». В верхней части пачки встречены *Raphaelia diamensis* Sew., *Czekanowskia rigida* Heer, *Cladophlebis argutula* Heer (определения В. А. Вахрамеева, сборы В. И. Гольденберга)	30 „

9. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, светло-серые, с обугленными остатками флоры . . . . . 7 *м*
10. Аргиллиты углистые с прослоем угля 0,6 *м* . . . . . 3 „
Мощность по разрезу 255 *м*.

Таким образом, в составе горкитской свиты преобладают песчаники полимиктовые, реже кварц-полевошпатовые. Характерная для некоторых песчаников свиты пятнистая окраска, вероятно, связана с неравномерным распределением глинистого цемента. По появлению «пятнистых» песчаников проводится нижняя граница горкитской свиты.

Промышленная угленосность горкитской свиты в районе связывается с присутствием в ее разрезе верхнего угленосного горизонта, который обнажается во многих участках впадины. По-видимому, с ним следует связывать в западной части района выход мощного пласта каменного угля (4,6—12,0 *м*) в приустьевой части р. Гертанды и пласты угля мощностью 1,0 и 2,5 *м*, вскрытые в 2 *км* выше пос. Алгамы на правом берегу одноименной реки.

В центральной части впадины углепроявления в горкитской свите наблюдаются в верховье р. Карпа (пласт 0,4 *м*), на левом берегу р. Ундытына, в 5 *км* от устья (пласт 0,6 *м*). К этому же стратиграфическому горизонту, по-видимому, относятся выходы пластов на р. Идюме (пласт 1,5 *м*) у устья рч. Саргаканда и выход мощного (3,0—6,8 *м*) пласта угля в среднем течении р. Худуркана, в 45 *км* от устья.

Общая мощность горкитской свиты в Токинской впадине ориентировочно определяется в 260 (?) *м*.

Вопрос о возрастной характеристике описанных выше «юрских» отложений Токинской впадины остается весьма неясным. Не исключена возможность неправильного отнесения отдельных конкретных разрезов к тем или иным выделенным во впадине свитам.

Последнее подтверждается тем, что комплексы ископаемой флоры, определенные по сборам ряда исследователей из отдельных участков впадины, имеют довольно противоречивую возрастную характеристику. Это, по-видимому, объясняется тем, что сборы флоры нередко производились с довольно обширной территории сложного тектонического строения и плохой обнаженности. В отдельный такой комплекс попадали ископаемые остатки из разных стратиграфических частей разреза угленосной толщи.

Так, В. И. Гольденберг из «юрских» отложений левобережья р. Гертанды приводит находки флоры, привязанные им к «дурайской» свите и определенные В. А. Вахрамеевым: *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Rapaelia diamensis* Sew., *Nilssonia* ex gr. *gigantea* Krysht. et Pryn. и *Baiera longifolia* (Pom.) Florin.

Отмеченный комплекс скорее всего следует относить к самым верхам горкитской свиты и низам нижнего мела, так как в нем присутствует *Nilssonia* ex gr. *gigantea,* характерная для нижнего мела Ленского бассейна и не встречающаяся в юрских отложениях. Остается неясной стратиграфическая привязка разрезов, охарактеризованных сборами флоры А. К. Матвеева по правобережью р. Идюма. Так, Б. М. Штемпелем из коллекции А. К. Матвеева определены: *Cladophlebis* sp., *Raphaelia diamensis* Sew., *Phoenicopsis* sp. (р. Дёс); *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *Cl. undulata* Oishi., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Sphenopteris modesta* Leck., *Phoenecopsis stobieckii* (Racib.) Pryn., *Czekanowskia setacea* Heer. (в 3 *км* ниже р. Саргаканды); *Phoenicopsis speciosa* Heer и *Czekanowskia setacea* Heer (ниже устья р. Саргаканды).

Довольно разнообразный комплекс ископаемой флоры и общность ряда форм позволяют отождествлять описанный комплекс со среднеюрским комплексом Чульманской впадины. Но в то же время здесь отмечены *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath. и *Phoenicopsis stobieckii* (Racib.) Pryn., встреченные в Чульманской впадине только в отложениях горкитской свиты верхней юры, и *Cladophlebis undulata* Oishi, известный из отложений нижнего мела Японии. Принимая во внимание присутствие в комплексе *Raphaelia diamensis* Sew. (типично юрской формы) можно предполагать, что приведенный выше комплекс характеризует отложения поздней юры и, возможно, нижнего мела.

Из левобережья Идюма (р. Худуркан, 45—50 *км* от устья) А. К. Матвеевым собран следующий комплекс флоры, определенный Б. М. Штемпелем: *Equisetites* sp., *Coniopteris burejebsis* (Zal.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. undulata* Oishi., *Cl. denticulata* (Brongn.) Font., *Raphaelia diamensis* Sew., *Ginkgo* sp., *Baiera* cf. *angustiloba* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz. setacea* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Pityophyllum* cf. *kobukense* Sew., *Elatides* cf. *williamsonii* L. et H.

Данный комплекс Б. М. Штемпель отнес к нижнему мелу, отметив общность ряда его форм с комплексом никанского яруса Верхне-Буреинского бассейна (А. К. Матвеев, 1942). В последние годы отложения, охарактеризованные данным комплексом флоры, стали относить к верхней юре (горкитской и токинской свитам). Последнее едва ли является правильным, так как в комплексе кроме юрских форм несомненно, присутствуют и раннемеловые формы. Это, кроме *Cladophlebis undulata* Oishi., форма *Pityophyllum* cf. *kobukense* Sew., известная из поздневолжских — ранневаланжинских отложений в Западном Приохотье и бассейне р. Уды.

Приведенная выше характеристика ряда флористических комплексов из Токинской впадины позволяет предполагать, что в последней, по-видимому, осадки верхней юры и нижнего мела распространены более широко, чем это изображается на геологических картах.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижнемеловые отложения в Южной Якутии представлены мощной толщей терригенных и вулканогенных пород, сохранившейся в грабенах и впадинах, прилегающих к зоне Станового глубинного разлома.

Впервые нижнемеловые отложения были выделены А. К. Матвеевым и др. в 1941 г. в восточной части Токинской впадины.

В 1955—1957 гг. В. И. Гольденбергом и др. в центральной части Токинской впадины установлены флористически охарактеризованные отложения нижнего мела, выделенные под названием ундытканской свиты. Позднее З. П. Просвирякова, И. С. Бредихин и др. выделили нижнемеловые отложения и в Чульманской впадине (холодниканская свита).

В грабенах Гонамо-Тимптонского междуречья помимо терригенных пород А. Г. Кацем, Т. С. Долгих, Н. С. Шпак и др. установлена толща нижнемеловых вулканогенных пород — карауловская свита. В связи с разобщенностью выходов этих свит и бедностью флористическими остатками при корреляции разрезов возникают значительные трудности.

По представлениям И. С. Бредихина, нижнемеловые отложения Южной Якутии подразделяются на следующие свиты (см. рис. 35): 1) холодниканская, токинская свиты; 2) ундытканская свита — нижняя

конгломератовая подсвита, верхняя песчаниковая подсвита; 3) карауловская свита — нижняя подсвита, средняя подсвита, верхняя подсвита.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВПАДИН

Чульманская впадина

Отложения нижнего мела впервые в Чульманской впадине выделены в ядре Нерюнгринской брахисинклинали под названием холодниканской свиты. С холодниканской свитой параллелизуется токинская свита в Токинской впадине.

В холодниканской свите на Нерюнгринском месторождении преобладают грубозернистые породы — песчаники и гравелиты (92—96%), в подчиненном количестве присутствуют алевролиты и аргиллиты (4—8%). Песчаники обычно массивные, с плохой сортировкой зерен, серого и зеленовато-серого цвета; цемент порово-пленочный, реже поровый; цементирующим веществом являются хлорит, цеолиты (ломонтит), кальцит, монтмориллонит и гидрослюда. Гравелиты состоят из обломков кварца (35—62%), полевых шпатов, обломков кремнистых пород, микрокварцитов, кристаллических сланцев с обилием эпидота и цоизита, встречаются также обломки хлоритовых и кремнисто-хлоритовых сланцев.

На Нерюнгринском и Кабактинском месторождениях в разрезе свиты установлены не выдержанные по мощности, быстро выклинивающиеся пласты угля, достигающие на отдельных участках рабочей мощности. На Нерюнгринском месторождении гранулометрическая ритмичность в холодниканской свите не выражена. На Кабактинском месторождении в ней устанавливаются мощные и резко асимметричные песчаные ритмы, слабоизвестковистые и угленосные.

Для пород холодниканской свиты характерны следующие признаки: присутствие большого количества обломков кристаллических пород докембрия, присутствие многочисленных чешуек желтовато-зеленого и желтого биотита; обилие акцессорных минералов группы эпидота и сфена; в отдельных прослоях отмечается значительное обогащение роговой обманкой; наличие хлоритового и цеолитового (ломонтит) цементов. В тяжелой фракции преобладают роговые обманки (до 58,8%), минералы группы эпидота (до 86,7%), сфена (до 32%); характерно низкое содержание граната (до 4,1%), циркона (до 3,7%) и биотита (до 3,7%); аутигенных минералов мало; наблюдается повышенное содержание окисного и закисного железа (3,3—5,3%).

Комплекс растительных остатков из разреза свиты на Нерюнгринском месторождении характеризуется следующими формами (определения В. А. Вахрамеева, Э. П. Просвиряковой и Р. З. Генкиной): из низов свиты — *Equisetites asiaticus* Pryn., *Ctenis yokoyamai* Krysht. et Pryn., *Ctenis* sp., *Coniopteris nympharum* (Heer.) Vachr., *Czekanowskia rigida* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Schizolepis moelleri* Sew., *Schizolepis elegans* Tur.-Ket., *Pagiophyllum* sp., *Desmiophyllum* sp.; из средней части разреза — *Equisetites asiaticus* Pryn., *Cladophlebis ketovae* Vachr., *Ctenis* cf. *burejensis* Pryn., *Pterophyllum* sp., *Ixostrobus* sp., *Sphenobaiera* sp., *Podozamites angustifolius* Heer.

Приведенная флора сходна с батылахским комплексом нижнего мела (неоком) Ленского бассейна. Формы *Cladophlebis ketovae* Vachr., *Ctenis* cf. *burejensis* Pryn., *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., найденные в холодниканской свите на Нерюнгринском место-

рождении, являются руководящими для батылахского комплекса нижнего мела. Форма *Ctenis yokoyamai* Krysht. et Pryn. широко распространена в нижнемеловых отложениях Уссурийского края.

Таким образом, нижняя граница холодниканской свиты в Чульманской впадине устанавливается по исчезновению в разрезе типичной верхнеюрской флоры: *Raphaelia diamensis* Sew. и *Cladophlebis serrulata* Sam. и появлению нижнемеловых форм.

Литологически нижняя граница холодниканской свиты проводится по кровле пачки с мощным пластом угля, которым заканчивается разрез горкитской свиты на Нерюнгринском месторождении. Верхняя граница свиты в Чульманской впадине не установлена, так как в ней неизвестны вышележащие отложения. Общая мощность холодниканской свиты более 300 *м*.

Токинская впадина

Меловые отложения впервые были установлены В. И. Гольденбергом и др. в 1955 г. в составе двух свит: нижнетокинской (Cr_1) и верхнетокинской (Cr_2). Позже (1956—1957 гг.) нижнетокинская свита была переименована в токинскую и отнесена к верхней юре, а верхнетокинская свита, ранее условно отнесенная к верхнему мелу, переименована в ундытканскую и на основании дополнительных находок в ней ископаемой флоры *Coniopteris onychioides* Vassil. et К.-М. отнесена к нижнему мелу.

В данной работе токинская свита параллелизуется с холодниканской свитой Чульманской впадины и относится по возрасту к раннему мелу (неоком), а возраст ундытканской свиты принимается как позднениижнемеловой (апт — альб).

Отложения нижнего мела развиты в Токинской впадине в южной части междуречья Алгамы и Мулама.

Токинская свита широко распространена в бассейнах рек Укикита и Ундытына. Залегает она согласно на подстилающих образованиях горкитской свиты. Нижняя часть разреза в коренном залегании прослеживается по р. Алгаме, близ впадения в нее рч. Ламака, а также по правому берегу р. Ундытына, в 4 *км* выше устья р. Ундыткана. Разрез свиты, составленный по Алгаме и Ундытыну, представляется в следующем виде (по В. И. Гольденбергу, 1955):

1. Светло-серые среднезернистые (нередко известковистые) и мелкозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми алевролитами со скорлуповатой отдельностью . . . . . 20 *м*
2. Желтовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники с маломощными линзами крупнозернистых песчаников, содержащих обугленные остатки флоры . . . . . 11 „
3. Серые крупнозернистые полимиктовые песчаники . . . . . 7 „
4. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с обугленными растительными остатками . . . . . 18 „
5. Темно-серые алевролиты со скорлуповатой отдельностью . . . 5 „

Из описанной пачки В. А. Самозванцевым и В. И. Гольденбергом собрана ископаемая флора, определенная В. А. Вахрамеевым: *Cladophlebis argutula* Heer, *Cl. williamsonii* Brongn., *Raphaelia diamensis* Sew., *Sphenopteris* ex gr. *goeppertii* Dunk., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer и *Podozamites* sp.

6. Толща однообразных мелко- и среднезернистых массивных песчаников с точечными включениями углистого вещества, с пластами очень плотных серых и темно-серых мелкозернистых полимиктовых песчаников с карбонатным цементом и тонкими прослойками алевролитов . . . . . 220 „
7. Серые и зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники с линзами крупнозернистых и гравелистых песчаников в нижней части пачки 60 „
8. Серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с включениями углистого вещества . . . . . 50 „

Общая мощность разреза токинской свиты определяется в 420—550 *м*.

В верховьях рек Эльги и Укикита (правых притоков р. Мулама) и в правобережье верховьев р. Ундыткана В. А. Ильиным (1962) в верхней части разреза токинской свиты непосредственно под конгломератами ундытканской свиты канавами вскрыт угольный пласт мощностью от 6—8 до 11—22 *м*; ниже, в 90—100 *м*, вскрыт пласт мощностью до 4 *м*.

Комплекс ископаемой флоры, определенный из отложений свиты, содержит в своем составе форму *Sphenopteris* ex gr. *goeppertii* Dunk., характерную для отложений нижнего мела Ленского бассейна. Но в то же время отсюда(?) определена и *Raphaelia diamensis* Sew., которая характерна для верхней юры Чульманской впадины и Ленского бассейна и не отмечается в нижнемеловых отложениях. Вопрос присутствия в токинской свите *Raphaelia diamensis* Sew. нуждается, на наш взгляд, в дополнительном изучении.

Стратотип *ундытканской свиты* описан В. И. Гольденбергом и др. (1955) на водоразделе р. Ундытына и верховьев Укикита и Эльги. Ундытканская свита представлена переслаиванием мелко- и среднезернистых серых и темно-серых полимиктовых, нередко карбонатных песчаников. Алевролиты, аргиллиты, крупнозернистые песчаники и гравелиты в составе свиты имеют подчиненное значение, но встречаются по всему разрезу. В основании свиты залегает мощный (до 110 *м*) горизонт полимиктовых конгломератов. В виде отдельных прослоев (до 2,5 *м*) конгломераты встречаются и в верхней части разреза. На различных стратиграфических уровнях наблюдаются линзовидные прослои угля, достигающие рабочей мощности (до 1,5 *м*). Определимые растительные остатки в породах свиты редки.

Ниже приводится сводный разрез ундытканской свиты по данным В. И. Гольденберга (1955) и В. А. Ильина (1962):

1. Крупногалечные (до 5 *см*) и мелковалунные (до 15—20 *см*) полимиктовые конгломераты, слабо метаморфизованные, с маломощными (до 1 *м*) прослоями полимиктовых песчаников. Галька и валуны в породе составляют около 80% и представлены преимущественно гранодиоритами, серыми и розовыми гранитами, кварцевыми порфирами и роговообманковыми плагиопорфирами, гнейсами и кристаллическими сланцами, а также роговиками и карбонатными породами. Цементом конгломератов служат разнозернистые песчаники серого и темно-серого цвета. Среди конгломератов вскрыт пласт угля мощностью до 1,5 *м*.

Мощность горизонта 80—110 *м*.

На описываемом участке конгломераты залегают непосредственно на мощном пласте угля с размывом. Поверхность контакта волнистая с карманами глубиной до 0,5 *м*.

2. Переслаивание светло-серых слабо ожелезненных тонкоплитчатых полимиктовых известковистых, массивных и тонкослоистых песчаников с тонкослоистыми светло-серыми алевролитами. В верхней части толщи встречаются линзы (до 5 *м*) кварцевых алевролитов. Здесь среди песчаников найдены плохо сохранившиеся отпечатки флоры. В самых верхах толщи наблюдается зона (пласты) горелых шлаковидных пород (5—10 *м*). В центральной части этой зоны встречаются ноздреватые разности пород темно-серого цвета, похожие на базальтовую лаву . . . . . 80 *м*

3. Серые косослоистые за счет наличия углисто-глинистого материала, мелко- и среднезернистые песчаники с тонкими прослоями крупнозернистых песчаников. В верху слоя песчаники карбонатные . . . . . 50 „

4. Крупнозернистые, реже гравелистые, полимиктовые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов, количество и мощность которых возрастают вверх по разрезу. В этой толще вскрыт пласт угля мощностью до 1,3 *м* . . . . . 15—20 „

5. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники, массивные и косослоистые, с многочисленными включениями обугленного растительного детрита. В нижней и верхней частях толщи наблюдаются прослои тонкозернистых пород. Среди песчаников вскрыты два пласта угля мощностью 1,5 и 0,7 *м*. Из средней части толщи В. И. Гольденбергом собраны

и В. А. Вахрамеевым определены *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr. и *Coniopteris onychiodes* Vassil. et К.-М. . . . . 170 *м*

6. Крупнозернистые полимиктовые песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов . . . . . 10 „

7. Серые и зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники, иногда с обугленными растительными остатками . . . . . 120 „

8. Тонкое переслаивание серых мелкозернистых полимиктовых песчаников с темными алевролитами и аргиллитами . . . . . 30 „

Видимая мощность свиты свыше 500 *м*.

Некоторые исследователи (В. А. Вахрамеев, В. А. Ильин и др.) склонны параллелизовать между собой ундытканскую свиту Токинской впадины и холодниканскую свиту Чульманской впадины. Но комплекс флоры в холодниканской свите достаточно уверенно сравнивается с батылахским комплексом нижнего мела (неокомом) Ленского бассейна, тогда как нахождение в песчано-конгломератовых отложениях ундытканской свиты Токинской впадины папоротника *Coniopteris onychioides* Vassil. et К.-М., отсутствующего в хорошо изученном разрезе холодниканской свиты Чульманской впадины и широко распространенного в эксеняхской свите нижнего мела (апт) Ленского бассейна, позволяет нам с достаточной степенью вероятности сопоставлять ундытканскую свиту с эксеняхской. Последнее тем более вероятно, что холодниканская свита, судя по ее литогенетическим признакам, завершает в Южной Якутии развитие верхнеюрско-нижнемелового прогиба и дислоцирована вместе с юрскими отложениями. Песчано-конгломератовые отложения ундытканской свиты свидетельствуют о размыве только что сформировавшихся горных сооружений и, по-видимому, залегают несогласно на подстилающих их отложениях.

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГРАБЕНОВ

Помимо Чульманской и Токинской впадин нижнемеловые отложения выполняют грабены в предгорьях хребта Станового: Верхне-Тимптонский, Верхне-Гонамский, Токарикано-Конёркитский, Верхне-Сутамский и ряд мелких грабенов. Все они примыкают к зоне Станового разлома, в пределах которого и особенно к югу от него наблюдаются крупные покровы мезозойских эффузивов. Создается впечатление, что эти грабены образуют единую субширотную зону (прогиб) вдоль Станового разлома, но в настоящее время разобщенную и эродированную.

Верхне-Сутамский грабен

Верхне-Сутамский грабен расположен в верховьях Сутама и его правых притоков Верх. Джелинды, Ниж. Джелинды и Даурки.

Мезозойские отложения Верхне-Сутамского грабена изучались в разные годы Н. С. Шпак (1954), М. М. Лебедевым (1957), А. Г. Кацем (1962) и др. Наиболее полная их характеристика приведена в работе А. Г. Каца. В составе мезозойских терригенных отложений Верхне-Сутамского грабена А. Г. Кац (1962) выделяет нижнюю конгломератовую и верхнюю песчаниковую толщи.

Конгломератовая толща залегает на размытой поверхности докембрийских образований. Обнажается она лишь в виде неширокой полосы (не более 2 *км*) в междуречье Сутама и Верх. Джелинды и по р. Верх. Джелинда на протяжении 8—9 *км*. А. Г. Кац отмечает, что в большинстве случаев контакты между мезозойскими отложениями и породами докембрия тектонические. Стратиграфический контакт наблюдался лишь в районе р. Холодникана. Верхняя граница толщи проводится по появлению в разрезе эффузивно-туфогенных отложений.

В разрезе конгломератовой толщи помимо конгломератов присутствуют гравелиты и песчаники, количество которых вверх по разрезу постепенно возрастает, а верхняя часть толщи сложена полимиктовыми песчаниками с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов. Размер валунов в конгломератах по р. Сутаму (в 2,5 *км* вверх от устья р. Сэгангры) достигает 1 *м*. Гальки и валуны представлены исключительно аляскитовыми гранитами и почти не окатаны. Вверх по разрезу размер галек и валунов уменьшается, увеличивается степень окатанности, появляются песчаники. В толще песчано-конгломератовых отложений М. М. Лебедев (1957) отмечал пропластки каменного угля до 15—20 *см* мощности. Общая мощность толщи 300—350 *м*.

Песчаниковая толща залегает в ядре пологой синклинальной структуры. Наиболее полное представление о строении этой толщи дают обнажения на левом берегу Сутама, в 4,5 *км* ниже устья р. Сэгангры (снизу вверх):

1. Конгломераты крупногалечниковые с темным грязно-бурым цементом песчано-глинистого состава и с обугленной флорой	0,5 *м*
2. Песчаники мелкозернистые с хорошо сохранившимися отпечатками листьев	0,3 „
3. Алевролиты глинисто-карбонатные	0,6 „
4. Конгломераты	0,3 „
5. Углистые сланцы, плотные, темные	0,3 „
6. Песчаники кварцевые, тонкозернистые, плотные, светло-серые	0,4 „
7. Конгломераты крупногалечниковые с галькой метаморфических пород и песчано-глинистым цементом	1,6 „
8. Переслаивание песчано-глинистых и глинисто-углистых пород	1,3 „

Толща в целом представлена различными по зернистости полимиктовыми песчаниками серого, зеленовато-серого цвета, иногда с обугленными остатками флоры, серыми аргиллитами, алевролитами, углистыми сланцами и конгломератами, в верхних частях туфопесчаниками; редко встречаются известковистые алевролиты темно-серого цвета.

Общая мощность песчаниковой толщи составляет более 350 *м*.

В среднем течении р. Верх. Джелинда в линзе песчаников из конгломератовой толщи А. Г. Кац (1962) собрал флору, определенную В. А. Вахрамеевым: *Cladophlebis sangarensis* Vachr., *Cl. argutula* Heer, *Cl. williamsonii* Brongn., *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew. и *Phoenicopsis angustifolia* Heer.

Из приведенного комплекса флоры форма *Cladophlebis sangarensis* Vachr. характерна для нижнемеловых отложений Ленского бассейна.

По сборам флоры М. М. Лебедева (1957) из песчано-конгломератовой толщи бассейна р. Верх. Джелинда М. М. Кошманом определены: *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Czekanowskia rigida* Heer, *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *Podozamites* cf. *lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и *Nilssoni* sp. Этот комплекс флоры также близок к комплексу флоры нижнемеловых отложений Ленского бассейна.

Суммарная мощность толщи песчано-конгломератовых отложений в бассейне Верх. Джелинды определяется в 650—700 *м*. По стратиграфическому положению она параллелизуется с ундытканской свитой Токинской впадины.

В верховьях Верх. Джелинды и Мал. Даурки М. М. Лебедев отметил в небольших тектонических грабенах сложнодислоцированные толщи терригенных пород, представленные филлитовидными глинистыми сланцами и метаморфизованными алевритовыми аркозовыми песчаниками темно-серого цвета.

Анализ спор и пыльцы из этого разреза, приведенный Т. В. Нарышкиной, дал верхнеюрский — нижнемеловой спектр. Эти отложения, повидимому, следует сопоставлять с верхними горизонтами песчано-конгломератовой толщи бассейна р. Верх. Джелинда.

Верхне-Тимптонский грабен

Грабен расположен по р. Тимптону ниже пос. Нагорного. Простирание грабена субширотное. Длина его 25—30 *км*, при ширине 7—10 *км*. Обнаженность мезозойских отложений здесь крайне скудная, отдельные обнажения наблюдаются лишь в береговых уступах на р. Тимптоне.

Впервые эти отложения были описаны Д. С. Коржинским (1930) как юрские конгломераты. При этом он отметил, что в гальке конгломератов присутствуют золотоносные гнейсоиды.

После этого район посещался рядом исследователей, но никто из-за его плохой обнаженности не составил полного разреза мезозойских отложений. Имеются лишь описания ряда обнажений на р. Тимптоне, произведенные Б. Н. Налуцишиным (1962). Наиболее крупное обнажение наблюдается на левом берегу р. Тимптона в 2 *км* выше устья рч. Амунакта. Здесь в береговом обрыве высотой до 5 *м* обнажается на протяжении до 500 *м* следующий разрез (снизу вверх):

1. Крупновалунные и мелкогалечные конгломераты с линзовидными прослоями (0,3—0,5 *м*) крупнозернистых песчаников и гравелитов. Цемент конгломератов крупнозернистый, плохо сортированный, рыхлый, песчаный, реже гравийный материал. Размер галек и валунов в конгломератах от 2—5 *см* до 1,5 *м* в поперечнике. Окатанность разнообразная, сортировка очень плохая. В целом по разрезу заметно, что к верхней его части несколько увеличивается размер валунов и галек, причем степень окатанности их заметно снижается. Состав валунов и галек — кварциты, кварц, гнейсы, кристаллические сланцы, диафториты. Породы падают на север под углом 40—50°. Общая мощность пачки не менее 100 *м*.

2. Переслаивание песчаников среднезернистых с крупнозернистыми и гравелитами. Песчаники неплотные, плитчатые, слоистые с обугленным растительным детритом. Вверху песчаники мелкозернистые, светлые, плотные 40 „

3. После небольшого перерыва в обнажении (до 6 *м*) наблюдаются конгломераты крупногалечные и валунные. Цемент — плохо сортированный, разнозернистый, рыхлый песчаный и гравийный материал. Состав валунов и галек аналогичен предыдущему . . . . . 15—18 „

4. Песчаники среднезернистые, залегают на конгломератах. Песчаники неплотные, неяснослоистые, местами с примесью гравийного материала 1,5—2,0 „

Выше по разрезу обнажение задерновано.

Ниже, по р. Тимптону (левый берег в 2 км выше устья ручья Скобельцинского), в береговых уступах встречаются небольшие обнажения рыхлых серых песчаников, среднезернистых, неяснослоистых, местами с отчетливыми знаками ряби. Там же наблюдаются выходы темно-серых алевролитов и аргиллитов, горизонтальнослоистых, тонкорассланцованных. Видимая мощность 2,5 *м*.

А. Г. Кац (1961) отметил выходы конгломератов по северному борту Верхне-Тимптонского грабена. Выше конгломератов здесь залегают желтовато-серые мелкозернистые, плохо сортированные песчаники с галькой розовых гранитов и кварца. В юго-восточной части грабена наблюдаются покровы эффузивов и туфов, перекрывающие песчаники (Глебовицкий, 1965).

Возраст песчано-конгломератовых отложений р. Тимптона определяется лишь условно. Из этих отложений не определено каких-либо руководящих палеонтологических остатков, поэтому большинство исследователей сопоставляет их с отложениями юхтинской свиты (В. В. Мокринский, А. В. Павлов, Ш. А. Сюндюков и др.). Другие исследовате-

ли, исходя из общей геологической позиции, сравнивают их с отложениями ундытканской свиты нижнего мела (И. С. Бредихин, 1958; А. Г. Кац, 1961; В. А. Глебовицкий, 1965).

Верхне-Гонамский грабен

Грабен расположен в верховье Гонама, выше устья р. Токарикана, между Токарикано-Коннёркитским и Верхне-Сутамским грабенами. Грабен имеет субширотное до северо-восточного простирание и протяженность 35—40 *км*, при ширине до 5 *км*. Терригенные отложения, выполняющие грабен, изучены слабо и описаны лишь А. Г. Кацем (1962). Последний указывает, что в грабене залегает толща конгломератов с падением на юг под углами от 10 до 40°.

Галька имеет диаметр от 1 до 30 *см*, обычно не превышая 5—12 *см*, хорошо окатана и представлена эффузивными породами, в том числе миндалекаменными ортофирами и кристаллокластическими туфами ортофиров. В районе подобных пород нет. Галька из района г. Холодникана представлена диафторитами, эпидотизированными гранитами, мигматитами архейских пород, амфиболитами, милонитами и др.

Толща конгломератов, наблюдающихся в обнажениях Верхне-Гонамского грабена, параллелизуется А. Г. Кацем с нижней конгломератовой толщей Верхне-Сутамского грабена, отнесенной к ундытканской свите нижнего мела.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ (НИЖНЕМЕЛОВЫЕ) ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХОВЬЕВ ТИМПТОНА, ГОНАМА И СУТАМА

Позднемезозойские эффузивно-туфогенные образования сравнительно широко распространены на южной окраине Алданского щита. Впервые молодые эффузивы были описаны в верховьях р. Тимптона Д. С. Коржинским (1930), затем А. Г. Кацем, Т. С. Долгих, Н. С. Шпак, М. М. Лебедевым и др.

Позднемезозойские вулканиты встречены в пределах описываемой территории в комплексе с терригенными угленосными отложениями в юго-восточной части Верхне-Тимптонского грабена, в Верхне-Сутамском и Токарикано-Коннёркитском грабенах и в верховьях р. Гонама. Ниже приводится характеристика эффузивно-туфогенных образований Токарикано-Коннёркитского и Верхне-Сутамского грабенов.

Вулканогенные образования Токарикано-Коннёркитского грабена А. Г. Кац (1960) выделяет под названием карауловской свиты и расчленяет на две толщи (подсвиты):

Толща плагиопорфиритов и основных порфиритов

1. Порфириты биотит-роговообманковые, плагиоклазовые, массивные, серые и буровато-серые . . . . . 75 *м*
2. Туфы плагиопорфиритов, сильновыветрелые, буроватые, содержат прослои до 1—2 *м* светлых среднезернистых песчаников, кварцевых, массивных и более темных туфопесчаников, также среднезернистых . . . . . 35 „
3. Плагиопорфириты роговообманково-биотитовые, серые . . . . . 30 „

Суммарная мощность нижней толщи достигает 140 *м*.

Толща кварцевых порфиров, фельзитов и их туфов

1. Светло-серые, слегка буроватые, тонкоплитчатые, тонкополосчатые, тонкозернистые эффузивы афанитового облика. Породы окрашены гидроокислами железа в бурые тона. Пачка крайне однообразная . . . . до 100 *м*
2. Светло-серые до белых, плотные, массивные, тонкоплитчатые фельзиты и фельзит-порфиры с редкими табличками полевого шпата. Среди них

встречаются многочисленные, быстро выклинивающиеся прослои до 2—5 *м* мощностью литокристаллокластического туфа . . . . . 140 *м*

3. Светлые фельзиты, постепенно сменяющиеся кварцевыми порфирами с округлыми вкрапленниками кварца до 1 *мм* в поперечнике . . . . . 80 „

Суммарная мощность верхней толщи достигает 300 *м*.

На горе Кара-Ул описанные вулканиты залегают на отложениях средней части ундытканской свиты. На горе Раковина они представлены однообразными роговообманково-биотитовыми плагиопорфиритами с маломощными пачками туфов. Эффузивы залегают здесь на нижней конгломератовой пачке ундытканской свиты; видимая мощность их 120—130 *м*.

В южной прибортовой части грабена отмечается залегание эффузивов на докембрийских образованиях. Представлены они черными, слегка зеленоватыми и лиловыми, массивными, тонкозернистыми до сливных, порфиритами. Мощность покрова определена в 30—40 *м*.

В Верхне-Сутамском грабене эффузивно-туфогенные образования А. Г. Кац (1962) расчленяет на нижнюю и верхнюю толщи.

Нижняя толща имеет довольно разнообразный состав и представлена андезитовыми и дацитовыми порфиритами и их туфами, вулканическими брекчиями, агломератовыми туфами, андезито-базальтами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Разрез нижней толщи следующий:

1. Туфы андезитов разной зернистости (от тонкозернистых до вулканических брекчий) с прослоями (до 10 *м*) агломератовых туфов дацитов, андезитовых порфиритов и андезито-базальтов . . . . . 50—60 *м*

2. Туфогенные и обычные песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями туфов андезитов, реже туфов дацитов . . . . . 170—200 „

3. Андезитовые порфириты и их туфы с прослоями дацитовых порфиритов и их туфов . . . . . 350—400 „

Нижняя часть разреза толщи нередко представлена переслаиванием эффузивных и осадочных пород, что свидетельствует о пульсирующем характере первоначальных стадий вулканической деятельности. При этом часть вулканогенных пород сразу после их образования размывалась и переходила в осадки. Для толщи в целом характерна фациальная неустойчивость разреза. В районе высоты 1474 *м* был составлен детальный разрез нижней толщи:

1. Туфы андезитов зеленовато-серого и буровато-серого цвета . . 10—12 *м*
2. Туфы дацитов тонкозернистых . . . . . 3—4 „
3. Андезитовые порфириты . . . . . 4 „
4. Туфы дацитов тонкозернистых, светлых . . . . . 10 „
5. Туфы андезитов темно-лиловых, с линзами вулканических брекчий 18 „
6. Туфы андезитов зеленовато-серых с прослоями андезитовых порфиров . . . . . 10—12 „
7. Песчаники среднезернистые . . . . . 8 „
8. Туфы андезитов зеленовато-серые . . . . . 10 „
9. Переслаивание туфопесчаников и туфогравелитов, прослои туфов андезитов . . . . . 50 „
10. Крупногалечные конгломераты, переслаивающиеся с вулканическими брекчиями и туфами андезитов . . . . . 72 „
11. Туфопесчаники среднезернистые с прослоями тонкозернистых . . 30 „
12. Андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы . . . . 350—400 „

Залегает толща как на песчано-конгломератовых отложениях ундытканской свиты, так и на кристаллических породах докембрия. Общая мощность ее изменяется от 300 до 660 *м*.

Верхняя толща отличается большим однообразием. В составе ее преобладают кварцевые порфиры и их туфы. Эти породы образуют крупный покров (до 150 *км*^{2}) в междуречье Сэгангра — Сутам, где они залегают на размытой поверхности докембрия. Выходы пород этой толщи наблюдаются и на правобережье р. Верх. Джелинда. Здесь они лежат на эффузивах нижней толщи. В отличие от нижней породы верх-

ней толщи имеют свежий облик и не несут следов вторичных изменений. Мощность верхней толщи достигает 300 *м*.

Возраст описанных вулканических образований точно не установлен. Тем не менее можно уверенно говорить о нижнемеловом возрасте нижней толщи пород среднего состава, которая перекрывает песчано-конгломератовые отложения ундытканской свиты, а наблюдаемое переслаивание эффузивов с осадочными породами ундытканской свиты в низах разреза, отмеченное А. Г. Кацем в бассейне р. Верх. Джелинда, позволяет считать их образование сближенным во времени.

Свежий облик пород верхней толщи и ее стратиграфическое положение свидетельствуют о ее более молодом возрасте, но за отсутствием каких-либо уточняющих данных возраст верхней толщи условно считается также нижнемеловым.

Значительный интерес представляет вопрос об условиях залегания и общей геологической позиции описанных позднемезозойских эффузивно-туфогенных образований.

На большей части площади их развития, в западной части Верхне-Сутамского, в Верхне-Тимптонском и Токарикано-Коннёркитском грабенах, эффузивные толщи лежат практически горизонтально или полого наклонены на юг (гора Раковина и др.). В центральной части Верхне-Сутамского грабена они залегают моноклинально под углом 5—7° на юг-юго-восток и в восточной части они значительно дислоцированы, особенно близ разрывных нарушений (углы падения до 20—25°). Наличие весьма пологих складчатых деформаций в породах эффузивного покрова связано с более поздней блоковой тектоникой. Для районов развития покровных эффузивно-туфогенных образований характерно наличие большого количества разрывных нарушений.

Территориальное распределение описанных покровов эффузивов отчетливо увязывается с зоной Станового глубинного разлома и сопряженных с ним разломов северо-восточного простирания. Покровы эффузивов приурочены здесь к одному из тектонически напряженнейших узлов, находящемуся на сочленении зоны Станового глубинного разлома и периклинального замыкания диагональных сводовых поднятий фундамента Алданского щита — Тимптонского и Сутамского. Покровы эффузивов в этом районе прослеживаются на протяжении свыше 150 *км* по простиранию Станового глубинного разлома, при ширине до 50 *км* к северу от него.

В тесной пространственной и, вероятно, петрогенетической связи с эффузивами находятся интрузии гранитоидов (А. Г. Кац, Ю. Б. Казмин, Л. И. Красный, М. С. Нагибина), внедрение которых, так же как и излияния эффузивов, связаны с тектонической активностью Станового глубинного разлома. Весьма примечательно, что мезозойские гранитоидные интрузии в своем подавляющем большинстве четко локализуются в Становой области позднеархейской складчатости, а с юга и севера ограничиваются вулканическими поясами.

Благодаря глубочайшему эрозионному срезу области хребта Станового сейчас чрезвычайно трудно восстановить в ряде случаев историю ее формирования в различные периоды его жизни.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ (НИЖНЕМЕЛОВЫЕ?) ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКОГО РАЙОНА

Некоторые исследователи (Е. Т. Саратова, А. Н. Угрюмов, А. Ф. Шпагин и др.), изучая мезозойские образования внутренних районов Алданского щита, отмечают в них присутствие вулканогенно-осадочных отложений.

В Центрально-Алданском районе А. Н. Угрюмовым (1963) в глубоких кальдерах проседания в интрузивных массивах Якокутском и Стрелка наблюдалась толща разнозернистых аркозовых песчаников и алевролитов. Песчаники сильно метаморфизованы и в приконтактовых частях интенсивно эгиринизированы. Здесь же в делювии встречены вулканогенные образования: туфы, туфопесчаники, туфобрекчии. Изучить характер залегания и мощность наблюдающихся здесь вулканических образований не представляется возможным. Эта толща А. Н. Угрюмовым выделяется как вулканогенно-осадочная и условно относится к нижней юре.

По данным А. Ф. Шпагина (1965), континентальные отложения Центрального Алдана представлены двумя толщами, разделенными крупным перерывом. Нижняя толща — это собственно юрские отложения, которые встречаются в основном в пределах Верхне-Якокутского грабена и всюду подстилаются породами нижнего кембрия.

Верхняя толща, для которой А. Ф. Шпагиным предлагается название «куранахская свита», резко отличается от юрских отложений по составу и условиям осадконакопления. Состоит она в основном из песчаников с линзовидными прослоями полимиктовых конгломератов мощностью от 2 *см* до 2 *м* и более. В ряде мест (гора Тохто, к югу от горы Вулкан) песчаники и конгломераты перекрыты горизонтом зеленовато-бурovato-серых листоватых мягких алеврито-глинистых пород мощностью 4—10 *м*. По-видимому, такие же алевролиты образуют местами линзовидные прослои в более нижних горизонтах свиты.

Конгломераты сложены разнообразной галькой, включенной в песчаниковый цемент, количество которого почти всегда превышает 30% объема породы. Галька конгломератов — от превосходно окатанной до совершенно неокатанной — на 60—85% представлена обломками различных архейских кристаллических пород и на 10—30% разнообразными порфирами, тождественными эффузивам, находимым в коренном залегании в пределах Центрально-Алданского района (главным образом на территории Эльконского горста). В резко подчиненном количестве в составе конгломератов наблюдаются обломки кембрийских карбонатных пород и всегда неокатанные и, как правило, небольшого размера обломки углистых аргиллитов и мелкозернистых песчаников, подобных юрским породам.

Песчаники верхней толщи обычно бурые. Они сложены в основном плохо сортированными по размеру зернами кварца и калинатрового полевого шпата.

Мощность песчаников с линзовидными прослоями конгломератов местами, по-видимому, достигает 100 *м*. В ряде мест она равна 20; 40 или 60 *м*. Однако чаще всего песчаники и конгломераты верхней толщи образуют крупноглыбовые россыпи на ровных водораздельных поверхностях, сложенных кембрийскими отложениями. Площади, покрытые такими россыпями, составляют иногда несколько десятков квадратных километров.

Описанные отложения ложатся на нижние горизонты юрских отложений, на все свиты нижнего кембрия, а на окраинной части Эльконского горста они подстилаются архейскими кристаллическими породами.

В ряде мест (водораздел Тарыннаха и Мал. Куранаха, гора Стрелка, западная окраина Эльконского горста и др.) А. Ф. Шпагиным отмечается перемежаемость терригенных пород с эффузивно-пирокластическими образованиями или с излияниями порфиров, относящихся к наиболее ранним проявлениям щелочного и щелочноземельного магматического комплекса.

Возраст куранахской свиты и соответственно возраст щелочных и щелочноземельных пород Центрального Алдана, по мнению А. Ф. Шпагина, третичный (неогеновый?).

Описанные Е. Т. Саратовой, А. Н. Угрюмовым и А. Ф. Шпагиным вулканогенно-осадочные образования весьма напоминают таковые из Сутамской вулканической зоны, где они выделены и описаны как карауловская свита нижнемелового возраста.

На данной стадии изученности, по-видимому, более правильной будет параллелизация вулканогенно-осадочных образований Центрального Алдана с нижнемеловыми образованиями карауловской свиты. В связи с этим весьма интересен факт, отмеченный В. А. Лукониной, когда в одной пробе из алевролитов, отобранных ею с вершины гольца Моисей, Е. А. Воеводовой был установлен своеобразный спорово-пыльцевой спектр: пыльца *Picea* и *Pinus* с небольшим участием спор Lycopodiaceae, *Coniopteris, Leiotriletes,* пыльца — *Picea* sp., *Protopina imperfuta* К.-М., *Pinus extenticaecus* Pokr., Juglandaceae и единичных неопределимых покрытосемянных.

Пыльца хвойных, по заключению Е. А. Воеводовой, по своим морфологическим признакам напоминает формы спорово-пыльцевых комплексов меловых отложений Северо-Востока.

Приведенный факт в какой-то мере, хотя и косвенно, также подтверждает нижнемеловой возраст вулканогенно-осадочных образований Центрального Алдана.

МЕЗОЗОЙСКИЕ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОНАМО-ТИМПТОНСКИХ ГРАБЕНОВ

Стратиграфический разрез мезозойских отложений группы Гонамо-Тимптонских грабенов изучен еще далеко не достаточно. Картирование этих грабенов в первые годы изучения Южно-Якутского бассейна в условиях крайне плохой обнаженности и заболоченности, отсутствия маркирующих горизонтов и скудности палеонтологических остатков привело в ряде случаев к неправильной стратификации в них мезозойских отложений.

В результате анализа немногочисленных разрезов, описанных в этих грабенах, создается впечатление, что в них к разным свитам юры отнесены частично и нижнемеловые отложения.

Общая структура Гонамо-Тимптонских грабенов определяется их наклоном на восток и появлением в связи с этим в восточных частях грабенов более верхних частей разреза юры и нижнего мела.

Литолого-фациальный состав пород, представленных песчано-конгломератовыми толщами, грубозернистыми и плохо сортированными, с обилием обломков эффузивных пород, свидетельствует об оживлении тектонической активности региона и проявлении вулканической деятельности одновременно с осадконакоплением. Наконец, присутствие в разрезе *Nilssonia* ex gr. *gigantea* Krysht. et Pryn., являющейся характерной формой нижнего мела, со всей очевидностью свидетельствует о неправильности отнесения этой части разреза к дурайской свите, как это сделано В. В. Архангельской (1959).

В то же время в грабеновых депрессиях Гонамо-Сутамского междуречья имеются и юрские отложения. Об этом свидетельствует присутствие литологически характерных нижнеюрских отложений юхтинской свиты в тектоническом блоке Атугей-Нуямской депрессии и на западных флангах Гюскангринской и Гувилгринской депрессий.

В пределах описываемого района выделяется несколько грабенов (с севера на юг): Гюскангринский, Пригонамский, Атугей-Нуямский, Гувилгринский и Токарикано-Коннёркитский.

Наиболее интересные и полные разрезы мезозойских отложений, выполняющих эти грабены, описаны в Пригонамском и Токарикано-Коннёркитском грабенах.

Пригонамский грабен охватывает долину р. Гонама и имеет северо-восточное простирание.

Мезозойские отложения северной части грабена полого падают на юг; в южной его части, в бассейне ручья Китоя, они образуют пологую брахисинклинальную структуру. Среди них В. В. Архангельской (1955, 1960) по аналогии с Чульманской впадиной выделяются все свиты юры: юхтинская, дурайская и горкитская. Нижние горизонты толщи выходят близ северного тектонического контакта и представлены крупногалечниковыми конгломератами с прослоями и линзами гравелистых мелкозернистых песчаников. Конгломераты обнажаются в междуречье Чагдагачи — Солокит, в обрыве второй надпойменной террасы левого берега р. Гонама. Мощность конгломератов здесь 70—80 *м*, местами уменьшается до 10—20 *м*. В последнем случае конгломераты, по-видимому, фациально сменяются пачкой серых грубозернистых аркозовых песчаников с прослоями серых кварцевых песчаников и с линзами и прослоями конгломератов.

Галька конгломератов представлена серыми кремнями, кварцем, амфиболитами, различными гнейсами, диорит-порфиритами. Цемент конгломератов гравелистый, грубопесчанистый, аркозовый или полимиктовый.

Выше по разрезу наблюдаются серые аркозовые песчаники с подчиненными прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. В. В. Архангельская (1959) отмечает, что все породы этой части разреза очень плотные, кварцитовидные, с явлениями регенерации кварцевых зерен. Цемент конгломератов настолько плотный, что галька колется вместе с цементом; вверху конгломераты неметаморфизованы.

Верхняя часть разреза обнажена по правому берегу р. Солокита:

1. Мощная толща монотонных грубозернистых полимиктовых песчаников, нередко гравелистых, с линзами мелкогалечных конгломератов и рассеянной галькой серого кварца. В верхней части толщи наблюдаются две пачки (2—3 *м*) темно-серых до черных алевролитов и алевритовых песчаников, разделенных пятиметровым слоем песчаника. В нижней пачке алевролитов отмечается прослой (5 *см*) каменного угля	250 *м*
2. Пачка темно-серых до черных углистых алевролитов и аргиллитов и алевритовых песчаников с тонкими прослоями угля и остатками обуглившейся флоры. В верхней части пачки наблюдается пласт каменного угля сложного строения с суммарной мощностью угольных пачек 2,05 *м*	50—60 „
3. Песчаник крупнозернистый, плохо сортированный, полимиктовый, зеленовато-серый	1,0 „
4. Углисто-глинистые сланцы и аргиллиты темно-серые с двумя тонкими (5—7 *см*) прослоями угля	2,0 „
5. Массивные грубоплитчатые полимиктовые песчаники, крупнозернистые, плохо сортированные	до 140 „
6. Мелко- и среднезернистые зеленовато-серые полимиктовые песчаники, заключающие в средней части пачки пласт угля мощностью 1,5 *м*	25—30 „

Общая мощность толщи примерно 450 *м*.

В Гонамском разрезе в нижней угленосной пачке наблюдается до 15 углепроявлений мощностью от 5 до 40 *см*. В верхней угленосной пачке насчитывается 12 углепроявлений, из которых четыре нижних образуют угольный пласт сложного строения суммарной мощностью до 8 *м* (угольные пачки мощностью от 4,5—0,4 до 0,6—0,2 *м* разделены про-

слоями аргиллитов и углисто-глинистых сланцев мощностью 0,8—0,6 *м*).

Угли во всех разрезах развальцованы, с многочисленными зеркалами скольжения. Из этой толщи В. В. Архангельской собраны отпечатки *Nilssonia* ex gr. *gigantea* Krysht. et Pryn. (определения В. А. Вахрамеева).

Самые верхние части разреза мезозойских отложений Пригонамского грабена обнажаются в бассейне ручья Китоя, в ядре брахисинклинальной складки, прорванной небольшим телом гранодиорит-порфиров, где они представлены чрезвычайно монотонными зеленовато-серыми песчаниками крупноплитчатыми, крупно- и среднезернистыми, плохо сортированными. Песчаники полимиктовые, известковистые, глинисто-известковистые, слюдисто-кремнистые, содержат в зернах значительное количество обломков эффузивов. Видимая мощность разреза определяется ориентировочно в 100—150 *м*.

В отношении самых низов разреза, отнесенных к юхтинской свите, вопрос недостаточно ясен. Учитывая весьма характерный состав песчаников, описанных из этого разреза, и высокую степень их метаморфизма, следует допускать, что по тектоническим блокам в северной части депрессии действительно выходят отложения юхтинской свиты. Но в то же время необычно большая мощность конгломератов, их весьма разнообразный состав и слабый метаморфизм в верхних частях заставляют предполагать развитие здесь одновременно и конгломератов нижних частей разреза ундытканской свиты. Все эти вопросы требуют специального изучения.

Токарикано-Коннёркитский грабен расположен в междуречье Гонама и Тимптона, охватывая левые притоки Гонама (реки Коннёркит и Токарикан) и правый приток Тимптона, р. Кабакту. В левобережье р. Тимптона на простирании описываемого грабена расположен Окурданский грабен, примыкающий к Чульманской впадине.

Мезозойские отложения западной части Токарикано-Коннёркитского грабена изучались А. Г. Кацем (1954), восточной — Н. С. Шпак (1954). Оба исследователя расчленили их на три толщи — нижнюю, среднюю и верхнюю, которые наиболее полно развиты в западной части депрессии. В восточной, по данным Н. С. Шпак, развиты породы только верхней толщи.

Нижняя конгломератовая толща широко развита на горе Кара-Буран и на водоразделе Токарикан — Кабакта, в западной части грабена. По правобережью р. Кабакты, в нижнем течении, конгломераты залегают почти горизонтально на размытой поверхности архейских гранитов.

На правобережье р. Токарикана, где конгломераты пользуются широким распространением, их мощность изменяется от 10 до 160 *м*. Наиболее мощная пачка конгломератов обнажается на горе Кара-Буран, где они слагают всю гору от подошвы до вершины и залегают горизонтально. Их видимая мощность достигает здесь 300 *м*. Толща сложена мелковалунными и крупногалечными базальными конгломератами, содержащими прослои и линзы гравелитовых и мелкозернистых полимиктовых песчаников.

В гальке и валунах конгломератов встречаются гнейсовидные граниты, розовые аляскиты, гранито-гнейсы, амфиболовые гнейсы и амфиболиты, а также темно-вишневые и черные порфириты. По р. Кабакте в составе гальки повышается роль эффузивных пород и их туфов, встречаются песчаники. Цемент конгломератов песчанистый, грубозернистый, местами гравелистый, полимиктовый и туфогенный.

Вверх по разрезу среди конгломератов появляются линзы и прослои гравелистых грубозернистых полимиктовых и туфогенных песча-

ников. Затем они сменяются желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с редкой галькой розовых гранитов. Меняется и состав конгломератов — если внизу преобладал галечно-валунный материал, а цемент почти отсутствовал, то выше цемент составляет до 15% породы. В верхах толщи заметно повышается содержание гальки и валунов различных эффузивов.

Конгломераты на ряде участков (гора Кара-Буран и др.) отличаются сильной степенью метаморфизма, цемент в них почти нацело перекристаллизован, особенно вблизи контакта с гипабиссальными интрузиями. Д. С. Коржинский (1920), изучавший мезозойские отложения на р. Кабакте (Верх. Кавакте) и горе Кара-Буран, отметил, что конгломераты содержат гальку различных эффузивов и золотоносных гнейсоидов. Из этой толщи А. Н. Криштофовичем определены отпечатки листовой флоры: *Equisetites* sp. indet., *Cladophlebis* sp., *Coniopteris sibirica* P r y n., *Macrotaeniopteris* sp. *Nilssonia orientalis* H e e r, *Ginkgo lepida* H e e r, *Phoenicopsis angustifolia* H e e r, *Podozamites lanceolatus* L. et H. и др., позволившие Д. С. Коржинскому отнести эти конгломераты к юре. Вместе с тем Д. С. Коржинский допускал возможность принадлежности их к более поздним образованиям мезозоя. Мощность нижней конгломератовой толщи достигает 150—300 *м*.

В западной части грабена на гравелитистых песчаниках нижней толщи согласно залегают среднезернистые существенно кварцевые песчаники средней толщи. Цемент их сильно метаморфизован и состоит из мелкого кремнисто-хлорит-биотитового агрегата и гидроокислов железа. Выше они сменяются мощной пачкой неравномернозернистых песчаников, полимиктовых, зеленовато-серых, с кремнисто-хлоритовым цементом. На этих песчаниках залегают серые порфириты нижней толщи эффузивов. В восточной части грабена в низах толщи наблюдаются темные, зеленовато-серые, крупнозернистые песчаники, плохо сортированные. Выше они сменяются светлыми, иногда буроватыми массивными алевролитами с прослоями аргиллитов. Общая мощность средней песчаниковой толщи не превышает 200 *м*.

Верхняя тонкозернистая толща развита в восточной части грабена, в бассейне нижнего течения р. Коннёркита и в междуречье Токарикан — Коннёркит. Эта толща представлена перемежающимися маломощными пачками мелкозернистых и тонкозернистых песчаников, зеленовато-серых и темно-серых, преимущественно полимиктовых, с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов, содержащих иногда обуглившиеся растительные остатки. К этой толще приурочены маломощные прослои и линзы каменного угля. Общая мощность верхней толщи Н. С. Шпак оценивается в 100—150 *м*; А. Г. Кац считает, что она превышает 150 *м*.

Н. С. Шпак (1954) отмечает, что песчаники имеют полимиктовый состав и состоят из обломков кислых эффузивов фельзитов, реже плагиопорфиритов и биотит-роговообманковых порфиритов, кварца, полевых шпатов, роговой обманки, эпидота, пироксена, биотита и др. Состав песчаников непостоянен, сортировка и окатанность зерен плохие.

Общая суммарная мощность всех трех описанных толщ составляет 650—700 *м*.

Вопрос о возрасте терригенных отложений, описанных в Токарикано-Коннёркитском грабене, недостаточно ясен. Н. С. Шпак и А. Г. Кац сопоставили описанные выше толщи с юхтинской (бывшей чульманской) и дурайской свитами Чульманской впадины.

Позднее А. Г. Кац (1961) большую часть нижней конгломератовой толщи отнес к ундытканской свите, остальная часть разреза им по-

прежнему параллелизуется с нижне-среднеюрскими отложениями Чульманской впадины.

Литологические особенности пород (в песчаниках большое количество обломков эффузивов, близких по составу к нижнемеловым эффузивам) позволили Н. С. Шпак высказать мысль, что формирование их происходило за счет размыва мезозойских эффузивных пород и что начало эффузивной деятельности совпало по времени с их формированием.

Описанные особенности состава пород средней и верхней толщ Токарикано-Коннёркитской впадины противоречат сопоставлению их с отложениями дурайской свиты Чульманской впадины, так как эпоха средней юры была эпохой тектонического покоя и вулканическая деятельность в этот период практически отсутствовала. Но они позволяют сопоставлять эти толщи с горкитской и холодниканской свитами.

А. Г. Кац отмечает также, что описанные отложения дислоцированы и на них почти горизонтально залегают покровы эффузивов, перемежающихся с туфами. Последнее обстоятельство не позволяет параллелизовать их с отложениями ундытканской свиты, которая залегает обычно почти горизонтально и согласно с перекрывающими ее эффузивами (Верхне-Сутамский грабен).

Таким образом, возраст конгломерато-песчаных пород Токарикано-Коннёркитского грабена на данной стадии изученности условно следует считать нижнемеловым.

Заканчивая описание стратиграфии мезозойских отложений, коротко остановимся на характеристике палеогеографических условий накопления юрских и меловых толщ, а также тектонических процессов, обусловивших их формирование. Следов проявления раннего мезозойского (древнекиммерийского) тектоно-магматического цикла, выраженного на Сибирской платформе поднятиями и излияниями на дневную поверхность громадных порций основной магмы (Сибирских траппов), в пределах Южной Якутии не отмечено.

Последующие этапы мезозойского диастрофизма, активно проявившиеся в юрское и нижнемеловое время на юго-востоке Сибирской платформы, оказали решающее влияние на формирование юрско-меловых отложений Южной Якутии. Так, второй этап мезозойского диастрофизма, охватывающий нижне-среднеюрскую эпоху, повсеместно проявился на платформе региональными опусканиями, вызвавшими формирование внутриплатформенных и окраинных впадин, в том числе и впадин Южно-Якутского бассейна.

Третий этап захватывает верхнюю юру и ранний мел (неоком). Начало верхнеюрского времени для Сибирской платформы было переломным в ее развитии. Нижне-среднеюрское региональное опускание сменилось активизацией краевых частей платформы под влиянием тектонических процессов в смежных орогенных областях и устойчивого поднятия ее центральных частей.

Верхнеюрское — нижнемеловое время в смежных с Сибирской платформой подвижных областях явилось временем усиления тектоно-магматической активности. В Верхоянской геосинклинали начался орогенный цикл, резко активизировалась Монголо-Охотская складчатая область и область хребта Станового. Активизация тектонической жизни этих областей привела к формированию в сопредельных с ними районах ряда крупных прогибов и впадин. Как известно, в верхней юре в связи с воздыманием Верхоянской складчатой области начал обособляться Предверхоянский краевой прогиб. К югу от области Станового хребта формируются Верхне-Зейская впадина, Амуро-Зейский прогиб и прогибы Монголо-Охотской системы. На Алданском щите в это время

перед воздымающейся областью хребта Станового формируется Южно-Якутский прогиб.

Особое место в геологической истории формирования угленосного и вулканогенно-осадочного комплекса Южной Якутии занимает аптальбский этап (ундытканская и карауловская свиты) нижнемелового периода. Мощная толща крупногалечных и валунных конгломератов ундытканской свиты свидетельствует о размыве горных сооружений, которые, по-видимому, были сформированы в основном после отложений холодниканской свиты. Следовательно, между неокомом и аптом возможно проявление мощного тектогенеза, который привел к дислокациям накопившегося угленосного комплекса и образованию складчато-глыбовых гор в области хребта Станового и в южных краевых частях Алданского щита, а также к выдвижению горстовых хребтов во внутренних частях последнего (Эльконский горст и др.). Выдвижение горстов сопровождалось интенсивной магматической и вулканической деятельностью.

Верхнемеловое и палеогеновое время для Алданского щита являлось эпохой тектонического покоя. Здесь в условиях теплого и влажного климата на обширной территории протекали процессы континентального выветривания и формировалась поверхность выравнивания.

Залегание нижнеюрских угленосных отложений на различных горизонтах терригенно-карбонатных отложений нижнего кембрия и кристаллических породах докембрия свидетельствует о длительном перерыве осадконакопления в Южной Якутии с нижнего палеозоя до нижней юры. На протяжении этого огромного отрезка времени территория Южной Якутии, вероятно, представляла собой плоскую размываемую сушу. Доюрский рельеф имел определяющее значение в нижнеюрском осадконакоплении, особенно в его начальный этап — в раннем лейасе.

Образования беркакитской свиты, представляющие собой продукты размыва и переотложения доюрской коры выветривания, отражают самый начальный этап формирования угленосного комплекса Южной Якутии, связанный с оживлением тектонической и эрозионной активности этого региона и характеризующийся развитием озерных водоемов в пониженных частях доюрского рельефа.

В юхтинское время (средний — верхний лейас) на Сибирской платформе произошло расширение морской трансгрессии, которая захватила и северо-восточную часть Алданской впадины (за пределами Южной Якутии). В этот этап регионального опускания платформы область осадконакопления занимала почти всю территорию Южной Якутии. Отмечается резкое оживление эрозионной деятельности, о чем свидетельствует почти повсеместное развитие в нижних частях разреза грубозернистых конгломерато-песчаных осадков группы аллювиальных фаций.

Среднеюрские отложения широко распространены во впадинах Южно-Якутского прогиба (Тунгурчинской, Чульманской, Ытымджинской и Токинской). В других тектоно-морфологических структурах они достоверно не установлены.

Средняя юра выделяется в объеме дурайской свиты в составе двух подсвит: нижней (безугольной) и верхней (угленосной), относящихся с некоторой степенью условности соответственно к аалену и байос-бату.

В фациальном отношении отложения нижней подсвиты (аален) характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала, преобладанием горизонтальных типов слоистости, наличием пресноводных пелеципод, повышенной карбонатностью и пр., что свидетельствует о накоплении их в условиях крупных пресных или сильно опресненных мелководных бассейнов. Тонкозернистость пород верхней

подсвиты и наличие многочисленных пластов и пропластков угля свидетельствуют о накоплении этих отложений в условиях чередующихся обстановок крупных мелководных бассейнов и низменной равнины.

Отложения дурайской свиты залегают согласно на подстилающих их породах юхтинской свиты и в своей нижней части очень близки последним. Граница между ними в большинстве случаев проводится с трудом, но на ряде участков в основании дурайской свиты, так же как и в основании верхней подсвиты, отмечаются линзовидные прослои гравелитов и конгломератов.

Таким образом, этап нижне-среднеюрского развития Южной Якутии характеризуется накоплением осадков в геотектоническом режиме общего опускания Сибирской платформы с некоторой активизацией опускания краевой части платформы.

В целом этот этап представляет собой полный цикл осадконакопления, начавшийся с эрозионно-тектонического оживления региона (беркакитская свита) и накопления в нем конгломерато-песчаных отложений (юхтинская свита) и закончившийся стабилизацией погружения при проявлении тенденции подъема, приведших к формированию промышленно угленосной толщи (дурайская свита).

Верхнеюрские отложения, выделяемые под названием горкитской свиты, в основном развиты в центральных и южных частях наиболее крупных впадин Южно-Якутского предгорного прогиба. По-видимому, они присутствуют и в грабенах Гонамо-Тимптонского междуречья. Область осадконакопления в это время резко сокращается за счет разрастания субширотного Чаро-Учурского сводового поднятия в центральной части щита и обособляется в виде предгорного прогиба перед воздымающейся областью хребта Станового. Южная граница прогиба проходила в это время, по-видимому, по широте современного Токариканo-Коннёркитского грабена. В последнем наблюдаются крупногалечные и крупновалунные конгломераты типа предгорных свалов и в песчаниках — обильные обломки различных эффузивов, продуктов сингенетичного размыва последних.

Резкое погрубение осадков горкинской свиты по сравнению с дурайскими, наличие в низах ее многочисленных горизонтов олигомиктовых конгломератов и в основании линз гравелитов и конгломератов с галькой эффузивных пород свидетельствуют о том, что обособление прогиба и одновременный рост сводового поднятия в центральной части щита привели к частичному размыву осадков нижней и средней юры. По расколам, в южной краевой части прогиба происходили излияния магмы, что подтверждается присутствием эффузивных пород в конгломератах и песчаниках, а также редких прослоев эффузивов и их туфов в разрезе свиты. Характерная для горкитской свиты повышенная карбонатность осадков, по-видимому, связана с интенсивным размывом карбонатных отложений нижнего кембрия Чаро-Учурского сводового поднятия. Литогенетические признаки пород горкинской свиты свидетельствуют о формировании в условиях мелководных пресноводных бассейнов, а значительная мощность (до 1300 *м*) указывает на резко возросшую по сравнению с нижне-среднеюрской эпохой седиментации скорость прогибания (в 2,5—3 раза). Верхнеюрские отложения горкинской свиты представляют собой полный седиментогенный цикл, начавшийся отложением конгломерато-песчаных осадков и закончившийся мощным угленакоплением.

Эпоха нижнемелового осадконакопления в Южной Якутии изучена слабо, но несомненно представляет значительный интерес. Нижнемеловые терригенные и осадочно-вулканогенные отложения распространены в самых южных частях Южно-Якутского предгорного прогиба и выпол-

няют почти целиком грабены Пристанового приразломного прогиба. Среди осадков нижнего мела в пределах Южной Якутии выделено три свиты; холодниканская (неоком), ундытканская и карауловская (апт — альб?).

Нижнемеловое время характеризуется дальнейшей активизацией поднятия областей сноса. В это время особенно возросла роль пограничной зоны Станового глубинного разлома, тектоническая активность которого определяла скорость опускания южного края Сибирской платформы. В зоне Станового глубинного разлома происходили сложные дифференцированные движения блоков фундамента, сопровождавшиеся многочисленными и неоднократными излияниями магмы.

Кроме глыбовых движений блоков фундамента в южной части Сибирской платформы и в области хребта Станового в мезозое широко проявились сводовые аркогенические движения, совокупность которых явилась настоящим горообразующим процессом, приведшим в конечном счете к появлению здесь высокогорных хребтов.

В геологической истории этой эпохи четко выделяются два этапа, по времени соответствующие неокому (холодниканская свита) и апт-альбу (ундытканская и карауловская свиты).

Раннемеловой (холодниканская свита) этап развития предгорного прогиба характеризуется резким воздыманием хребта Станового и ростом сводовых поднятий на щите, охвативших и значительную часть предгорного прогиба. Последнее подтверждается сравнительно нешироким развитием в прогибе отложений холодниканской свиты, которые формировались, по-видимому, только в наиболее мобильных участках прогиба вблизи краевого разлома.

Конгломератовые отложения ундытканской свиты накапливались, вероятно, в узкой зоне приразломного прогиба в условиях резко расчлененного рельефа горной страны. Базальные слои ундытканской свиты представлены обычно крупногалечными, мелко-крупновалунными конгломератами почти без песчаной фракции и по существу представляют собой предгорные свалы пород. Выше по разрезу в конгломератах наблюдается грубая слоистость за счет чередования обломков разной крупности, появляются линзы грубозернистого песка, еще выше песчаные фракции становятся преобладающими, в разрезе появляются редкие прослои карбонатных и пачки тонкозернистых пород с многочисленными тонкими прослоями каменного угля. Все это свидетельствует о том, что по мере развития ундытканского нижнемелового седиментогенного цикла возникшие горные сооружения размывались и осадконакопление, начавшись крупновалунными предгорными свалами, в последующем происходило уже в водных бассейнах и выходило, как это отмечает А. Г. Кац, за пределы узкой приразломной зоны в область прогиба.

Областью сноса в течение всего периода формирования угленосного комплекса постоянно являлись прежде всего краевые поднятия, возникшие в юрское (средний лейас) время на месте современного Станового хребта.

Начиная с верхней юры областями сноса становятся и разросшиеся сводовые поднятия центральной части щита.

В течение нижней и средней юры области сноса представляли собой невысокие пологие возвышенности, поставляющие в основном песчаный материал. Полимиктовые конгломераты для юрских толщ не характерны. В верхней юре(?) и раннем мелу области сноса, по-видимому, представляли собой уже невысокие горы, а в ундытканское время — складчато-глыбовые горные сооружения.

Область осадконакопления в разные периоды юры и нижнего мела претерпевала весьма серьезные изменения. В нижнем лейасе это были небольшие разрозненные пресноводные бассейны озерного типа в понижениях доюрского рельефа. В среднем — верхнем лейасе и средней юре в связи с региональным опусканием платформы осадки накапливались почти на всей территории щита преимущественно в крупных внутриконтинентальных водоемах поблизости от мелководного морского бассейна, возможно, сообщавшихся с ним через Алданскую впадину. Однако это опускание носило дифференцированный характер.

В связи с началом формирования сводовых поднятий в северной части щита (в Верхне-Амгинском, Центрально-Алданском и Верхне-Гынымском внутриплатформенных прогибах) седиментация осадков прекращается.

В нижнемеловое время осадконакопление происходит лишь в сравнительно узкой зоне приразломного прогиба в условиях межгорных впадин, которые соединялись между собой и с отдельными участками стабилизировавшегося в это время предгорного прогиба.

Отмеченные выше особенности мезозойского осадконакопления свидетельствуют о непрерывном его развитии от нижней юры до нижнего мела включительно, о миграции области осадконакопления в южном направлении с одновременной эволюцией ее геотектонической природы и изменением состава осадков от угленосных отложений до вулканогенно-осадочных толщ.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозойские (преимущественно четвертичные) рыхлые отложения почти сплошным чехлом перекрывают все более древние коренные породы. Однако для Южной Якутии еще не существует утвержденной стратиграфической схемы кайнозойских отложений из-за их все еще недостаточной изученности. Известны варианты стратиграфических схем, разработанные Ю. А. Билибиным (1932), Ю. К. Дзевановским (1952), Н. Н. Гераковым, В. Н. Щукиным, Т. Г. Могулевой (1954) и др. Большинство из них основаны на ограниченном фактическом материале и значительно устарели. В данной главе в качестве стратиграфической основы принята «рабочая легенда», составленная Ю. К. Дзевановским и утвержденная редсоветом ВСЕГЕИ (1953). Она увязана с утвержденной унифицированной стратиграфической схемой кайнозоя севера Якутской АССР и стратотипическим разрезом Алданской впадины, изученным Б. С. Русановым (1968), Т. Ф. Боярской (1967) и др. Последний расположен за пределами описываемой территории, но в сходных с ней условиях образования и накопления рыхлых осадков. Для ряда толщ предложены новые собственные названия по тем районам или пунктам, в которых они или наиболее широко развиты, или имеют наиболее типичный характер (см. прилож. IV).

Палеогеновые и неогеновые отложения Южной Якутии распространены относительно ограниченно, в основном это коры выветривания, структурный элювий, гравитационно-пролювиально-карстовые отложения, аллювий высоких террас и эрратические и экзотические гальки и валуны.

Обычно среди указанных отложений очень редко встречаются ископаемые остатки растительности и совершенно отсутствуют остатки животных, что связано с особенностями их образования. Возраст устанавливается на основании геологических, палинологических данных, геоморфологических построений и корреляции с аналогичными отложениями смежных областей, датированных палеонтологически.

В связи со слабой изученностью расчленить палеогеновые и неогеновые образования трудно, а иногда и невозможно.

Присутствие описываемых отложений в бассейне среднего и нижнего течения р. Алдана и в бассейнах крупных ее притоков отмечали В. Н. Зверев (1913—1930), В. И. Серпухов (1926), Ю. А. Билибин (1934), С. С. Лапин (1947—1956), Б. С. Русанов (1968) и др. Более детальное их изучение начато сравнительно недавно при поисках рудных и россыпных месторождений золота А. И. Куксом (1947), Н. В. Петровской (1957), Л. Н. Дружининым (1959), Е. Ф. Гаскаровым, И. Е. Шатровым, В. Н. Глотовым, Д. П. Шапошниковым и Г. М. Азановым (1963), Угрюмовым А. Н. (1969); в процессе поисков железных руд, флюсового и огнеупорного сырья С. П. Мехоношиным и А. И. Никитиной (1950—1964); при поисках алмазов и платины Н. Н. Гараковым, В. Н. Щукиным и Т. Т. Могулевой (1950—1955) и при других геологических исследованиях Т. В. Билибиной (1965), А. Р. Энтиным (1963), А. Г. Золотаревым (1958—1968), Ю. Ф. Чемековым (1956) и др. [1].

ПАЛЕОГЕНОВАЯ (?) СИСТЕМА

К палеогеновым отложениям относятся латерит-каолиновые и латеритные [2] линейные коры выветривания, образование которых связано с температурным максимумом палеогена. Они сохранились лишь в ограниченных по размерам опущенных блоках (карманах) в зонах разломов и трещиноватости, наблюдаемых в устойчивых по отношению к физическому выветриванию кристаллических породах докембрия, в бассейнах Алдана, Олекмы, Нюкжи, Тимптона, Ыллымаха, Хатыми, Инагли, Чары и др.

ЭОЦЕН (?)

Сиваглинская толща

Наиболее мощная кора выветривания палеогенового возраста, выделенная под названием сиваглинской толщи, описана С. П. Мехоношиным и др. (1954) на железорудном месторождении Сивагли (бассейн среднего течения р. Хатыми), где развивается по архейским железным рудам магнетит-гематитового состава, различным гнейсам, основным кристаллическим сланцам, гранитам, гранито-гнейсам, ортотектитам и мезозойским ортофирам и сиенит-порфирам и представлена латеритным и латерит-каолиновым типами. Она вскрыта многочисленными горными выработками и скважинами. В коре выветривания породообразующие минеральные ассоциации указанных выше пород изменены. Форстерит и диопсид превращены в серпентин и хлорит первой, второй и третьей генераций, полевые шпаты — в каолинит, монтмориллонит и нонтронит.

Характерный разрез сиваглинской толщи вскрыт скв. 2, пройденной вблизи речки Сивагли в 1952 г. (сверху):

1. Почвенно-растительный слой . . . . . 0,2 *м*
2. Суглинки делювиальные, темно-красные, с мелкими обломками мезозойских сиенит-порфиров, кембрийских доломитов и архейских гранитов, кристаллических сланцев, гнейсов и мартитовых руд . . . . . 3,5 „

[1] Перечисленные исследователи освещали стратиграфию кайнозойских отложений как в пределах описываемой территории, так и на территории смежных областей — Иркутской, Читинской, Амурской и Хабаровского края. — *Прим. авт.*

[2] Существование кор выветривания латеритного типа в Южной Якутии нуждается в подтверждении данными лабораторных исследований. — *Прим. ред.*

3. Кальцифир неравномернозернистый, пятнистый, зеленовато-серый с зернами мартита (третьей генерации), с трещинами, выполненными вишнево-красной глиной гидрослюдисто-контронит-монтмориллонитового и каолинового состава, с прожилками гидрогематита и новообразованиями кальцита 19,2 „

4. Диопсид-амфибол-скаполит-плагиоклазовые кристаллические сланцы, сильно измененные и разрушенные до дресвы, в которых темноцветные минералы превращены в серпентин, хлорит и контронит, а полевые шпаты и скаполит — в каолинит и монтмориллонит. Цвет их вишнево-красный (за счет мартита, превращенного в гидрогематит). Эти мягкие и жирные на ощупь породы на дневной поверхности быстро превращаются в вязкую глину. Сразу после извлечения керна из скважин при небольших усилиях разрушаются, образуя рыхлую глиноподобную землистую массу темно-вишневого цвета . 64,3 „

5. Гидрогематит-хлорит-каолинитовая порода с включениями округлых обломков мартитовой руды . . . . . 2,0 „

6. Гидрогематит-хлорит-каолинитовая порода . . . . . 3,4 „

7. Гидрогематит-хлоритовая порода вишнево-красного цвета, мелкозернистая, с включениями обломков и глыб мартитовой руды . . . . . 11,5 „

8. Мартитовая руда, очень трещиноватая и кавернозная; трещины и каверны заполнены гидрогематитом. Иногда присутствуют редкие линзы микрозернистой гидрогематит-хлоритовой породы . . . . . 33,3 „

9. Мартит-гидрогематит-хлоритовая порода с прослоями и линзами тальк-каолинитовых образований, с включениями окатанных обломков мартита . . . . . **3,3 „**

10. Кальцифир, включающий амфиболы и пироксены, измененные до серпентина, хлорита и талька. Порода трещиноватая, пятнистого зеленовато- и красновато-серого цвета. Трещины выполнены гидрогематитом и хлоритом . . . . . 1,7 „

11. Серпентин-хлорит-каолиновая порода темно-вишневого цвета, аморфная, участками брекчиевидная, с линзами трещиноватой мартитовой руды. Трещины выполнены гидрогематитом, хлоритом и каолинитом . . . . 6,4 „

12. Кальцифир трещиноватый. Трещины выполнены гидрогематитом, хлоритом и тальком . . . . . 2,1 „

13. Хлоритовая брекчия с включениями гидрогематита, каолинизированного скаполита, вермикулита, гидрослюд; цвет брекчии темно-красный . . 5,8 „

Ниже залегают диопсидовые кальцифиры, не подвергшиеся значительным окислительным процессам.

В этом разрезе слои 1 и 2 являются четвертичными (?). К сиваглинской толще относятся слои 3—13. Мощность ее здесь составляет 151,9 *м*.

Возраст сиваглинской толщи определен предположительно. Присутствие рассеянных в породах и рудах Сиваглинского месторождения первичных медных и кобальтовых сульфидных минералов связывается главным образом с позднемезозойской магматической деятельностью (Билибин, 1958; Сердюченко, 1955). Отсутствие измененных пород в палеозойских (кембрийских) конгломератах и возраст сульфидной минерализации указывают, что главные окислительные процессы и изменения первичных минеральных ассоциаций могли происходить только в позднем мезозое или раннем кайнозое. Сравнивая общий характер процессов денудации и климата в пределах Южной Якутии и смежных областей, следует считать, что основное развитие коры выветривания месторождения Сивагли приурочено, по-видимому, к палеогену, вероятнее всего к эоценовому (?) температурному максимуму.

ОЛИГОЦЕН (?)

Лебединская толща

Предположительно к олигоцену относится кора выветривания в виде глубоко измененных окислительными процессами верхних частей золото-сульфидных метасоматических жил и вмещающих их пород некоторых золоторудных месторождений Куранахской и Лебединской групп (жила Мощная, Ороченский увал и др.), описанная

В. Н. Петровской (1951) и В. Ф. Гаскаровым (1958). Они отмечают, что большинство золоторудных месторождений, приуроченных к зонам разрывных деформаций, образованных в позднемеловое время, позднее, в палеогеновый период, подвергались значительному латерит-каолиновому выветриванию. В составе золоторудных месторождений кроме золота присутствуют магнетит, гематит, различные сульфиды (халькопирит, пирит и др.), джаспероиды. Вмещающая их толща представлена кембрийскими карбонатными породами и верхнеюрскими — нижнемеловыми интрузиями порфиритов, ортофиров и лампрофиров. Под влиянием окислительных процессов гематит превращен в гидрогематит, халькопирит — в малахит, борнит, азурит. Вмещающие породы сильно каолинизированы, хлоритизированы, гидротизированы или превращены в карбонатные муку и глины. Мощность коры выветривания на месторождениях Лебединской группы колеблется от 20 до 100 *м*. Подобная же кора выветривания мощностью до 10 *м* описана С. П. Мехоношиным (1957) в бассейне ручья Керак правого притока р. Бол. Нимгер. Здесь в глубоких шурфах вскрываются кристаллические сланцы пироксен-амфибол-полевошпатового состава, превращенные в дресву, но сохраняющие тонкую перемежаемость слоев, сложенных полевыми шпатами и темноцветными минералами. Полевые шпаты каолинизированы, а пироксены и амфиболы превращены в хлориты и отальк0ваны.

Аналогичная кора выветривания, по данным А. Р. Энтина (1964), отмечается во многих местах Тимптоно-Ыллымахского междуречья. Мощность ее составляет 10—12 *м*. Вероятно, она была более широко развита по площади, но позднее бóльшая ее часть уничтожена процессами эрозии.

Лебединская толща условно отнесена к олигоцену на основании сопоставления ее со смежными районами. Она моложе сиваглинской толщи, так как не несет следов латеритного выветривания. Подобная кора каолинового типа, характеризующаяся процессами гидрогематитизации, наблюдается в смежных областях, где датируется как олигоценовая. Ю. Ф. Чемеков (1966) отмечает, что на склонах южной экспозиции Станового хребта, т. е. в Верхне-Зейской впадине, в палеогене шло интенсивное развитие коры выветривания каолинового типа. Рыхлые образования этого периода позднее были перекрыты песчано-глинисто-буроугольными отложениями неогена, возраст которых установлен по спорово-пыльцевому спектру. М. В. Пиотровским (1956) наблюдались остатки палеогеновой коры выветривания, состоящей из дресвянистых каолиновых глин мощностью более 30 *м*, в бассейне верхнего течения р. Зеи. А. Г. Золотарев (1965—1968) на смежной с запада территории установил палеогеновую поверхность выветривания с остаточными образованиями этого периода — это экзотические валуны и гальки в бассейне Мал. Патома и каолинизированные озерно-аллювиальные рыхлые осадки в бассейне Куранхачана, притока Лены. М. Я. Дубников (1966) находит аналогичные образования на водораздельном пространстве рек Куранахачана и Молбо.

НЕОГЕНОВАЯ (?) СИСТЕМА

Отложения неогена распространены ограниченно. Они встречены в основном в пределах зон карстообразования на пологих склонах долин и плоских водоразделах, сложенных карбонатными породами кембрия, и по зонам разломов и линейной трещиноватости субширотного и северо-восточного направлений в докембрийских кристаллических

образованиях. Среди них выделяются гравитационно-пролювиальные карстовые отложения и структурно-элювиальные образования.

Гравитационно-пролювиально-карстовые отложения, выполняющие подземные и поверхностные карстовые пустоты, представлены песками, песчано-глинистыми и глинистыми породами, иногда с глыбами и щебнем или слабо окатанными валунами и галькой интенсивно окисленных горных пород. Они широко развиты в бассейнах Олекмы, Чары, Алдана, Амги и других крупных рек, пересекающих поля развития нижнекембрийских карбонатных и карбонатно-глинистых образований. Накопление этих осадков связано с процессами гравитации, перемыва, переноса и отложения водными потоками.

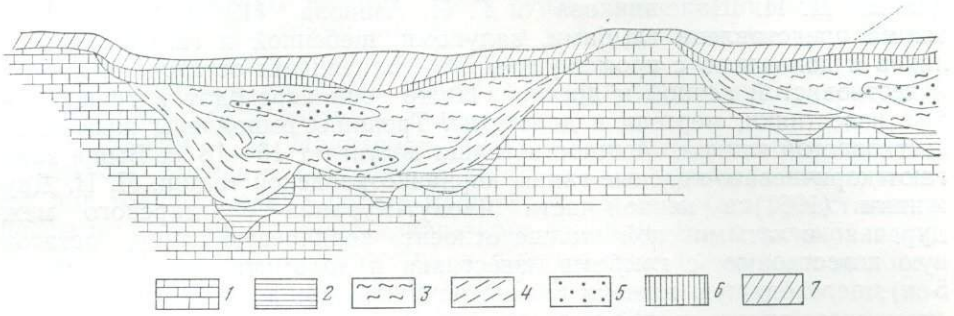


Рис. 37. Разрез карстовой воронки на Кирпичнозаводском месторождении, выполненной палеоген-неогеновыми отложениями

1 — нижнекембрийские доломиты; *2* — глины и суглинки пестроцветные (нижняя красноцветная толща); *белоцветная толща: 3* — глины белые, светло-желтые, желтые, *4* — глины белые, светло-желтые с валунами песчаников и щебнем доломитов, *5* — песок и сильнопесчанистые белые глины; *6* — суглинки и глины пестроцветные (верхняя красноцветная толща); *7* — делювиальные, торфяно-болотные и почвенные отложения

Карстовые полости, выходящие на дневную поверхность, в большинстве случаев выражены в рельефе в виде изометрических заболоченных понижений, окруженных высоким уступом, образованным карбонатными породами. Поверхность карстовых впадин обычно неровная, изобилует небольшими термокарстовыми округлыми углублениями, заливаемыми в весеннее время водой. Диаметры изученных карстовых полостей колеблются в широких пределах — от 10 до 1500 *м*, глубина 5—70 *м* и более. Разрезы и состав рыхлых осадков, выполняющих карстовые полости, довольно непостоянны и зависят от площади их развития и комплексов горных пород, слагающих данный район. Кроме того, в пределах каждой отдельной полости наблюдается быстрая смена механического состава выполняющих ее осадков как по горизонтали, так и по вертикали, а также частые нарушения первичного залегания слоев вследствие последующих и налегающих друг на друга карстовых просадок (рис. 37).

К неогену относятся только низы разреза рыхлых отложений, выполняющих карстовые полости, выделенные под названиями хатыминской и кирпичнозаводской толщ, а также кора выветривания каолинового типа (якокутская толща).

МИОЦЕН (?)

Хатыминская толща

К этой толще относятся низы разреза рыхлых гравитационно-пролювиально-карстовых отложений в карстовых полостях, развитых в бассейнах рек Сивагли, Эрги, Муркегу и других притоков Бол. Хатыми.

В левом борту долины р. Сивагли (левого притока Хатыми) на Кирпичнозаводском месторождении огнеупорных глин С. П. Механошиным и А. Н. Никитиной (1957) описан следующий состав хатыминской толщи: глина темно-коричневая, шоколадно-коричневая и красная с линзами и включениями вязких темно-коричневых суглинков и редкой хорошо окатанной гальки кварца, сильно окремненного известняка и редко каолинизированных сиенитов и гранитоидов и угловатых обломков кремня. Мощность толщи 2—15 *м*. Залегает она на выветрелых глыбах и щебне доломитов с трещинами и карманами и перекрывается белесыми глинами кирпичнозаводской толщи.

В северной части Якокут-Куранах-Селигдарского междуречья, по данным Д. П. Шапошникова и Г. И. Азанова (1963), хатыминская толща представлена глыбами, валунами, щебенкой и галькой известняков и доломитов с промежутками, выполненными остаточной желтой известковистой глиной и дресвой. Ниже они переходят в трещиноватые известняки, мергели и доломиты. Трещины выполнены желтой известковистой глиной. Мощность толщи достигает 10—18 *м*. Выше залегают коричневато-красные глины кирпичнозаводской толщи. Л. Н. Дружинин (1961) в южной части Якокут-Куранах-Селигдарского междуречья в хатыминской толще относит коричневую глину, остаточную известковую, с глыбами известняка и доломита (мощностью 4—5 *м*), переходящую ниже в сильнотрещиноватые доломиты с трещинами и карманами, выполненными остаточной желтой известковистой глиной.

Мощность описываемой толщи здесь колеблется от 5 до 10 *м*. Перекрывается она более светлыми глинами кирпичнозаводской толщи.

В целом для хатыминской толщи наиболее характерны железистые глины красного и темно-красного цвета, суглинки темно-коричневого цвета, с выветрелой окатанной галькой сиенит-порфиров, гранитов, гнейсов и окремненных известняков, с щебнем и глыбами серых выветрелых доломитов. Мощность толщи до 20 *м*.

Железистые глины содержат (Слесаревич, 1957) следующие минералы: каолинит (до 80%), монтмориллонит (до 15%), изредка нонтронит и галлуазит, кварц (до 10%), гидроокислы железа (до 12%), реликтовые зерна кислого плагиоклаза (до 2%) и акцессорные (магнетит, циркон, рутил, турмалин, эпидот, цоизит и др.). Глинистые минералы в сумме составляют 70—80%.

Анализ минерального состава хатыминской и сиваглинской толщ обнаруживает их сходство (по характерным минералам — гидроокислам железа и акцессориям). Отложения хатыминской толщи, вероятно, являются перемытыми и переотложенными образованиями эоценовой коры выветривания (сиваглинская толща), так как других источников поступления гидроокислов железа и акцессорных минералов в эту толщу в районе нет. По-видимому, образование карста связано с усиленной циркуляцией вод в период избирательной эрозии и обусловлено дифференцированными блоковыми движениями, расчленившими палеогеновую поверхность выравнивания. Этот период тектонической активности многими исследователями (Дзевановский, 1956; Боголепов, 1961; Золотарев, 1965; Русанов, 1968; Бредихин, Ворона и др., 1970) датируется ранним миоценом. Хатыминская толща выполняет карстовые полости, поэтому она предположительно может быть датирована ранним миоценом. Что касается стратиграфических соотношений с лебединской толщей, то они остаются неясными.

Якокутская толща

К этой толще относится кора выветривания каолинового типа. На Якокут-Селигдарском междуречье якокутская толща перекрывает нижнекембрийские карбонатные и юрские песчано-сланцевые отложения. Она представлена песками кварцевого состава, с реликтовыми зернами каолинизированного плагиоклаза, с обломками и глыбами сильно каолинизированных кварц-полевошпатовых песчаников. Мощность ее более 20 *м*. Органические остатки в толще отсутствуют.

В вершине ручья Незаметного (бассейн р. Селигдара) структурный элювий, по данным В. Н. Щукина и Т. Г. Могулевой (1954), представлен толщей глины желтого цвета существенно каолинового состава, с крупными обломками выветрелого и каолинизированного кварц-полевошпатового песчаника мощностью 4—8 *м*, переходящей ниже в слабовыветрелые коренные породы. Якокутская толща перекрыта здесь древним красноцветным аллювием.

По данным А. И. Никитиной (1958), на месторождении флюсовых известняков Бурное в бассейне р. Якокута описываемая толща залегает под толщей рыхлых песков мощностью до 10 *м*. Она представлена красными и бурыми песчано-глинистыми отложениями с галькой сильно каолинизированного песчаника и выветрелыми обломками доломитов мощностью 5—6 *м*. Ниже величина обломков в рыхлой толще постепенно увеличивается, количество цементирующего их известняково-песчано-глинистого материала сокращается и они сменяются монолитными карбонатными породами. Мощность якокутской толщи достигает здесь 16 *м*.

Элювиальные образования, относящиеся к описываемой толще, отмечены С. П. Мехоношиным (1956) на месторождении кварцитов Керак, расположенном на водоразделе речки Керак и р. Бол. Нимгер, близ Амуро-Якутского тракта. Здесь под мощной толщей крупноглыбового делювия залегают трещиноватые амфибол-биотит-полевошпатовые кварциты, трещины между которыми выполнены кварцевой дресвой, каолин-монтмориллонитовой и гидрослюдистой глиной, а содержащиеся в кварцитах амфибол, биотит и плагиоклаз соответственно гидротизированы и каолинизированы. Мощность коры выветривания достигает 9,4 *м*.

Возраст якокутской толщи определяется предположительно как миоценовый (верхнемиоценовый?) на основании сопоставления со смежными районами Дальнего Востока и Сибирской платформы. В последних распространены каолиновые коры выветривания указанного выше возраста (Плотникова, 1966; Чемеков, 1966 и др.).

ПЛИОЦЕН (?)

Кирпичнозаводская толща

В разрезах рыхлых гравитационно-пролювиальных отложений, выполняющих карстовые депрессии, на хатыминской толще залегают осадки кирпичнозаводской толщи.

На левом борту долины р. Сивагли (левый приток Хатыми), на Кирпичнозаводском месторождении огнеупорных глин, по материалам С. П. Мехоношина и А. И. Никитиной (1967), к описываемой толще относится глина белая, серая, светло-буровато- и светло-желтовато-серая, вязкая с беспорядочно располагающимися чистыми линзами и прослоями песчанистых глин и глинистых кварцевых песков, с редкой мелкой галькой сильно каолинизированных песчаников в центральной ча-

сти карстовой депрессии и значительным содержанием (до 35%) различного размера (3—60 *см*) слабо окатанных и неокатанных обломков сильно каолинизированных песчаников и выветрелых доломитов в краевых частях карстовой полости. Мощность ее достигает 5—30 *м*. Здесь распространены также суглинки и супеси, беспорядочно перемежающиеся с глинами.

Глины кирпичнозаводской толщи служат сырьем для шамотных изделий. Чистые белоцветные глины содержат каолинит (90%), монтмориллонит (1—2%), галлуазит (до 2%) и примеси — кислый плагиоклаз (до 1%), калиевый полевой шпат (до 1%), гидроокислы железа (до 2%) и акцессорные минералы (серицит, ильменит, циркон, рутил и монацит). Кварц в окатанных зернах присутствует в белоцветной толще в переменном количестве от 2 до 90%. Песчанистые глины с содержанием кварца до 90% образуют линзы и прослои в толще слабопесчанистых глин.

В пределах Якокут-Куранах-Селигдарского междуречья возрастными аналогами кирпичнозаводской толщи являются гравитационно-пролювиально-карстовые отложения: 1) на севере толща мощностью 10—20 *м*, состоящая из глины красной и темно-коричневой, вязкой, с примесью песка, гальки и валунов сильно каолинизированных кварц-полевошпатовых песчаников, изредкавыветрелых джаспероидов и кислых эффузивов с тонкими прослоями песчанистой белой каолиновой глины (Д. П. Шапошников, Г. И. Азанов, 1963 г.), 2) на юге — толща мощностью 6—15 *м*, образованная глиной бурой, светло-желтой и розовой, существенно каолиновой, сильнопесчанистой, с большой примесью карбонатной муки, с обломками выветрелых мергелей, известняков, доломитов и каолинизированных песчаников (Л. Н. Дружинин, 1960 г.).

В бассейне р. Дэлбе, в пределах того же Якокут-Куранахского междуречья, кирпичнозаводская толща параллелизуется с толщей гравитационно-пролювиально-карстовых отложений, состоящей из перемежающихся слоев (смещенных во времени чередующихся просадок карстовой полости), крупных глыб выветрелых карбонатных пород и глины желтовато-бурого, розово-красного, буровато-серого, зеленовато-серого и серого цвета, существенно каолинитового или монтмориллонитового состава, насыщенной доломитовой мукой, иногда слабопесчанистой, с окатанной, реже слабо окатанной галькой песчаника и выветрелого щебня карбонатных пород. Мощность толщи гравитационно-пролювиально-карстовых отложений составляет 43,3 *м* (А. И. Никитина, 1959 г.).

В бассейне р. Инагли (А. Н. Угрюмов и др., 1967 г.) с кирпичнозаводской толщей может быть параллелизована толща, залегающая в погребенных карстовых полостях, представленная глинами бурого цвета, с линзами хорошо окатанного кварцевого песка, галькой и валунами каолинизированного песчаника мощностью до 10 *м*.

Материалы исследований свидетельствуют о том, что белоцветные каолиновые породы кирпичнозаводской толщи образовались за счет размыва и переотложения верхнемиоценовой (?) каолиновой коры выветривания (якокутской толщи). Об этом свидетельствуют наличие в осадках каолина, белесая окраска отложений, наличие в них галек пород, типичных для якокутской толщи, и т. д. С другой стороны, описываемая толща древнее аллювия высоких террас, датируемых как нижнечетвертичные. Таким образом, возраст кирпичнозаводской толщи определяется как плиоценовый (?).

Палеогеновые и неогеновые образования Южной Якутии представляют собой коры выветривания, сохранившиеся на месте (структур-

ный элювий), или продукты их перемыва, переотложенные в различного рода депрессии. Бо́льшая их часть уничтожена процессами эрозии. Остатки их сохранились лишь в опущенных блоках, в пределах линейных зон дизъюнктивных деформаций, среди полей развития архейских метаморфических пород или в карстовых полостях, располагающихся также вдоль зон разрывных деформаций на площадях распространения палеозойских карбонатных толщ.

В накоплении рыхлых отложений палеогена и неогена устанавливается цикличность, зависящая от изменений тектонической активности региона. Состав же их предопределяется палеогеографическими условиями. Указанные два фактора и явились основанием для возрастного расчленения отложений палеогена и неогена, так как из-за неблагоприятных условий захоронения в них отсутствуют палеонтологические остатки. Другие методы возрастных определений — сравнение с подобными отложениями, имеющими палеонтологическое обоснование, и по геоморфологическим построениям — лишь подтверждали и уточняли полученные данные о возрасте тех или иных типов палеогеновых отложений.

После активной позднемезозойской тектонической деятельности, сопровождавшейся магматизмом, разрывными деформациями и дифференцированными движениями больших и малых блоков земной коры, Южная Якутия превращается в устойчивую глыбу, которая в течение всего палеогена испытывает лишь слабые положительные движения. Это время характеризуется широким развитием процессов денудации, в результате которых происходит разрушение горных сооружений мезозоя, вынос продуктов разрушения за пределы региона в северном направлении. К концу палеоцена — началу эоцена образуется поверхность выравнивания. Для этой палеогеновой (эоценовой) поверхности выравнивания характерно широкое развитие заболоченных пространств, среды, способствующей химическому выветриванию. С другой стороны, в эоцене отмечается температурный максимум, отвечающий наиболее теплому и влажному климату кайнозоя, что подтверждается палеонтологическими и палеоботаническими данными (Боярская, Андреева, 1967 г.; Русанов, 1968 г.) по бассейнам нижнего течения Алдана и среднего течения р. Лены (вне границ описываемой территории).

Указанные два фактора обусловили развитие латеритного выветривания и образование позднепалеогеновой коры выветривания (сиваглинская толща). Вероятно, в конце олигоцена и начале миоцена происходит оживление тектонической деятельности, приведшей к блоковым дифференцированным движениям, расчленившим палеогеновую поверхность выравнивания, развитию избирательной эрозии и образованию карста. Коры выветривания разрушаются и переотлагаются в депрессиях. Рыхлые переотложенные осадки этого времени относятся к хатыминской толще, сохранившейся лишь в наиболее глубоких поверхностных или в подземных пустотах карстового происхождения. В раннем миоцене тектонические движения затухают и вновь широкое развитие получают процессы денудационного выравнивания. Горные сооружения разрушаются, возникают поверхности выравнивания, на которых развивается каолиновая кора выветривания (Власов и др., 1966 г.; Боярская, Андреева, 1967 г.; Русанов, 1968). Кора выветривания позднемиоценового возраста выделена под названием якокутской толщи.

Плиоцен характеризуется новыми тектоническими деформациями. Расчленяется миоценовая поверхность выравнивания, оживляется избирательная эрозия, идет усиленное карстообразование. Карстовые

полости заполняются рыхлыми перемытыми осадками, относимыми к кирпичнозаводской толще. Изложенное выше указывает, что образование палеоген-неогеновых рыхлых отложений связано с вполне закономерной ритмичностью развития, продолжавшейся в течение всего кайнозоя, что связано с чередованием эпох оживления тектонической активности и эпох относительного тектонического покоя.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на территории Южной Якутии развиты повсеместно. На водораздельных возвышенностях они представлены озерно-аллювиальными и аллювиальными накоплениями, эрратическими глыбами и валунами, ледниковыми, элювиальными, элювиально-делювиальными, гравитационно-пролювиально-карстовыми, озерно-болотными и техногенными образованиями. В предгорных впадинах и речных долинах кроме указанных выше присутствуют делювиальные, гравитационные (коллювиальные), гравитационно-солифлюкционные, солифлюкционные, флювиогляциальные, озерно-болотные и другие отложения. Они подразделяются на нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные отложения. Основанием для возрастного расчленения рыхлых четвертичных отложений служат биостратиграфические, палеоклиматические, тектонические, геоморфологические и минералого-геохимические критерии и сопоставления их с аналогичными отложениями смежных областей (Северного Приамурья, Северо-Восточного Забайкалья и северо-запада Якутии).

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижнечетвертичные отложения наблюдаются в различных частях Южной Якутии. К ним относятся озерно-речные образования древних впадин и долин, аллювий высоких террас Олекмы, Хани, Чары, Алдана, Учура и Тимптона, гравитационно-пролювиально-карстовые, делювиальные и элювиальные отложения.

Изучение нижнечетвертичных рыхлых отложений представляет практический интерес, так как с ними связаны промышленные месторождения золота.

Селигдарская толща (озерно-аллювиальные и аллювиальные отложения древних долин и впадин)

Озерно-аллювиальные отложения современных речных долин и аллювий древней речной сети, накопление которых началось в конце плиоцена и продолжалось до конца раннечетвертичного времени, изучены Г. Ф. Лунгерсгаузеном (1958) на Лено-Алданском междуречье и бассейне нижнего течения Алдана (Алдано-Амгинское междуречье). Они представлены толщей песчано-галечных и валунно-галечных озерно-речных отложений. Разрез их представляется в следующем виде. На коренном цоколе, сложенном нижнекембрийскими или юрскими породами, залегает слой грубозернистых песков с валунами и галькой или слой галечника. В обоих случаях в них наряду с валунами и гальками доломитов или песчаников присутствуют валуны и галька из чуждых (экзотических) данному району пород (кварцитов, кварцевых порфиров и др.). Выше залегают кварцевые и кварц-полевошпатовые пески с редкими линзами и единичными прослоями гравия и галечника, а еще выше желтовато-серые мелко- и среднезернистые пес-

ки с линзами и прослоями супеси и суглинков. Мощность отложений достигает 40 *м*. Возраст описываемых пород условно датируется как нижнечетвертичный на основании геоморфологических данных и положения в разрезе. Палеонтологически они не охарактеризованы.

Аналогичные отложения широко распространены за пределами Южной Якутии в бассейнах среднего течения Лены и нижнего течения Алдана, где возраст их обоснован палеонтологически.

Обычно в нижнечетвертичных палинологических комплексах из озерно-аллювиальных отложений присутствует пыльца древесных растений (*Abies* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Larix* sp., *Pinus* sp., *Salix* sp., *Myrica* sp., *Juglans* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Ilex* sp., *Acer* sp., *Tilia* sp., *Fraxinus* sp.) и разнообразная пыльца травянистых растений. Среди споровых отмечается папоротник *Osmunda* sp.

На бечевнике р. Алдана вблизи устья Танды Э. А. Вангенгейм (1957) и И. М. Хоревой (1961) обнаружены кости древней лошади, слона и гигантского бобра нижнечетвертичного возраста.

По материалам Б. С. Русанова (1968), нижнечетвертичные озерно-речные отложения обнажаются в нижнем течении р. Алдана (Мамонтова гора, Россыпнинское, Хара-Алданское, Тандинское). В стратотипическом разрезе Мамонтовой горы в основании верхней толщи найдены остатки *Mammuthus aldanensis* Russ., *Equus caballus nordostensis* Russ., *Coelodonta antiquitatis pristinus* Russ., *Alces latifrons* Jona. В цоколе Россыпнинского обнажения обнаружена метакарпальная кость предположительно *Bison priscus* (aff.) *schoetensaeki* W. Crom., в галечниках Хара-Алданского обнажения — рог *Alces latifrons* Jons., которые датируют описанные осадки как нижнечетвертичные. Р. Е. Гитерман (1962) по наличию в палинологическом комплексе из песчаного цоколя Тандинского обнажения пыльцы Juglaudaceae, *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Ilex* sp. также относит указанные отложения к нижнечетвертичным осадкам.

В более южных районах освещаемой территории часто наблюдаются экзотические гальки и валуны и аллювиальные отложения древних озер и рек на плоских водоразделах, обычно в интервале относительных высот 160—200 *м* по отношению к уровню современной речной сети, т. е. выше среднечетвертичного вреза речной сети Южной Якутии (Билибин, 1936; Дзевановский, 1952). Экзотические валуны, состоящие из архейских гранитов, мезозойских щелочных пород, весьма устойчивых в условиях физического выветривания, наблюдались Н. С. Телегой (1968) на водораздельной возвышенности рек Олонгро и Киенг-Юрях (правых притоков Амги) на относительной высоте 190 *м* по отношению к урезу р. Амги, среди основного поля развития карбонатных пород нижнего кембрия и, по всей вероятности, представляют собой фрагменты древних озерно-аллювиальных отложений.

Экзотические валуны, озерные и речные отложения, располагающиеся на высоте 170—200 *м* от современного уреза соответствующих рек, отмечались А. Н. Угрюмовым (1964) на водоразделе ручьев Золотого и Турука (левых притоков р. Якокута) и А. И. Куксом (1969) по ручью Латышскому (притоку р. Бол. Куранах). Они представлены хорошо окатанными, но сильно выветрелыми и ожелезненными гальками и валунами, бурым суглинком и красно-бурой супесью мощностью не более 2 *м*. Последние перекрыты средне-верхнечетвертичным и современным делювием. А. Н. Угрюмовым и А. И. Никитиной (1959) в седловине гольцов Золотой и Верблюд по левобережью ручья Золотого шурфами под делювием были вскрыты аллювиальные отложения, мощность которых превышает 2 *м*. Г. Ю. Лагздина (1958) аналогич-

ные древние аллювиальные отложения отмечает на водоразделе рек Дурая и Якокита, Якокита и Дерпута (притоки среднего течения Унгры); Н. С. Телега (1961) наблюдал их в долине верхнего течения Алдана, А. П. Ильиных (1960) на водоразделе Алдана и Лев. Унгры. Подобные образования отмечаются и другими исследователями (Дзевановский, 1952). Эти отложения предположительно датируются как нижнечетвертичные.

К нижнечетвертичным отложениям условно относятся также охристо-желтые суглинки и галечники долины ручья Незаметного (приток р. Орто-Салы). Эти суглинки и галечники с хорошо окатанной галькой различных пород и в некоторых случаях с заметным содержанием золота, по представлению В. Н. Зверева (1933), являются осадками озера, занимавшего обширную площадь в раннечетвертичное время. Сейчас площадь их развития охватывает верхнюю часть современной долины указанного ручья и составляет более 1 *км*^{2}. Позднее эти аллювиальные отложения изучались В. Н. Щукиным, Т. Г. Могулевой и Н. Н. Гераковым (1955). Было установлено, что указанные суглинки и галечники золотоносны, определен состав суглинков. В последних содержатся гидрослюдисто-монтмориллонитовая глина и кварцевый песок с небольшой примесью зерен серицитизированного кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата и темноцветных минералов. Среди суглинков присутствует галька ожелезненных кварц-полевошпатовых песчаников, кремня, кварца, гранита и кислых эффузивов. При возрастании количества гальки они переходят в галечники. Мощность толщи озерных отложений достигает 5 *м*. Органические остатки в озерных отложениях отсутствуют. Основанием для отнесения их к нижнечетвертичным служат высокий морфометрический уровень залегания, выветривание гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, ожелезнение, схожесть литологического состава, генезиса с известными отложениями стратотипного разреза Алданской впадины.

Особое место среди описываемых отложений занимает погребенный промышленно золотоносный аллювий долин рек Селигдара, Томмота, Бол. Куранах и Якокута. Образование его происходило по мере развития гидрографической сети в пределах Лено-Алданской неоген-нижнечетвертичной поверхности выравнивания, в течение всего четвертичного периода. К нижнечетвертичным отложениям относится условно только нижняя часть разреза аллювиальной толщи мощностью до 10 *м*, представленная теми же, что и по ручью Незаметному, ожелезненными галечниками с заметным содержанием суглинка, выполняющего промежутки между галькой. Суглинки состоят из бурой гидрослюдисто-монтмориллонитовой глины и кварцевого песка. Органических остатков галечники не содержат. Возраст данных отложений принимается как нижнечетвертичный на том основании, что их образование происходило в условиях выветривания гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, стратиграфического положения в разрезе озерно-речных отложений и сходства состава с подобными отложениями Алданской впадины.

Аллювиальные отложения террас современных долин

К нижнечетвертичным образованиям относится аллювий IV, V и VI надпойменных террас, фрагменты которых наблюдаются на территории Южной Якутии и в ближайших смежных областях. Им синхронны нижнечетвертичные отложения VII надпойменной террасы р. Лены (Русанов, 1968) и вышеописанные озерно-аллювиальные отложения Лено-Алданского междуречья.

На левом склоне долины среднего течения Лены, близ устья р. Олекмы, на цоколе 80-метровой (VI) террасы (Лунгерсгаузен, 1958) залегают ожелезненные бурые крупнозернистые кварцевые пески с линзами галечника и гравия. Выше они сменяются буровато-серыми, средне- и мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками, с параллельной или косой слоистостью. В верхней части эти пески обычно перевеяны ветром и могут рассматриваться как современные эоловые образования. Мощность аллювиальных отложений достигает здесь 20 *м*.

В долине верхнего течения Тимптона близ устьев рек Танграка и Кабакты, по данным В. И. Бирюкова (1967), аллювиальные отложения надпойменной 30-метровой эрозионно-аккумулятивной террасы, сопоставляемые с отложениями V террасы рек Лены и Алдана, имеют следующий разрез (сверху):

1. Песок кварц-полевошпатовый, желтовато-серый, ожелезненный, хорошо отсортированный, среднезернистый . . . . . 2,0 *м*
2. Песок кварцевый, ожелезненный, буровато-серый, среднезернистый с галькой и гравием, видимой мощностью . . . . . 1,0 „

Нижняя часть террасы перекрыта делювием.

В центральной и южной частях Южной Якутии в пределах развития архейских кристаллических пород аккумулятивные террасы высоких уровней встречаются редко. Обычно здесь развиты только эрозионные, реже эрозионно-аккумулятивные террасы с маломощным аллювием, не содержащим фаунистических и флористических остатков.

Так, по данным Ф. Р. Леоновой (1967), на левом склоне долины нижнего течения Учура на VI (120-метровой) террасе слой аллювия мощностью до 1 *м* представлен галечником и гравием, которые перекрываются делювием. В правом борту долины среднего течения Алдана, близ устья р. Улахан-Джюнюкяна, на 100—120-метровой террасе Ф. Р. Леонова описала аллювий мощностью до 3 *м*, представленный хорошо окатанными валунами (диаметром 0,2—0,6 *м*), галькой (до 0,2 *м*) архейских кристаллических пород и желтовато-серым крупно- и среднезернистым песком. Эти отложения частично перекрыты красными моренными суглинками со слабо окатанными валунами. А. А. Арсеньев и Е. А. Нечаева (1934) в долине среднего течения Олекмы на 120-метровой (VI) эрозионной террасе местами наблюдали галечники мощностью до 3 *м*. В. В. Ляхницкий и С. И. Карнаван (1968) на левом склоне долины среднего течения Олекмы на той же террасе описали маломощный (до 2 *м*) слой аллювиальных отложений, представленных бурым ожелезненным среднезернистым кварцевым песком и супесью с гальками кварцитов, кварцитовидного песчаника и других пород.

В долине Олекмы в районе пос. Куду-Кель VI терраса имеет, по В. В. Ляхницкому, следующий разрез (сверху):

1. Аллювиально-делювиальные отложения . . . . . 10 *м*
2. Аллювиальные отложения:

а) песок глинистый, буровато-серый и бурый, среднезернистый . . . 0,6 „

б) песок кварцевый, желтовато-серый, горизонтально-слоистый, разнозернистый . . . . . 1,2 „

в) песок слюдисто-кварцевый, желтовато-серый, мелкозернистый и илистый . . . . . 2,0 „

г) глина песчанистая, грязно-бурая, тяжелая и плотная.

К основанию слоя количество песка уменьшается, он образует тонкие прослойки и слой приобретает вид ленточных глин . . . . . 2,5 „

По пробам, отобранным из всего разреза аллювиальной толщи, спорово-пыльцевой спектр содержит пыльцу *Larix, Pinus, Picea, Abies, Betula, Alnus*. Из широколиственных древесных встречается пыльца *Tilia, Ulmus, Quercus* (лаборатория ЯТГУ, 1968, палинолог К. В. Бел-

кина). На основании данных палинологического анализа и сравнения с аллювием террас соответствующего уровня среднего течения р. Лены авторы относят описанные отложения к нижнечетвертичным.

Маломощный аллювий террас высокого уровня и эрозионные террасы отмечаются также в бассейнах Учура, Сутама, Алгамы, Чары, Хани и других рек Южной Якутии.

О возрасте аллювиальных отложений террас единого мнения не существует. Аллювий IV, V, VI, VII и VIII надпойменных террас нижнего течения Олекмы, Чары и Алдана и среднего течения Лены. Н. С. Чеботарева и Н. П. Куприна (1959), И. М. Хорева (1959) и Э. А. Вангейнгейм (1957) датируют от олигоцена до среднего плейстоцена, а С. С. Коржуев (1957) и Б. С. Русанов (1968) — от нижнего плейстоцена до середины среднего плейстоцена. В бассейнах нижнего и среднего течения Алдана и нижнего течения Тимптона, Учура и Маи Д. А. Тимофеев (1965), Н. С. Хорева (1961), М. В. Пиотровский (1961), Ю. К. Дзевановский (1963) возраст аллювия IV, V и VI надпойменных террас считают плиоцен-нижнеплейстоценовым. Наиболее вероятно аллювий описанных террас относить к нижнему плейстоцену. Это время характеризуется рядом эрозионно-денудационных циклов, неотектоническими деформациями, непостоянством палеогеографического режима. В течение каждого цикла наблюдается фаза максимального вреза речной сети и фаза аккумуляции аллювиальных отложений.

Гравитационно-пролювиально-карстовые отложения

Нижнечетвертичные рыхлые гравитационно-карстовые отложения широко развиты на северном склоне и в центральной части Алданского щита, но изучены они слабо. Исключение составляют промышленно освоенные районы Южной Якутии, где описываемые осадки изучены при разведке месторождений золота, огнеупорных глин и других полезных ископаемых в бассейнах Хатыми и ее притоков Сивагли, Эрги. Муркегу и др., а также на Якокут-Куранах-Селигдарском междуречье. На левом склоне долины р. Сивагли (Кирпичнозаводское месторождение огнеупорных глин), по данным С. П. Мехоношина и А. И. Никитиной (1957), к нижнечетвертичным гравитационно-пролювиально-карстовым отложениям отнесена глина темно-красная и шоколадно-коричневая вязкая с редкими тонкими прослоями и линзами темно-коричневых, шоколадно-коричневых и коричнево-серых песчанистых глин и глинистых песков, с очень мелкой галькой карбонатных пород мощностью 3—8 *м*. Красноцветная слабопесчанистая глина содержит следующие минералы (Слесаревич, 1951): каолинит (до 10%), монтмориллонит (до 70%), нонтронит (до 2%), галлуазит (до 1%), кварц (до 10%), плагиоклаз (до 2%), калиевый полевой шпат, (до 3%), гидроокислы железа (до 5%) и акцессорные. Описываемая глина залегает на кирпичнозаводской толще и перекрывается толщей бурых суглинков и песчано-глинистых средне-верхнечетвертичных отложений. В северной части Якокут-Куранах-Селигдарского междуречья (Д. П. Шапошников, Г. И. Азанов, 1963 г.) гравитационно-пролювиально-карстовые нижнечетвертичные отложения представлены песком бурым, ожелезненным, с хорошо окатанными зернами, иногда с тонкими прослоями бурых и красно-бурых суглинков, с окатанными обломками и галькой выветрелых кварц-полевошпатовых песчаников, эффузивов, доломитов и джаспероидов мощностью 9—16 *м*.

В южной части Якокут-Куранах-Селигдарского междуречья (Л. Н. Дружинин, 1961 г.) к описываемой толще относится песок бу-

рый, буровато-серый, ожелезненный, кварц-полевошпатового состава, с прослоями бурой супеси и иногда с глыбами песчаника (10—15 *м*).

Описанные гравитационно-пролювиально-карстовые отложения рассматриваются по А. Н. Логачеву (1964), как красноцветная эоплейстоценовая формация Сибири. Однако по характеру выветривания каолин-гидрослюдисто-монтмориллонитового типа, ожелезнению, положению в разрезе карстовых полостей и возрасту карста их следует отнести по аналогии с фаунистически охарактеризованными отложениями стратотипического разреза Алданской впадины к позднему эоплейстоцену или раннечетвертичному времени.

По данным Е. А. Баскова и Е. И. Корнутовой (1959), на северном склоне Алданского щита по зонам разломов субмеридионального, северо-западного и в меньшей степени субширотного простираний наблюдаются все формы карста от древнего до современного (карстовые воронки, полья, поноры и подземные карстовые пустоты), выполненные рыхлыми четвертичными осадками. Однако изучены они совершенно недостаточно. Нижнечетвертичные гравитационно-пролювиально-карстовые отложения здесь пока не выделены.

Элювиальные образования

Нижнечетвертичный структурный элювий встречен на плоских водоразделах и пологих склонах долин в опущенных блоках, карстовых пустотах или в долинах-грабенах. Он обычно перекрыт более молодыми делювиальными, коллювиальными, ледниковыми, флювиогляциальными, а в долинах и аллювиальными отложениями. Описываемые элювиальные образования состоят из крупных обломков материнских горных пород со следами химического выветривания монтмориллонит-гидрослюдистого и железистого типов, дресвы и грубых суглинков и супесей. Содержание и крупность обломков увеличиваются к основанию разреза этих образований.

На плоской водораздельной возвышенности нижних течений р. Хатыми и ее притока р. Сивагли близ Пионерского железорудного месторождения скважинами на глубинах 11,2—11,8 *м* вскрыт элювий, состоящий из глыб серых и светло-серых мелкозернистых доломитов, сцементированных желтовато-серой доломитовой глиной мощностью 4,8 *м*. Он перекрыт темно-коричневой или красной глиной гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с мелкими прослоями песка и рассеянной галькой различных пород.

В приустьевой части долины р. Токарикана, по данным В. Н. Бирюкова (1969), буровыми скважинами вскрыт структурный элювий, залегающий под 12—144-метровой толщей средне-верхнечетвертичных отложений (рис. 38). Мощность элювия 3,0—44 *м*. Он представлен глыбами и щебнем песчаников, аргиллитов, алевролитов, порфиритов и других выветрелых ожелезненных пород, промежутки между которыми заполнены или светло-бурой супесью, или бурым суглинком. Аналогичный описанному структурный элювий отмечается в долинах-грабенах р. Кабакты и ручья Раздольного.

Все указанные выше исследователи определяют возраст элювия как нижнечетвертичный. Основанием для этого служит его залегание под среднечетвертичными отложениями. Однако некоторые авторы (Мехоношин, 1959; Кукс, 1969) отмечают, что в ряде случаев он перекрыт нижнечетвертичными отложениями. Нижняя возрастная граница еще менее определенна, поэтому возраст элювия следует считать очень предположительным.

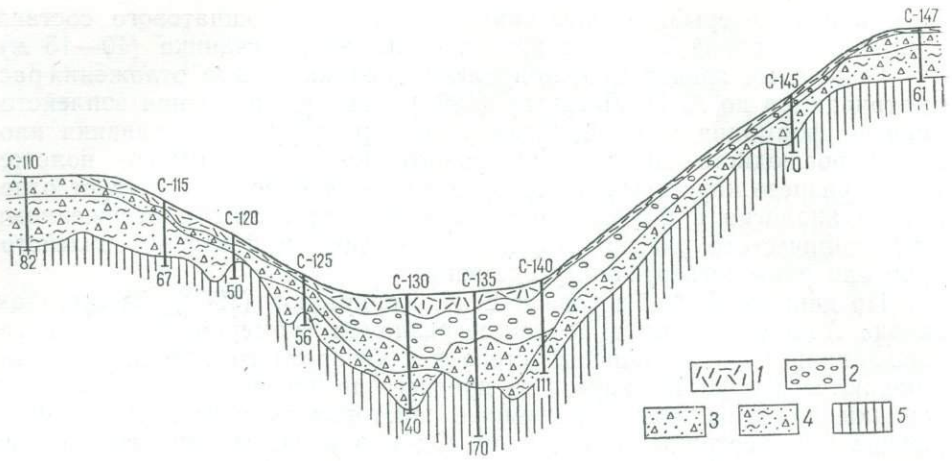


Рис. 38. Геологический разрез четвертичных отложений долины нижнего течения Токарикана.

1 — почвенно-растительный слой и торфяно-болотные отложения; *2* — аллювиальные отложения ского; *2* — области распространения флювиогляциальных образований самаровского, зырянского *4* — структурный элювий; *5* — коренные породы

Отложения склонов долин

Нижнечетвертичные отложения склонов (гравитационные, гравитационно-солифлюкционные, солифлюкционные и др.) встречаются редко, так как или уничтожены процессами эрозии, или перекрыты мощным чехлом более молодых отложений. Нижнечетвертичный делювий наблюдался Е. И. Корнутовой (1954) в правобережной части долины среднего течения Алдана, у пос. Билькачи. Мощность его до 2 *м*, он залегает в основании толщи аллювиальных отложений 40-метровой террасы. Это щебенисто-глинисто-песчанистый материал, в котором мелкие глыбы и щебень ожелезнены и обохрены. В средней части слоя содержится погребенная почва мощностью 5 *см*. Древний делювий известен в прибортовой части долины ручья Таежного притока р. Тимптона (Щукин, Могулева, 1955). Здесь под 14,5-метровой толщей современных и верхнечетвертичных рыхлых песчано-глинистых отложений залегает слой мощностью 2—2,5 *м* сильно выветрелого щебня, состоящего из кислых эффузивных пород, доломитов, глинистых сланцев и песчаников с примесью гальки кварца (вероятно из конгломератов). Щебень сильно выветрен и глинизирован, легко режется ножом и превращается в дресву после небольших усилий.

В описанных осадках не содержится органических остатков и они датируются как нижнечетвертичные весьма условно.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Олекминская толща (нерасчлененные бестяхский и покровский горизонты)

Аллювиальные отложения

Среднечетвертичные аллювиальные отложения, слагающие 40—60-метровые террасы, развиты в современных долинах бассейнов Чары, Олекмы, Алдана и др.

По наблюдению М. Н. Кокоулина и Л. Л. Феоктистова (1967), в долине нижнего течения Чары аллювий III надпойменной 40—60-метровой террасы имеет следующий разрез (снизу):

1. Галечник с хорошо окатанной галькой гнейсов, гранитов, иногда диабазов, кварца с валунами тех же пород диаметром 0,4—0,8 *м*, с линзами песка . . . . . 2—3 *м*
2. Песок серый, кварц-полевошпатовый, мелко- и среднезернистый, с галькой и гравием . . . . . 3—6 „

Мощность аллювия 5—9 *м*.

В нижнем слое найдены остатки костей *Coelodonta* aff. *antiquitatis* Blum. В палинологическом комплексе из нижней части песчаного слоя установлена пыльца *Abies* sp., *Picea* sp., *Pinus* sp.; в меньших количествах — *Betula* sp., *Almus* sp. и редко *Tilia* sp., *Carpinus* sp.

По материалам В. В. Ляхницкого (1970), в правом борту долины р. Олекмы близ устья р. Кирестээха аллювий III надпойменной 40—60-метровой террасы имеет следующий разрез (снизу):

1. Валунно-галечно-песчаные отложения, хорошо окатанные, в составе которых присутствуют валуны диаметром от 0,4 до 1,0 *м* (10%), галька (35%), гравий (15%) и песок кварц-полевошпатовый, крупно- и среднезернистый серый (до 40%) . . . . . 1—3 *м*
2. Песок кварц-полевошпатовый, крупно- и среднезернистый, серый, с галькой и гравием . . . . . 3—7 „

Мощность аллювия 5—10 *м*.

В спорово-пыльцевом комплексе наблюдается преобладание пыльцы древесных растений (70%) над травянистыми. В нем отмечаются *Pinus silvestis* (L), *Pinus pumila* Rgl. (Pall.), *Betula* sect *Fruticosa, Alnaster* sp.

Аналогичный состав аллювия небольшой мощности отмечается на III надпойменной 60-метровой террасе в долине р. Лены, близ г. Олекминска, где найдены кости *Bhinoceras* cf. *antiqututia* (Чеботарева, 1959), на 40—60-метровых террасах в долинах Алдана, Тимптона, Амги и др. При этом повсеместно наблюдается двухъярусное строение аллювиальной толщи. В ее нижней части преобладает валунно-гравийно-галечный материал, а в верхней — песок и супесь, иногда с линзами и тонкими прослоями суглинка. Палеонтологические и палинологические остатки позволили отнести эту толщу к среднечетвертичным нерасчлененным отложениям бестяхского и покровского горизонтов. Вероятно, нижняя часть их сопоставима с бестяхским горизонтом, а верхняя — с покровским.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения

На большей части Южной Якутии, где господствуют возвышенности с небольшими абсолютными высотами и плоскими водоразделами или среднегорные плато с отдельными изолированными друг от друга островерхими гольцами, среднечетвертичного оледенения не было. Это подтверждается отсутствием экзарационных форм и ледниковых отложений. Другие части территории, входящие в состав Верхоянской, Тимптоно-Учурской, Становой и Витимо-Олекминской высокогорных областей, испытали двукратную экспансию горно-долинных ледников, оставивших рыхлые ледниковые и флювиогляциальные осадки, сохранившиеся от последующей эрозии на значительной площади (рис. 39). Они представлены эрратическими валунами, песчаными, песчано-глинистыми, глинистыми и песчано-глинисто-галечно-валунными отложениями, слагающими донные, боковые и конечные морены, флювиогля-

циальные террасы и шлейфы, в перигляциальных областях предгорий и впадин в правобережных частях бассейнов Алдана и Тимптона и по левобережью Учура, Олекмы и Чары.

Наиболее древние отложения, вероятно самаровского оледенения, представлены эрратическими валунами, широко развитыми на водораздельных возвышенностях и пологих склонах долин Ундытына, Мула-

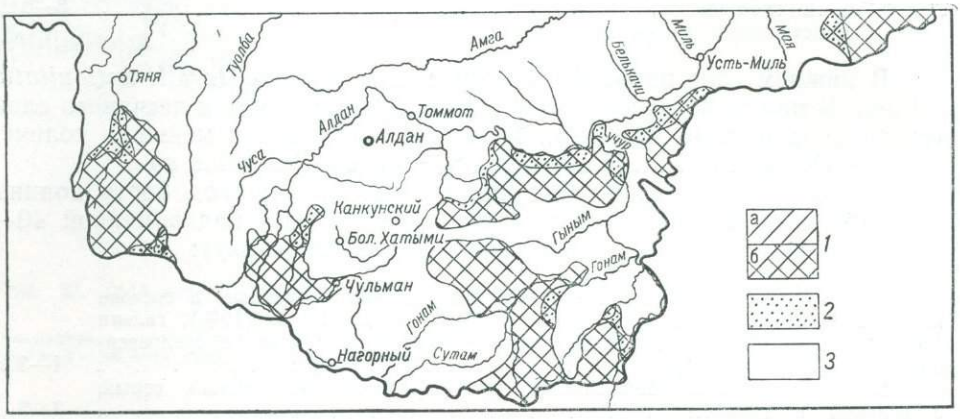


Рис. 39. Схема распространения ледниковых отложений. Составил С. П. Мехоношин

1 — области оледенения: *а* — зырянского и сартанского; *б* — самаровского, зырянского и сартанского; *2* — области распространения флювиогляциальных образований самаровского, зырянского и сартанского оледенений; *3* — области, не подвергавшиеся оледенению

ма, Идюма (Гольденберг, 1958), Алгамы, Туксаны, Нуяма и Сутама (Долгих, 1958), Гонама и Моныкра (Телега, 1968), Гыныма и Мамулая (Мокроусов, 1961), Тараканды и Мус-Оннюе (Луконина, 1959), Бол. Аима и Учура (Леонова, 1968), Алдана и Амедичи (Ильиных, 1961), Хани и Токко (Князев, 1967), Оломакита и Чары (Ляхницкий, 1968), Чаруоды и Олонгро (Реутов, 1962). Это крупные, в различной степени окатанные валуны, лишь незначительно погруженные в элювиально-делювиальные и делювиальные отложения, нередко с характерной ледниковой штриховкой, слабовыветрелые и состоящие иногда из чуждых данному району горных пород. Датировать время отложения эрратических валунов трудно. Широкое площадное распространение и значительное удаление от предполагаемых центров оледенения позволяют связывать их образование с максимальным самаровским оледенением и отнести их к покровскому горизонту среднего плейстоцена.

С самаровской ледниковой эпохой связывается (хотя и без палеонтологического и палеоботанического обоснования) образование ископаемых морен мощностью 3—5 *м*, описанных Ю. В. Адаменко и др. (1969) в долинах Темулякита, Тас-Миэле, Чаруоды и других притоках Олекмы и Чары. Они образованы песчано-глинистыми отложениями с валунами кварцевых песчаников, мраморов и гранитов и удалены от центра оледенения (Удоканского хребта) на расстояние 80—100 *км*.

По данным О. Т. Князева (1968), в долине нижнего течения р. Хани наблюдается серия полуразрушенных береговых морен. Они состоят из валунов с незначительной примесью мелкообломочного материала и супеси мощностью до 5 *м*. Местами эти отложения перекрывают аллювиальные отложения 70—80-метровых террас. Полагая возраст последних нижнечетвертичным, можно считать морены среднечетвертичными (самаровскими).

По данным Л. М. Реутова (1962), на водораздельной возвышенности рек Чаруоды и Чаруодакана, а также в бассейне верхнего течения Темулякита, на участках, сохранившихся после верхнеплейстоценовой эрозии, встречаются валуны размером 0,6 до 1 *м* хорошей и средней окатанности, состоящие из различных, в том числе и отсутствующих на данной площади, кристаллических пород, погруженные в суглинки и супеси с галькой. Как полагает автор, эти сильно разрушенные береговые и конечные морены относятся к самаровскому оледенению.

В. И. Гольденберг и Т. С. Долгих (1958) в предгорной части Станового хребта к северо-западу и востоку от оз. Бол. Токо в бассейнах верхних течений рек Ундытына и Мулама отмечают разрушенные морены, сложенные песчано-глинисто-галечно-валунными неслоистыми рыхлыми осадками мощностью от 5 до 15 *м* и более, не содержащими органических остатков. По положению в разрезе данных ледниковых отложений и сравнению их с хорошо палинологически охарактеризованными отложениями авторы считают их осадками самаровского оледенения.

По данным В. Н. Щукина и Т. Г. Могулевой (1955), самаровскими являются размытые ледниковые отложения в основании II надпойменной террасы долины р. Унгры видимой мощностью до 5 *м*, состоящие из супеси, содержащей слабо окатанные валуны, со следами ледниковой штриховки.

Флювиогляциальные отложения самаровского оледенения изучены довольно слабо и отмечаются лишь в предгорьях Удоканского и Станового хребтов. В предгорье Удоканского хребта (бассейн нижнего течения р. Хани), по данным О. Т. Князева (1967), они состоят из песка, с редкими хорошо окатанными валунами. Мощность их до 5 *м*. Они перекрывают аллювий IV (60—80-метровой) террасы. Связь этих отложений с указанной террасой позволяет отнести их к самаровскому оледенению или к покровскому горизонту среднего плейстоцена. Л. М. Реутов (1962) описал флювиогляциальные отложения, слагающие шлейф, протягивающийся из бассейна среднего и нижнего течения р. Чаруодакана до Верхне-Токинской впадины (бассейн верхнего течения р. Токко). Они представлены хорошо окатанными валунами близ морен и горизонтальнослоистыми серыми полимиктовыми песками в удалении от них. Мощность отложений составляет 3—15 *м*. Л. М. Реутов на основании морфометрических построений считает их среднечетвертичными.

Флювиогляциальные отложения в предгорьях Станового хребта (бассейн р. Мулама) наблюдались Т. С. Долгих (1958) на 80—100-метровой террасе. Они представлены песками с галькой и валунами хорошей окатанности мощностью 2—10 *м*.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К нерасчлененным средне-верхнечетвертичным отложениям относятся элювиальные, гравитационные, гравитационно-солифлюкционные, солифлюкционные, делювиальные отложения. Из-за слабой изученности они пока не могут быть более дробно расчленены.

Эллювий обычно встречается на плоских водораздельных возвышенностях. Он состоит из грубых суглинков и супесей с большим содержанием дресвы, щебня и глыб горных пород. Крупность материала и содержание обломков увеличиваются книзу. Обычно в основании элювий образован глыбово-щебенчатым слоем с дресвянисто-супесчаным заполнителем. Верхняя часть элювиальной толщи также обога-

щена крупноглыбовым и щебенчатым материалом за счет морозной сортировки. Таким образом, лишь средняя часть этой толщи сложена тонким и мелкообломочным материалом. В пределах участков развития кембрийских карбонатных и юрских песчано-сланцевых пород мощность элювия обычно не превышает 1—5 *м*. В гольцовых областях, где на дневную поверхность выходят архейские метаморфические и мезозойские магматические образования, мощность толщи возрастает до 10 *м*, что объясняется более интенсивным морозным выветриванием. В гольцовых областях (кряж Зверева, Токинский Становик и Удоканский хребет), где развиты юрские песчано-сланцевые толщи, элювий наблюдается в виде мощных глыбовых развалов (размер глыб достигает 2—3 *м* в поперечнике), а песчаный заполнитель присутствует в незначительных количествах.

Отложения склонов пользуются широким рапространением, перекрывая сплошным плащом 60—80% описываемой территории. К ним относятся гравитационные, гравитационно-солифлюкционные и солифлюкционные генетические типы. Преобладание того или иного типа определяется преимущественно крутизной склонов.

Гравитационные коллювиальные отложения слагают обвалы, осыпи и оползни, движение обломочного материала которых обусловлено гравитацией. Перемещение разрушенных горных пород здесь совершается путем медленного сползания. Обвальные, осыпные и оползневые массы встречаются почти повсеместно, но их площадное распространение весьма ограниченно. Они встречаются у подножия скалистых склонов и в основании крутых подмываемых берегов рек. Если осыпи образуются в районах развития архейских пород, то размер обломков последних составляет 0,3—2,0 *м* в поперечнике. Обломки мезозойских магматических и песчано-сланцевых пород мельче (0,1—0,4 *м*) и имеют форму неправильных плиток. Глыбы кембрийских карбонатных пород — это плиты шириной и длиной 1—2 *м* и толщиной 0,3—0,8 *м*, но большая их часть имеет размеры 0,1—0,4 *м*. Глыбовый материал занимает 20—70% состава осыпи, остальной объем падает на щебень и супесь тех же горных пород. Мощность обвальных толщ колеблется от 0,5 до 15 *м*. В результате морозной сортировки осыпи приобретают двухслойное строение. Нижний слой толщи образован мелкоземом, верхний — глыбами и щебнем.

В высокогорных областях широко развиты гравитационные (коллювиальные) образования, слагающие курумы. Выше границы леса курумы сплошным чехлом перекрывают верхние части склонов гольцов, образуя «каменные моря». Ниже «каменные моря» разветвляются на отдельные каменные реки, приуроченные преимущественно к ложбинам стока, или появляются в виде отдельных изолированных островов на крутых склонах долин. Курумы, как и осыпи, состоят из двух слоев. По мере продвижения вниз по склону в курумах происходит сложное сочетание гравитационных движений с солифлюкционными. Верхний слой, образованный крупными глыбами, как бы соскальзывает по поверхности еще не оттаявшего нижнего слоя, обогащенного мелкообломочным материалом. В зонах пологих возвышенностей «каменные моря» встречаются редко, сменяясь каменными реками на крутых склонах долин и редких останцовых возвышенностей. Мощность отложений, образующих курумы, колеблется от 1—3 *м* в верхней части склона до 15—20 *м* у основания. Соответственно изменяются и соотношения мощностей верхнего и нижнего горизонтов от 1 : 1 в верхней части склона до 1 : 5 в нижней.

Гравитационно-солифлюкционные отложения распространены широко. Они перекрывают бóльшую часть склонов в областях плато и по-

логих возвышенностей. В высокогорных областях территории они распространены меньше и располагаются в большинстве случаев ниже границы леса. Их отличие от гравитационных отложений заключается в меньшем содержании грубообломочных частиц и в увеличении песчано-глинистой фракции. Слоистости не отмечается, обычно можно наблюдать некоторое уменьшение крупности обломков вверх по разрезу и присутствие в верхних горизонтах линз дресвяно-песчанистых отложений. В этой части склона присутствуют также дефлюкционные отложения, образующие оплывины и террасы в пределах залесенных и на наиболее крутых частях склона.

У подножия склонов уже в пределах днищ долин, там, где гравитационно-солифлюкционный шлейф смыкается с аллювиальными отложениями, располагается зона многоугольников самых разнообразных очертаний, образованных с поверхности крупноглыбовым материалом. Во многих случаях зона сочленения гравитационно-солифлюкционных и аллювиальных отложений выражена сравнительно резким уступом. На склонах южной экспозиции гравитационно-солифлюкционные отложения имеют меньшую мощность, более широкое площадное распространение и более высокое содержание обломочного материала, что объясняется большей глубиной протаивания и более резкой мерзлотной дифференциацией материала, способствующими ускоренному движению обвальных масс. Мощность описываемых отложений в верхних частях склонов равна 1—3 *м* (или меньше), в средних 2—6 *м* и нижних 3—8 *м*. Иногда мощность отложений склонов в гольцовых областях достигает 25 *м*.

Делювиальные отложения распространены ограниченно, встречаясь преимущественно в наиболее пониженной северной части Южной Якутии, главным образом в нижних частях склонов или на выположенных участках. Мощность их редко превышает 1,5—3 *м*. Для них характерно отсутствие глыб, резкое преобладание супесчано-илистых частиц над щебнем и наличие плохо заметной прерывисто-линзовидной слоистости, ориентированной параллельно поверхности склона.

Из других генетических типов рыхлых осадков следует отметить отложения ледниковых озер. Они развиты только в гольцовых областях Удоканского хребта, кряжа Зверева, в предгорьях Токинского Становика, хребтов Суннагина и Кет-Капа, на отдельных участках Учуро-Тимптонского междуречья. Это осадки плотинных озер в перегороженных конечными моренами частях трогов или в заполненных водой каровых нишах. В некоторых случаях (Удоканский и Суннагинский хребты и кряж Зверева) ледниковые озера располагаются лестницей. Их отложения представлены в центральной части песчано-илистыми рыхлыми породами, в береговой полосе — песчано-валунно-галечным материалом, сформировавшимся за счет переотложения морен. По данным О. Т. Князева (1967), в нижнем течении р. Хани на площади древней котловины каскадно располагается Чикинская группа озер, где озерно-ледниковые отложения образуют террасы, сложенные супесью с незначительным количеством хорошо окатанных валунов и гальки мощностью 20—25 *м*. Они датируются верхним плейстоценом, а илисто-песчаные отложения центральной и прибрежной частей озер (мощностью до 3—5 *м*) относятся к голоцену.

В. В. Ляхницкий (1966) в верховьях рек Токко и Чары к озерным отложениям относит толщу переслаивающихся мелко- и среднезернистых полимиктовых песков с линзами крупнозернистых песков и гравия мощностью 50 *м*, датируя эту толщу средним—верхним плейстоценом.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Унгринская толща (нерасчлененные сангыяхтахский и нотарский горизонты)

Аллювиальные отложения

В. Н. Щукин и Т. Г. Могулева (1955) отмечают, что в долине нижнего течения Унгры аллювиальные отложения II (25—30-метровой) надпойменной террасы состоят из двух слоев: нижнего валунно-галечно-гравийного и верхнего песчано-галечного. В верхнем слое этой террасы найдены кости *Rhinoceros* sp. Терраса того же уровня в долине Алдана, выше его слияния с р. Унгрой, сложена лёссовым суглинком с линзами льда в верхней части, песком и галькой в средней и галечно-валунным материалом в нижней части разреза. В среднем слое найдены остатки *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Mammutus primigenius* (Blum.), *Equus* cf. *hemionus* Pall., определенные Л. Н. Иваньевым. По его мнению, этот комплекс существовал от среднего до позднего плейстоцена (рисс — вюрм). А. И. Кукс в долине ручья Латышского, притока р. Бол. Куранах, в отложениях II надпойменной террасы на глубине 4 *м* нашел клык *Mammuthus primigenius* (Blum) (определение В. И. Громова). Л. Н. Малков (1968) указывает на наличие остатков костей в правом борту долины Алдана вблизи г. Томмота. Здесь в верхней части отложений II надпойменной террасы найдены зуб и обломки бивней *Mammuthus primigenius* (Blum.). Остатки датируются верхним плейстоценом (определение В. Е. Гарутта).

Спорово-пыльцевой спектр отложений II террасы подобно спектру отложений I террасы также характеризует ее как образование двух эпох — межледниковья и ледниковья.

В бассейне среднего течения Олекмы фаунистические остатки верхнего плейстоцена неизвестны.

Ледниковые и флювиогляциальные отложения

Следы первого верхнечетвертичного зырянского горно-долинного оледенения сохранились в высокогорных районах Южной Якутии в виде конечных морен в высокогорных областях и флювиогляциальных шлейфов в перигляциальных зонах. Ледниковые отложения отмечаются многочисленными исследователями в хребтах Становом, Удокан, Суннагин, Сетте-Дабан и в Тимптоно-Учурской высокогорной области.

В Становом хребте, в бассейнах верхних и средних течений рек Нуяма, Ундытына, Ундыткана, Мулама и Саргаканды, а также близ оз. Бол. Токо, А. К. Матвеев (1944), В. И. Гольденберг (1958) и Т. С. Долгих (1958, 1959) наблюдали морены, образующие валы и гряды в днищах троговых долин и мелких каров, и серию моренных гряд, перемежающихся с флювиогляциальными шлейфами, выполняющих обширную (200 $м^2$) предгорную впадину, в которой расположено оз. Большое Токо.

Морены состоят из несортированных песков, суглинков с линзами глин и гравия, щебня, гальки и большого количества (до 60%) валунов до 7 *м* в поперечнике. Мощность их колеблется от 3—80 *м* в троговых долинах и карах (бассейн р. Саргаканды) до 100 *м* и более в Токинской впадине. В бассейнах верхних и средних течений рек Мулама и Саргаканды морены перекрывают аллювиальные отложения III надпойменной (15—20-метровой) террасы. Спорово-пыльцевой спектр по пробам, отобранным из морен В. Н. Гольденбергом (определение

Р. Е. Гитерман), соответствует тундровому типу растительности. Отмечено присутствие *Selaginella sibirica,* Bryales и др. В центральной части Тимптоно-Учурской высокогорной области, в пределах Гынымо-Гонамского междуречья, береговые и конечные морены зырянского оледенения мощностью 7—8 *м* наблюдаются в долинах верхних течений Гыныма, Сеймжи, Ытымджи, Усмуна, Нельгюу, Мамулая и др. (Телега, 1968; Мокроусов, 1961). Они представлены несортированными песками, суглинками, гравием и валунами.

В Суннагинском хребте верхнечетвертичные ледниковые образования наблюдались С. С. Лапиным (1943—1958) в долинах рек Тараканды, Сирегли и Мукундэ, Б. А. Сикачем (1963) в бассейнах верхних течений Сеймджи и Иджека, Н. С. Телегой (1961) и В. А. Лукониной (1959) в бассейнах верхних течений Тараканды, Джелтулаха, Угуна, Оччугуй-Суннагина и Суннагина и Ф. Р. Леоновой (1962—1969) в бассейнах верхних течений Улахан-Джюнюкяна, Улахан-Силигли и в долинах левых притоков нижнего течения Учура. Ледниковые отложения, образующие как стадиальные, так и конечные морены в виде щебенистого суглинка с рассеянными галькой и валунами различных кристаллических пород, слагающих данный район, имеют мощность от 7 до 40 *м* и более. В Суннагинском хребте ледниковые отложения присутствуют лишь в верхних частях долин, сменяясь ниже флювиогляциальными осадками, прослеживаемыми вниз до долины среднего течения Алдана. Морены наблюдаются в прекрасно выраженных троговых долинах или в карах и цирках. В истоках рек, как правило, расположены ледниковые озера, подпруженные моренами. В бассейнах верхних течений Тараканды, Оранджекита и Джелтулы местами морены погребены под аллювием I надпойменной террасы. Последний вкладывается в морены, промытые русловым протоком до глубины 3—8 *м*. Этот факт позволяет связывать образование морен с зырянской ледниковой эпохой.

Ледниковые отложения зырянского оледенения в хребте Кет-Кап наблюдались М. М. Столяром (1947) и Ф. Р. Леоновой (1969). Здесь в бассейне верхних течений рек Джанды и Бол. Аима изредка отмечаются фрагменты морен, образованные слабо окатанными крупными валунами и глыбами, выступающими из щебенистых тяжелых суглинков. Мощность их составляет первые метры.

В центральной части Станового хребта и на кряже Зверева ледниковые отложения отмечаются В. Н. Щукиным и Т. Г. Могулевой (1955) в бассейнах верхних течений Прав. и Лев. Унгры и А. П. Ильиных (1960) в бассейнах верхних течений Лев., Сред. и Прав. Унгры, Алдакая и Бол. Олонгро. Они представлены моренами из несортированных супесей и суглинков с галькой, щебнем, слабо окатанными глыбами и валунами мощностью, редко превышающей 8 *м*.

В Удоканском хребте морены наблюдались В. В. Ляхницким (1968) в бассейнах верхних течений рек Токко и Усу, Л. М. Реутовым (1962—1969) в бассейнах среднего и верхнего течений рек Чаруоды, Чаруодакана, верхнего течения Тяни, Темулякита, Тас-Миэле, Олонгро и О. Т. Князевым (1967) в бассейне нижнего течения р. Хани (Ханинская впадина). Здесь ледниковые несортированные песчано-глинисто-галечно-валунные отложения слагают конечные моренные многоступенчатые валы, сменяющиеся ниже флювиогляциальными шлейфами. Мощность морен 5—50 *м*. В днищах трогов верхнего течения указанных рек и их притоков сформирована только одна надпойменная терраса, цоколь которой слагают морены. В долине р. Ат-Бестяха, левого притока р. Хани, конечная морена сливается с II надпойменной 30-метровой террасой или перекрывает ее, а при слиянии Ат-Бестяха

и Хани описываемая морена слагает цоколь 13-метровой террасы. Здесь эта морена относится к сангыяхтахскому горизонту верхнего плейстоцена.

В других местах (хребет Сетте-Дабан, Тимптоно-Гынымское междуречье и др.) суглинко-щебенчато-валунные морены зырянского оледенения мощностью 5—7 *м* наблюдаются в днищах трогов и каров (Столяр, 1947; Карташов, 1952; Ильиных, 1954; Телега, 1961; Леонова, 1969).

Флювиогляциальные отложения зырянского оледенения довольно широко развиты в перигляциальных зонах предгольцовых областей, слагая небольшие зандровые поля и флювиогляциальные шлейфы значительной протяженности (до 100 *км* и более). Фрагменты их отмечены в долинах Учура, Алдана, Тимптона, Олекмы, Хани, Токко и Чары. В составе этих отложений присутствуют хорошо промытые и окатанные валунники, галечники, песчано-гравийно-галечные образования и сортированные полимиктовые пески. Их мощность колеблется от 2 до 40 *м*. В. И. Гольденберг (1958) наблюдал в правобережной части долины р. Алгамы, между устьями рек Ундытына и Ундыткана, рыхлую толщу, простирающуюся в виде узкой полосы, сложенную флювиогляциальными рыжевато-серыми крупнозернистыми песками с хорошо окатанной галькой и валунами мощностью 5—7 *м*. Эти отложения местами участвуют в строении верхней части II надпойменной террасы.

В. А. Мокроусов (1964) и Н. С. Телега (1968) отмечают подобные флювиогляциальные отложения мощностью 2—8 *м* в долинах верхних и средних течений Гыныма и Сеймджи. Ю. К. Дзевановский (1952), Е. И. Корнутова (1948) наблюдали флювиогляциальные пески мощностью 30—40 *м* на левобережной части долины Алдана, близ устьев рек Угуна и Учура и в долине р. Доллу. В долине р. Доллу это тонкозернистый хорошо окатанный песок, слагающий II надпойменную 30-метровую террасу. В устьях Угуна и Учура описываемые осадки представлены полимиктовыми среднезернистыми песками с редкой и мелкой галькой.

По данным Н. С. Телеги (1961) и Ф. Р. Леоновой (1962, 1964), в долинах нижних течений рек Оччугуй-Суннагина, Улахан-Джюнюкяна, Улахан-Силигли и Учура флювиогляциальные тонкослоистые суглинки с линзами тонкозернистого песка и валунами слагают продольные валы высотой до 15—20 *м*. Иногда они образуют вторые террасы ниже конечных морен. В. Н. Щукин, Т. Г. Могулева (1955) и А. И. Ильиных (1960) отмечают флювиогляциальные полимиктовые пески в долине среднего течения р. Унгры, где они участвуют в строении верхней части аллювия II (15—25-метровой) надпойменной террасы. В. В. Ляхницкий (1964) наблюдал флювиогляциальные шлейфы, простирающиеся от конечных морен долины р. Алдакита до Верхне-Токкинской впадины (бассейн верхнего течения р. Токко).

По наблюдениям О. Т. Князева (1967), в бассейне нижнего течения р. Хани флювиогляциальные отложения выполняют Нижне-Ханинскую впадину и представлены последовательно сменяющимися от конечных морен валунно-галечными, галечно-песчаными, песчаными и суглинистыми отложениями мощностью до 25 *м*. Эти отложения вниз по течению переходят в аллювий.

Амгинская толща (якутский горизонт)

К описываемому горизонту относятся аллювиальные галечники, пески, супеси и суглинки I надпойменной террасы.

Возраст отложений I надпойменной террасы в бассейнах Алдана, Тимптона, Учура и Маи устанавливается по многочисленным находкам костей млекопитающих и результатам палинологических анализов, полученным в процессе геологических исследований Б. С. Русановым (1968), Р. Е. Гитерман (1963), Э. А. Вангенгейм (1960), Т. Д. Боярской и Е. М. Малаевой (1967) и многими другими.

Колонка 8 м-бс 1:50	Наименование отложений	Наименование пыльцы и спор	Образец-проба №7 глубина 0,65–0,7м	
			10 20 30 40 50 60%	Количество зерен
	Почвенно-растительный слой	Древесно-кустарниковая группа	72% от всего кол-ва зерен	194
7	Песок среднезернистый буровато-серый с тончайшими прослоями песка, обогащенного темным органическим веществом	1 Picea sec. Eupicea	29,4	57
		2 Picea sp	2,5	5
		3 Pinus subgen Haploxylon	2,0	4
		4 P. sibirica (Rupr.) Majer	20,8	40
		5 P. pumila (Pall) Rgl.	8,6	17
		6 P. silvestris L	17,7	34
		7 Pinus spp.	6,7	13
		8 Alnaster spp.	1,0	2
		9 Betula fruticosa Pall	0,9	1
		10 B. exilis Sukacz	9,3	18
		11 B. Middendorfii Trautr et Meg	1,5	3
		Итого	100%	194
		Недревесная группа	44%	12
		12 Phalictrum spp.		1
		13 Gallium spp		1
		14 Compositae gen sp.		1
		15 Artemisia jacutica Drob.		1
		16 Cyperaceae gen sp.		4
		17 Gramineae gen sp.		4
		Итого		12
		Группа спор	23,6 %	64
	* Спорово-пыльцевой комплекс образцов 5,4 близок к комплексу из обр. 7	18 Sphagnum spp.	53,4	36
		19 Bryales	16,6	10
		20 Lycopodium clavatum L.	6,0	4
		21 L. complanatum L.	1,5	1
		22 L. spp.	1,5	1
		23 Equisetum spp.	4,7	3
		24 Filicales (бугорчатые)	1,5	1
		25 Polypodiaceae gen. sp.	15,6	10
		Итого	100%	69
		Всего		271

Рис. 40. Разрез и характеристика спорово-пыльцевого комплекса аллювиальных отложений I надпойменной террасы Алдана в устье ручья Улахан-Таала. По материалам Н. С. Телеги, палинолог К. В. Белкина (ЯТГУ, 1968 г.)

В бассейнах среднего и верхнего течений Алдана и Амги (Пряхин, Чернышев, 1963; Телега, 1968) на основании палинологического анализа (рис. 40) аллювий I надпойменной террасы относится к якутскому горизонту верхнего плейстоцена. В бассейне нижнего течения р. Нельгюу, правого притока Тимптона, В. А. Лукониной (1962) в аллювиальных отложениях I (7-метровой) террасы найдены кости *Equus* sp., *Equus hemionus* P a l l. (определения В. И. Громова). Из отложений I надпойменной террасы бассейна среднего течения Алдана известны находки костей *Mammuthus primigenius* (B l u m.).

Н. Н. Гераков и В. Н. Щукин (1953) датируют отложения, аналогичные описанным, верхним плейстоценом. Имеются достаточно опре-

деленные сведения и о возрасте этой террасы в бассейне р. Олекмы, где Ю. К. Дзевановский (1952) приводит данные о наличии раннеолитических рисунков на скальных обрывах II надпойменной террасы р. Олекмы. В районе Олекминска известна позднепалеолитическая стоянка на I надпойменной террасе р. Лены у устья р. Олекмы (Окладников, 1947). На основании этих данных отложения I надпойменной террасы бассейнов рек Алдана и Олекмы с достаточным основанием можно относить к якутскому горизонту верхнего плейстоцена, что хорошо увязывается с многочисленными находками неолитических стоянок (Князев, 1967 и др.).

Ледниковые отложения

Ледниковые отложения сартанского оледенения на описываемой территории развиты ограниченно — лишь в днищах каров, цирков и коротких трогов в наиболее возвышенных частях Суннагинского, Удоканского и Станового хребтов.

По данным Ф. Р. Леоновой (1966), в верховьях мелких речек и ручьев бассейнов верхнего течения рек Улахан-Джюнюкяна, Улахан-Силигли, Мёгюскяна на днищах коротких троговых долин, цирков и каров наблюдаются моренные валы высотой 17—20 *м* и более, сложенные глыбово-обломочным материалом, цементируемым несортированным песком, глиной и дресвой. Нередко они прорезаются русловым потоком на глубину до 4 *м*. В верховьях Тумулдура, Эвонокита, Олдонгсо и других рек бассейна среднего течения р. Олекмы, истоки которых находятся на Удоканском хребте в аналогичных гляциальных формах рельефа, моренные валы высотой до 15—20 *м* сложены несортированным и неокатанным крупноглыбовым и щебенчатым материалом с незначительной примесью суглинков и песка.

По данным В. Н. Щукина и Т. Г. Могулевой (1955), в предгорьях кряжа Зверева в вершине Лев. Унгры каровые морены имеют следующий разрез (сверху):

1. Почвенно-растительный слой с суглинком и щебнем	0,2 *м*
2. Песок несортированный, глинистый, желтовато-серый и бурый с валунами, глыбами и щебнем различных архейских пород	1,4 „
3. Песок серый, крупнозернистый, с большим содержанием плохо окатанных мелких галек и валунов архейских кристаллических пород	2,1 „
4. Суглинок желтовато-серый и бурый со слабо окатанными валунами и глыбами	0,7 „
5. Валуны и галька, слабо окатанные, диаметром 0,15—0,80 *м*, сцементированные бурым суглинком	1,8 „

Мощность моренной толщи 4—9 *м*. Пробы, взятые из морены, проанализированы на споры и пыльцу (табл. 1).

На основании спорово-пыльцевого спектра указанные выше авторы приходят к выводу, что эта толща относится к якутскому горизонту верхнего плейстоцена и представляет собой ледниковые отложения сартанского оледенения. Флювиогляциальные отложения последнего не изучены.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Современные отложения широко распространены на всей территории. К ним отсносятся почвенный слой, пойменный и русловой аллювий, гравитационные, солифлюкционные, делювиальные, озерные, болотные, пролювиальные, эоловые и техногенные отложения.

Таблица 1

Результаты палинологического анализа проб морены из верховьев р. Лев. Унгра (%)

	Проба 1	Проба 2	Проба 3
	Глубина отбора проб, *м*		
	0,5—0,6	2,7—2,9	4,3—4,4
Пыльца			
Picea sp.	49,9	—	14,4
Pinus подрода *Diploxylon*	16,7	—	—
Pinus подрода *Haploxylon*	8,3	60	44,8
Betulaceae	—	20	22,8
Ericaceae	8,3	20	—
Неопределенного вида	14,0	—	19,3
Итого	97,2 %	100 %	101,3 %
Споры			
Sphagnum sp.	—	—	5,2
Lycopdiaceae	95,4	—	94,8
Polypodiacae	4,6	—	—
Итого	100 %		100 %

Среди основных типов различаются: подзолистые — в области пологих гольцов и плато, подзолисто-болотные — на склонах и плоских возвышенностях, болотные — в зонах развития болот и серые лесные почвы — в области плоских возвышенностей и пологих склонов долин, сложенных платформенными образованиями мезозоя и палеозоя. Обычно в составе почвенного слоя присутствуют супеси и суглинки, с очень мелкой щебенкой и растительными остатками.

Аллювиальные отложения присутствуют в долинах всех рек Южной Якутии, слагая пойменные террасы высотой от 1 до 9 *м*. Они представлены валунами, галечниками, песчано-гравийной смесью и песком. Гранулометрический состав аллювия определяется крутизной долинного ложа и уклоном руслового потока. В верховьях рек гольцовых областей аллювиальные отложения представлены крупными валунами и галькой с небольшим содержанием гравия и крупнозернистого песка. На остальной территории аллювий пойменных террас ничем не отличается от аллювия I надпойменной террасы соответствующего склона данной долины. Аналогичен гранулометрический состав аллювия русел, также зависящий от уклона долинного ложа. Мощность руслового аллювия колеблется в пределах 1—15 *м* и более.

Отложения склонов развиты широко (особенно в гольцовых областях). Они представлены теми же генетическими типами, которые выше детально описаны в составе верхнечетвертичных отложений.

Озерные осадки в зависимости от генезиса озер делятся на отложения ледниковых, старичных и термокарстовых озер. Осадки ледниковых озер отмечаются рядом исследователей в высокогорных областях и в предгорьях. По данным В. И. Гольденберга (1958) и Т. С. Долгих (1958), озерные отложения оз. Бол. Токо и других близлежащих ледниковых озер представлены в верхней части торфом с примесью супеси и илом с небольшим количеством песка в нижней части. Мощность их

составляет 3—10 *м*. В составе спорово-пыльцевого спектра из нижней части толщи преобладает пыльца древесных пород — *Larix, Pinus, Betula* и главным образом *Alnaster* (определения Р. Е. Гитерман). В образцах из озерных отложений оз. Токо и правобережья р. Худуркана в составе спорово-пыльцевого спектра доминирует пыльца древесных пород, среди которых наряду с *Picea* и *Larix* господствуют *Betula* и *Alnus* (определения Р. Е. Гитерман и О. Н. Грачевой), т. е. растительность современного облика. Возраст осадков датируется голоценом. О. Т. Князев (1967) среди озерных отложений Чиканской группы озер отмечает илисто-песчанистые осадки мощностью 3—5 *м*, возраст которых определяется как современный. В. В. Ляхницкий (1966) выделяет озерные отложения Токкийской и Чарской групп ледниковых озер, состоящие из глинисто-песчанистых осадков, содержащих полуразруженные остатки кустарников, мха и осоки. Мощность озерно-аллювиальной толщи 2—3 *м*.

Отложения старичных озер встречаются в долинах крупных рек и представлены обычно тонкослоистыми илами, обогащенными органическим веществом, реже (Томмотское озеро) илами. Поскольку старичные озера находятся в различных стадиях зарастания, отложения их соединены гаммой постепенных переходов с болотными, причем прослои торфа часто заканчивают разрез отложений старичных озер. Мощность отложений стариц составляет 2—10 *м*.

Отложения термокарстовых озер встречены только на интенсивно заболоченном плато, расположенном в вершине р. Ыллымаха. Кроме того, мелкие, незначительные по площади термокарстовые, часто пересыхающие к концу лета озера встречаются в пределах значительных по размерам карстовых польев, выполненных неоген-плейстоценовыми отложениями. Немногие известные разрезы этих отложений свидетельствуют о том, что характер осадков термокарстовых озер предопределяется составом толщ, в которых формируется термокарст, но отличается от них повышенным содержанием органических частиц. Мощность отложений термокарстовых озер невелика и составляет 0,3—2,0 *м*.

Болотные отложения наиболее широко развиты в пределах Алдано-Тимптонского междуречья, но заболоченные пространства отмечаются и в других частях описываемой территории. Они встречаются на плоских водоразделах, на пологих склонах и в пойменных частях долин крупных рек. Особенно значительную площадь занимают Алексеевские болота, простирающиеся с севера на юг от долины р. Ыллымаха до долины р. Курунг-Ханку и с запада на восток от верховьев Бол. и Мал. Нимгеров до р. Тимптона. Болотные отложения состоят из полуразрушенных остатков сфагнового и гипнового мха, сапропелей, водорослей гиттии, карликовой березы, кедрового стланика, осоки с примесью глины, озерного ила и песка. Мощность их колеблется от 0,3 до 10 *м*. Современные торфяники отмечены на водоразделе Нимгеро-Ыллымахского междуречья, на I надпойменной террасе в низовьях Якокита и нижнего и среднего течения р. Селигдара и верховьев Ыллымаха (Эпштейн, 1965). Торф — сфагново-осоковый, бурый, слабо разложившийся, с древесными остатками, сырой, слабослоистый, содержащий ил и иловатую супесь. Мощность водораздельных торфяников от 0,5 до 1,5 *м*, приречных до 6 *м* и более (I терраса Алдана в 9 *км* выше устья р. Укулана).

Пролювиальные отложения пользуются ограниченным распространением, наблюдаются лишь в виде конусов выноса, сложенных несортированным и слабо окатанным материалом, в составе которого присутствуют суглинки со щебнем и редко глыбами. Мощность их 0,5—3 *м*.

Техногенные отложения распространены на территории довольно широко. Можно выделить следующие основные типы: дражные отвалы, отвалы разрезных и мускульных работ на россыпи, каменные отвалы горнорудных работ на золото, флогопит и другие полезные ископаемые и различные хвосты промывки россыпного и рудного золота. Дражные отвалы слагают большие площади в долинах рек Орто-Сала, Куранаха, Якокита и др. в основном в Центрально-Алданском горнопромышленном районе. Они состоят из валунов, гальки, глыб, сцементированных песчано-глинистым материалом. Отвалы отличаются резким неровным рельефом, образованным грядами высотой 2—3 *м* и более. Мощность их около 3—5 *м*. Ложбины между грядами заполнены валунно-галечным материалом. Отвалы отработанных открытых разрезов сложены суглинками, супесями со щебенкой, глыбами и галькой. Они свалены обычно на I террасу или на основание дефлюкционных шлейфов склонов. Отвалы отделяются часто от подстилающих отложений растительным слоем и нередко перекрываются промытыми «песками».

Отвалы горнорудных работ сложены в основном глыбовым и щебенчатым материалом. Они занимают различные площади и имеют иногда очень большую мощность (до 30 *м* и более), образуя искусственные осыпи или крутые откосы на ровных участках.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеющиеся данные о литологическом составе и возрасте кайнозойских отложений Южной Якутии позволяют наметить в общих чертах последовательность накопления осадков и дать их стратиграфический разрез (рис. 41).

В течение палеогена и раннего неогена (миоцена) бóльшая часть описываемой территории представляла собой поверхность, выровненную длительной денудацией, испытывающую общее медленное поднятие. Теплый и влажный климат обусловливал формирование мощной коры выветривания (последовательно латеритного, каолинового, каолин-монтмориллонитового и гидрослюдисто-монтмориллонитового типов). В настоящее время коры выветривания сохранились в виде отдельных фрагментов в опущенных блоках, в линейных зонах разломов и трещиноватости, а также в подземных и поверхностных карстовых полостях. Условия, благоприятные для формирования коры выветривания подобных типов, существовали от позднего мела до раннего плейстоцена включительно.

Уже в го время общий план геологического строения этой обширной территории, по-видимому, не отличался от современного, но из-за меньшего эрозионного среза отложения верхних структурных ярусов (терригенные и карбонатные толщи мезозоя и палеозоя) пользовались большим распространением.

Широкое распространение карстующихся пород, продолжительное поднятие, теплый и влажный климат, обилие в грунтовых водах органических кислот привели к широкому развитию явлений карстообразования. В возникающих крупных карстовых пустотах накапливались значительные по мощности толщи песчано-глинистых отложений, к которым приурочены месторождения огнеупорных глин, формовочных песков и очень своеобразные карстово-пролювиальные россыпи золота. Весьма вероятно, что при благоприятных геологических условиях в карстовых полостях могли формироваться россыпи циркона и других минералов, как это отмечается в Восточном Забайкалье (Гераков, 1962). Поэтому изучение гравитационно-карстово-пролювиальных отложений является первоочередной задачей. Восходящие движения про-

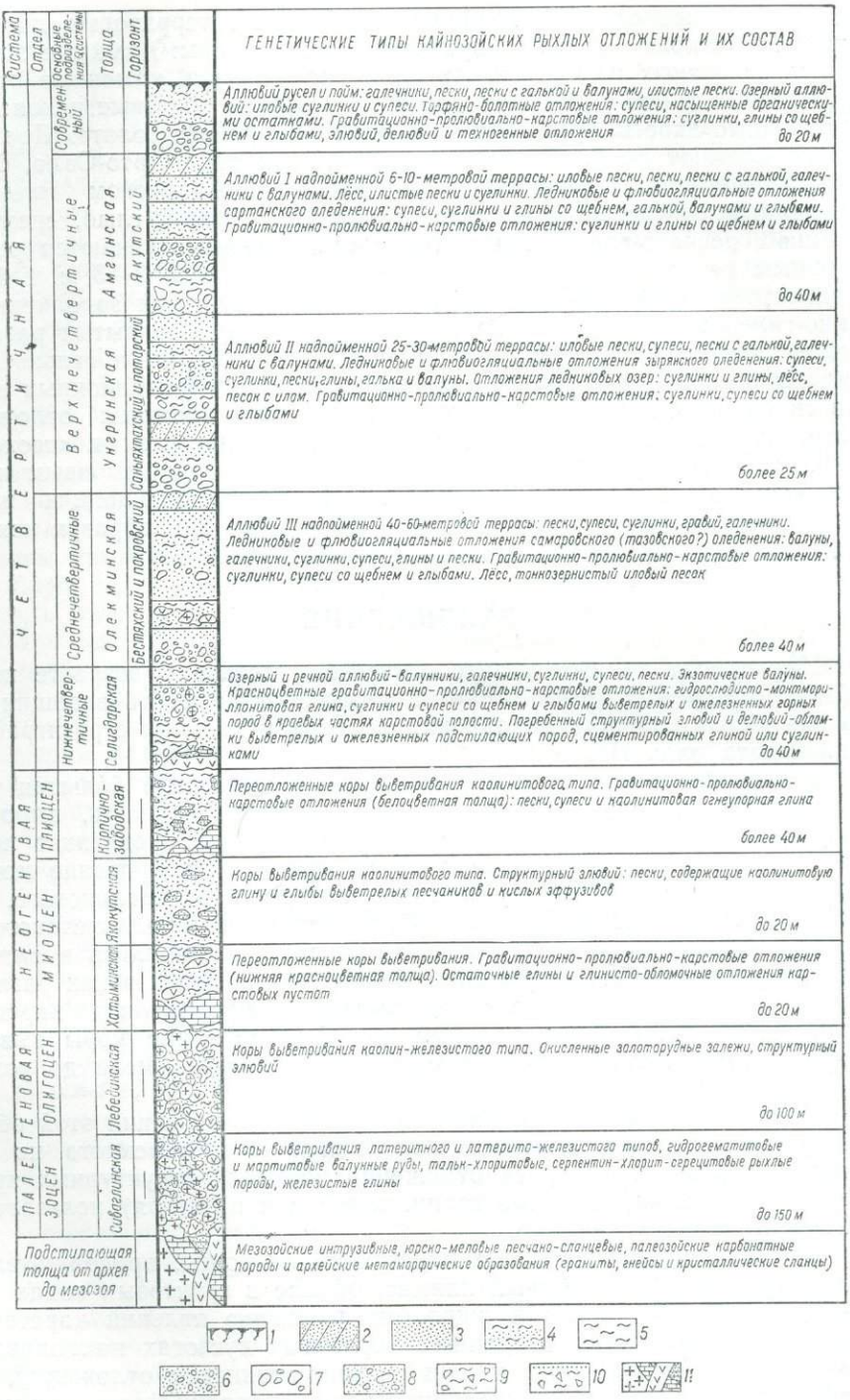


Рис. 41. Генетические типы кайнозойских рыхлых отложений Южной Якутии. Составил С. П. Мехоношин

1 — почвенно-растительный слой; *2* — илы, лёсс; *3* — пески; *4* — суглинки; *5* — глины; *6* — пески с гравием; *7* — галечники с валунами; *8* — пески с галькой и валунами; *9* — глина со щебнем и глыбами; *10* — суглинки, супеси со щебнем и глыбами; *11* — коренные породы

должались и в миоцене. Они вызвали глубокое врезание рек в центральной и северной частях Южной Якутии. В конце плиоцена интенсивность восходящих движений резко сократилась; в ряде случаев наблюдаются нисходящие движения в отдельных блоках, в которых сохраняются и иногда наращиваются толщи рыхлых отложений неогена. Начавшееся в среднем плейстоцене похолодание на фоне усиления восходящих движений в гольцовой зоне привело к резкому изменению состава осадков и появлению в разрезе ледниковых отложений. Из разреза исчезают олигомиктовые продукты перемыва коры выветривания и глинизированные породы. К первому этапу этого отрезка геологической истории были приурочены значительные по амплитуде блоковые смещения.

Затем наступила эпоха первого максимального оледенения. Морены его заканчивают разрез среднечетвертичных отложений. Это оледенение может быть параллелизовано с самаровской ледниковой эпохой Западной Сибири и алданским (ям-алинским) оледенением Дальнего Востока. Оно имело достаточно широкое распространение только на юге описываемой территории, что зафиксировано по экзарационным формам рельефа в хребтах Становом и Удокан и кряже Зверева. Достоверных следов тазовского оледенения нет. К этому времени относится окончание формирования современной речной сети, рисунок которой лишь в деталях отличался от современной. После максимального оледенения наступил новый этап тектонической активизации, охвативший в основном горные районы. Если в течение неоген-раннеплейстоценового этапа наблюдалось общее поднятие описываемой территории, то для средне-позднеплейстоценового времени характерно развитие быстро выдвигающихся на фоне общего поднятия горстовых структур.

Эти особенности неотектонического развития наложили заметный отпечаток на состав и характер средне-верхнеплейстоценовых отложений. Прежде всего это сказалось на распределении ледниковых отложений. Последние наблюдаются только в гольцовой зоне, причем далеко не повсеместно. Второй характерной особенностью отложений Южной Якутии является незначительное распространение озерных, озерно-пролювиальных и эоловых отложений, широко развитых к югу и к северу от описываемой территории.

Между самаровским и зырянским оледенениями произошла новая фаза поднятия, следствием которой было значительное врезание рек Южной Якутии и оживление восходящих движений Суннагинского хребта и Тимптоно-Учурского водораздела. Границы зырянского горчо-долинного оледенения на юге лишь в деталях отличались от контуров самаровского оледенения. Морены зырянского оледенения наблюдаются как на Становом и Удоканском хребтах и кряже Зверева, так и на Суннагинском хребте и Тимптоно-Учурском водоразделе. Это ледниковье сопоставляется с муниканской ледниковой эпохой Дальнего Востока. Новое похолодание вызвало сартанское каровое оледенение. На правобережье р. Тимптона зафиксированы трехступенчатые каровые лестницы, что, вероятно, свидетельствует о самостоятельности последней эпохи оледенения. Последняя параллелизуется с селитканской ледниковой эпохой Дальнего Востока.

Резкое изменение темпов неотектонических движений, изменение климата в сторону похолодания, развитие оледенения, формирование мощной толщи многолетней мерзлоты наложили заметный отпечаток на условия образования месторождений полезных ископаемых. Наблюдается заметное отличие в условиях формирования россыпей в высокогорных областях и плато. В гольцовой области вследствие значи-

тельного уклона продольного профиля рек, значительной крутизны склонов долин и развития явлений оледенения господствующим типом являются русловые россыпи с высоким коэффициентом валунности. Долинные россыпи встречаются относительно редко, террасовые еще реже. Для плато характерны главным образом русловые и террасовые россыпи. Здесь помимо сохранившихся древних (досреднечетвертичных) россыпей широко развиты долинные, террасовые и русловые. Первые два типа преимущественно распространены на участках расширения долин и их запасы составляют главную массу в общем балансе металла по россыпям. Русловые россыпи приурочены преимущественно к суженным участкам долин. Для них характерны высокие коэффициенты валунности и резкие изменения содержания металла. Особый интерес представляют слабо затронутые поисково-разведочными работами отложения долин раннечетвертичного времени, в которых при наличии благоприятных условий возможно открытие значительных по запасам аллювиальных россыпей.

На пологих водоразделах широким развитием пользуется перигляциальная кора выветривания (морозные рухляки), накладывающаяся в отдельных случаях на древнюю дочетвертичную каолиновую кору выветривания. Здесь возможно открытие аллювиальных россыпей титана, циркония.

Глава V

МАГМАТИЗМ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

Магматические и ультраметаморфогенные (ультраметагенные) образования широко распространены в южной части территории в области выхода на поверхность кристаллических пород архея. В северной, платформенной, части территории проявления интрузивного магматизма встречаются значительно реже, чем в южной.

Как известно из предыдущих очерков, формирование этого участка земной коры было длительным и происходило при различных геотектонических условиях. Изменялся во времени геотектонический режим, изменялся и характер интрузивной деятельности. С периодом формирования кристаллических пород фундамента связаны две эпохи регионального метаморфизма, ультраметаморфизма и гранитизации (раннеархейская и позднеархейская).

Протерозойский магматизм проявился в краевых частях Алданского щита в зонах крупных разломов. Кроме трещинных интрузий с протерозоем связано, вероятно, и образование интрузий ультраосновных пород центрального типа.

Палеозойский интрузивный магматизм проявился повсеместно. Выразился он в образовании роев даек диабазов, а на севере района и пластовых тел.

Наибольший интерес представляет мезозойский магматизм, широко проявившийся на всей территории. Внедрение мезозойских интрузий связано с мезозойской тектонической активизацией, охватившей в той или иной мере всю территорию Южной Якутии. Наиболее активными были области сочленения архейских складчатых систем — зоны глубинных разломов и зоны пересечения крупных разломов внутри этих систем. Мезозойские интрузии наиболее разнообразны по форме и составу, с ними связано образование целого комплекса полезных ископаемых.

НИЖНЕАРХЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Параллельно с формированием архейских метаморфических толщ шло образование магматических и ультраметагенных пород, пользующихся широким распространением в пределах Алданского щита. Их роль в сложении древнего кристаллического комплекса различна. Заведомо магматические породы немногочисленны и, кроме того, будучи представленными основными и ультраосновными разновидностями, они в значительной мере претерпели глубокий метаморфизм и вошли в состав метаморфического комплекса.

Породы гранитного состава распространены в пределах Алданского щита широко, но их генезис интерпретируется различными геологами по-разному. Д. С. Коржинский, впервые детально исследовавший эти породы, считал их безусловно магматическими образованиями, хотя некоторую роль отводил и породам, возникшим в результате гранитизации.

Н. В. Фролова рассматривала все гранитные породы щита в качестве метасоматических образований, базируясь на примерах метасоматического происхождения гранитов, которые известны на Алдане.

Кроме этих диаметрально противоположных представлений имеются компромиссные представления (В. А. Рудник и др.) о связи гранитных пород Алданского щита с метаморфической дифференциацией и, в частности, с процессами селективного плавления метаморфических пород.

Нам представляется вопрос о происхождении гранитных пород Алданского щита более сложным. Не подлежит сомнению, что часть гранитовидных пород Алданского щита могла образоваться метасоматическим путем, в результате главным образом калиевого метасоматоза. Такие процессы, например, отмечаются в поле распространения иенгрских кварцитов, при микроклинизации переходящих в гранитовидные породы аляскитового состава.

Другой путь образования гранитов, вероятно более масштабный, чем метасоматический, связан с явлениями анатексиса, уже давно отмеченными в архейских толщах Алданского щита. Как это установлено З. Г. Ушаковой (1953), особенно легко расплавлению подвергаются гиперстеновые гнейсы, за счет которых образуются гиперстеновые граниты (чарнокиты) с некоторыми их производными. Эти анатектиты ведут себя как обычные магматические породы. Анатексису подвергаются и другие породы, в частности кварциты, за счет которых возникают кварцевые анатектиты, уже давно описанные Е. М. Лазько (1945) в районе Сон-Тиита на Алдане.

Наконец, не исключен и собственно магматический путь образования гранитов за счет ювенильных гранитных магм, в частности широко распространенных на Алдане аляскитов, которые ведут себя во вмещающих породах весьма автономно, хотя иногда и активно по отношению к ним. Автономное поведение аляскитов заключается в том, что, независимо от состава вмещающих пород, изменяющихся в широких пределах (от гнейсов до кварцитов и мраморов), эти граниты остаются одинаковыми, чего не должно было бы быть, если бы они были метасоматическими, как это представляла себе Н. В. Фролова и некоторые другие исследователи.

Итак, оценивая соотношение рассматриваемых пород с вмещающими, их структуру и состав, а также связь последнего с составом вмещающих пород, приходится допускать, что среди архейских кристаллических пород Алданского щита имеется широкая гамма образований как магматического, так и ультраметагенного происхождения, в последнем случае включающая метасоматические и реоморфические породы.

Распространение всех указанных выше пород, хотя и охватывает всю площадь Алданского щита, подвержено определенной зональности, к сожалению, до сих пор не изученной. В свете имеющихся данных можно констатировать, что существует пространственная, возможно, и генетическая связь между гиперстенсодержащими породами тимптонской серии, в прошлом являвшимися вулканогенными образованиями, и дайками и пластовыми телами основных и ультраосновных пород, которые наиболее часто встречаются именно в поле распространения пород тимптонской серии.

Обращает на себя внимание распространение ультраметагенных интрузивных гранитоидных пород, которые особенно широко распространены в пределах Иенгрского литоплинта, где выделяются сплошные поля гранитизированных пород вместе с предельно трансформированными их представителями — метасоматическими гранитами

В этой же области распространены и различные реоморфические породы, связанные с явлениями анатексиса. За пределами Иенгрского литоплинта ультраметагенные образования встречаются реже и занимают относительно небольшие площади.

Весьма интересные явления отмечаются в распространении аляскитовых гранитов. Некоторые довольно обширные участки щита почти полностью лишены выходов аляскитов, в других, наоборот, они распространены повсеместно. Генезис аляскитовых гранитов мы считаем магматическим, поскольку состав и внешний облик этих гранитов не зависят от состава вмещающих пород и эти граниты везде сохраняют свои характерные особенности.

Формирование раннеархейских магматических пород осуществлялось в определенной последовательности, обусловленной развитием архейской подвижной области.

В наиболее ранний этап развития последней, приходящийся на время формирования пород тимптонской серии, произошло излияние лав андезитового и базальтового состава, впоследствии превращенных в гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы. Все эти породы были рассмотрены выше, поэтому описание их здесь не приводится. Надо отметить только, что излияние лав указанного состава происходило, по всей видимости, в морских условиях, что доказывается присутствием среди гиперстенсодержащих пород тимптонской серии таких образований, как мраморы, биотит-гранатовые гнейсы и др., имеющих, вероятно, первичноосадочное происхождение. Ко времени излияния лав приурочены и внедрения основной магмы, давшие мелкие пластовые тела и дайки габбро, габбро-норитов и норитов, почти полностью превращенных в амфиболиты.

Упомянутые выше основные породы в своем распространении отчетливо тяготеют к области проявления архейского вулканизма, т. е. к области распространения пород нижне- и верхнесуннагинской свит, сложенных гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Подобное совпадение, видимо, отражает генетическую общность между указанными выше породами.

Амфиболиты распространены в метаморфической толще Алданского щита довольно широко, но не все они относятся к ортопородам. Амфиболиты заведомо магматического происхождения с реликтами габброидных структур, как уже отмечалось, известны в поле распространения пород тимптонской серии и, в частности, в долине р. Алдана ниже Тимптона и в хребте Суннагин. В подобных неперекристаллизованных участках отмечаются габбровые, иногда аллотриоморфнозернистые структуры и следующие минералы, слагающие первичную породу — основной плагиоклаз ряда лабрадор—битовнит, пироксен, в нормальном габбро-диопсид-авгит и авгит, в норитах — гиперстен, амфибол и биотит, замещающие собой пироксены, иногда единичные зерна кварца и акцессорные минералы — циркон, апатит и рудный.

С основными породами в тесной связи находятся ультраосновные породы, представленные пороксенитами и перидотитами. Они образуют также дайки и согласные пластовые залежи небольшой мощности в толще гнейсов и кристаллических сланцев. Наиболее часто выходы их отмечаются в области Тимптоно-Учурского водораздела преимущественно в хребте Суннагин и в бассейне р. Гонама. Внешне эти породы мелко- и среднезернистые, почти черного цвета с легким зеленоватым оттенком. Структура их панидиоморфнозернистая.

Пироксениты — мономинеральные породы, состоящие в основном из пироксена. Последний представлен либо гиперстеном, либо авгитом в виде изометричных пластинчатых кристаллов. Авгит замещается бу-

рым амфиболом, а гиперстен — антигоритом с выделением по краям зерен магнетита. Из минералов-примесей в пироксенитах содержатся оливин и красно-бурый биотит. Среди пироксенитов отмечаются разновидности, содержащие в своем составе кроме гиперстена моноклинный пироксен — вебстериты.

Перидотиты сложены двумя минералами — оливином и пироксеном. В зависимости от состава последнего среди них выделяются лерцолиты и верлиты. В первых пироксен ромбический и моноклинный, во вторых — только моноклинный. Оливин, как правило, изменен и замещается бовлингитом, а пироксен — амфиболом. В обеих разновидностях содержится рудный минерал и в виде примесей — шпинель. В некоторых перидотитах отмечаются единичные зерна основного плагиоклаза — лабрадор-битовнита, намечающие связь между ультраосновными и основными породами, которая проявлена рядом переходных пород. Пироксены в перидотитах иногда значительно замещены амфиболом и в таких случаях переходят в горнблендиты. При метаморфизации ультраосновные породы превращаются в ультраосновные кристаллические сланцы или в карбонатные породы. Подобные вторичные карбонатные породы особенно часто встречаются на Тимптоно-Учурском водоразделе в области развития пород тимптонской серии.

После завершения раннего этапа магматической деятельности наступает продолжительный период складчатости и метаморфизации архейских осадочных толщ, сопровождающийся интрузией гранитной магмы и образованием ультраметагенных пород. Последовательность происшедших в это время событий следующая.

По-видимому, с возрастанием тектонической активности произошли наиболее ранние внедрения гранитной магмы, давшие мелкие, обычно согласные тела серых плагиогранитов — трондьемитов. Последние распространены среди кристаллических пород Алданского щита довольно ограниченно. Кроме того, из-за последующего разгнейсования этих гранитов и приобщения их к метаморфическому комплексу значительная часть их вообще не может быть выделена. Возможно, поэтому некоторые геологи относятся отрицательно к выделению плагиогранитов в качестве наиболее ранних интрузивных образований кислого состава. По данным Г. С. Горшкова (1944) и Ю. К. Дзевановского (1946), наблюдавших трондьемиты в Притимптонье, они представляют собой средне- и крупнозернистые массивные породы серого или буровато-серого цвета, состоящие из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаза и олигоклаза), калиевого полевого шпата, содержащегося в небольшом количестве или отсутствующего вовсе, кварца, биотита и амфибола. Акцессорные минералы — апатит, циркон, сфен, часто ортит и рудные. Более ранний возраст трондьемитов доказывается пересечением их гранитами последующих интрузивных фаз и, как уже отмечалось, метаморфизацией их и превращением в ортогнейсы.

Позднее образовались мясо-красные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты и кислые породы ультраметагенного происхождения, широко распространенные в области Алданского щита и особенно Иенгрского литоплинта. Последние породы охватывают широкую гамму образований от мигматитов различного типа до гранитов метасоматического и анатектоидного генезиса. По условиям образования мигматиты разделяются на две группы: 1) с гранитным веществом магматического (инъекционного) происхождения. Этот классический тип мигматитов широко распространен в пределах Алданского щита; 2) с гранитным веществом, возникшим в результате селективного плавления.

Метасоматическая гранитизация обязана калиевому метасоматозу, широко проявленному во всех сериях метаморфического комплекса, особенно в иенгрской, а образование анатектоидных гранитов связывается с локальным расплавлением гиперстеновых гнейсов, из которых и произошли чарнокиты.

Собственно магматические граниты в виде самостоятельных тел встречаются в пределах Алданского щита относительно редко в связи с тем, что их вещество было израсходовано на образование мигматитов. По наблюдениям Ю. К. Дзевановского, они представляют собой среднезернистые, иногда гнейсовидные породы мясо-красного цвета. По составу эти граниты биотитовые или биотит-амфиболовые. Из минералов, их составляющих, обычно присутствуют микропертит, плагиоклаз, кварц, редкие зерна буровато-зеленой роговой обманки и чешуйки красно-бурого биотита. Из второстепенных минералов в гранитах этой группы содержатся рудный минерал, апатит, иногда многочисленные зерна циркона и сфена. Структура биотит-амфиболовых гранитов гипидиоморфнозернистая, переходящая местами в гранобластовую и иногда в аплитовую. В лейкократовой составной части преобладает калиевый полевой шпат. Плагиоклаз занимает относительно подчиненное положение и представлен олигоклаз-андезином № 22—26. Кварц в виде ксеноморфных выделений составляет около 20% объема породы. Зерна амфибола и биотита немногочисленны, имеют неправильные контуры, встречаются иногда раздельно друг от друга.

Граниты этой группы, как уже отмечалось, в самостоятельных телах встречаются относительно редко. Единичные, в основном дискордантные тела эти граниты образуют в районе рек Элькена, Деса и др. (Алдано-Тимптонский водораздел). Местами они отчетливо гнейсовидны, часто катаклазированы. Внедрение указанных гранитов во времени совпало со складчатостью и метаморфизацией архейских первичноосадочных пород.

Параллельно с внедрением этих гранитов шло образование различных мигматитов и гранитов метасоматического и анатектоидного происхождения.

Мигматиты распространены в нижнеархейском метаморфическом комплексе чрезвычайно широко. По существу этот комплекс является сплошным мигматитовым телом. Независимо от того, каким путем образовались мигматиты, среди них выделяются следующие разновидности: послойные различных типов, глыбовые (агматиты), теневые и пр. Различные послойные мигматиты, как это отмечает З. Г. Ушакова (1955), развиваются по слоистым и сланцеватым метаморфическим породам, а глыбовые — по массивным кристаллическим сланцам основного состава, образующим ряд глыб, соединенных гранитным веществом. Последнее состоит главным образом из полевых шпатов — кислого плагиоклаза и микроклина, содержащихся в различных количественных соотношениях, и кварца. В качестве примесей присутствуют амфибол и биотит, акцессорные — апатит, циркон и рудный, а также реликтовые минералы вмещающих пород. Структура гранитного вещества обычно гранобластовая.

Как уже указывалось, метасоматические граниты обязаны своим происхождением калиевому метасоматозу, сопровождавшему мигматизацию, который отчетливо проявляется в связи с описанными выше мясо-красными биотит-амфиболовыми гранитами, а также в меньших масштабах с аляскитовыми гранитами; иногда он проявляется вне связи с гранитными интрузиями. Метасоматические преобразования метаморфических пород бывают настолько активны, что даже такие инертные породы, как кварциты, подвергаясь микроклинизации, пре-

вращаются в розоватые гранитовидные породы аляскитового состава. Значительные по площади поля подобных пород известны в бассейне верхнего течения р. Алдана (Сон-Тиит и др.). Метасоматической гранитизации подвергаются также и различные гнейсы и кристаллические сланцы, дающие разнообразный комплекс гранитовидных пород.

Анатектоидные граниты приурочены к выходам гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев тимптонской серии. Наиболее значительные массивы их известны в долине Алдана в районе больших излучин у впадения в него р. Суннагина, по р. Джелтуле при пересечении ее тропой Угено — Тырканда, в бассейне р. Гонама — по р. Хугде, ручью Давангра и в ряде других мест. Как отмечает З. Г. Ушакова, занимавшаяся изучением этих пород (1953), одной из характерных черт гиперстеновых гранитоидов является непостоянство их состава, проявленное в переходе гиперстеновых гранитов и гранодиоритов, распространенных наиболее широко, к более основным разновидностям (гиперстеновым диоритам и даже габбро-норитам).

Гиперстеновые граниты, гранодиориты и диориты имеют буровато-зеленоватый и зеленовато-серый цвет, обычно крупнозернистое сложение и состоят из плагиоклаза (от среднего до основного андезина), калиевого полевого шпата и кварца, отсутствующих в диоритах, гиперстена, а также диопсида, биотита и амфибола. Из акцессорных минералов обычны апатит и рудный.

В некоторых массивах отмечается переход от гиперстеновых диоритов до габбро-норитов.

Для всех указанных пород отмечается связь с гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами, выраженная как в минеральном составе, так и в постепенных переходах от гнейсов с их ориентированной текстурой до гранитов с массивным сложением. Наряду с такими постепенными переходами отмечаются и интрузивные контакты гиперстеновых гранитоидов с гнейсами, а также присутствие в гранитоидах гнейсовых ксенолитов, что говорит в пользу анатектоидного происхождения гранитоидов.

Как отмечалось выше, образование рассмотренных выше гиперстеновых гранитоидов произошло в момент мигматизации архейских гнейсов и кристаллических сланцев и интрузии мясо-красных биотит-амфиболовых гранитов. Верхний возрастной предел указанных гранитоидов определяется пересечением их аляскитовыми гранитами, завершающими архейский магматизм.

Аляскитовые граниты пользуются в пределах Алданского щита наиболее широким распространением. Они имеют отчетливо интрузивные контакты со всеми другими архейскими породами и часто содержат ксенолиты гнейсов и кристаллических сланцев. Аляскитовые граниты образуют маломощные (от долей метра до 10 *м* и более) согласные пластовые или же секущие дайковые тела в метаморфических породах. Иногда мощность их снижается до тонких инъекций. Состав аляскитовых гранитов — калиевый полевой шпат, обычно микроклин и реже ортоклаз, кислый плагиоклаз (олигоклаз) и кварц. Из акцессорных минералов в аляскитовых гранитах присутствуют магнетит, иногда апатит, реже циркон. В некоторых случаях в этих гранитах отмечаются единичные чешуйки биотита. Перечисленные минералы образуют крупные, реже средней величины зерна, дающие гипидиоморфнозернистую, иногда измененную пегматоидную, часто гранобластовую структуры.

По отношению к вмещающим породам аляскитовые граниты ведут себя по-разному. В одних случаях они совершенно инертны и имеют резкие контакты с гнейсами и кристаллическими сланцами.

В других случаях они сопровождаются зонами калиевого метасоматоза. Некоторые геологи считают на этом основании аляскитовые граниты метасоматическими образованиями. Однако этому выводу противоречит удивительно постоянный состав аляскитовых гранитов, не зависящий от состава вмещающих пород, выдерживающийся на всей площади Алданского щита. В этом отношении особый интерес представляют примеры пересечения аляскитовыми гранитами мраморов, которые и в этом случае остаются неизмененными, кроме отмеченных уже давно Д. С. Коржинским явлений их обесцвечивания.

Говоря о петрохимических особенностях аляскитовых гранитов, следует указать, что они являются какими-то остаточными продуктами гранитной магмы, поскольку содержание в аляскитовых гранитах таких характерных компонентов, как кремнекислота и окисные соединения железа, явно аномально. По содержанию кремнекислоты (от 72,93 до 74,84 вес. %) эти граниты относятся к категории пород повышенной кислотности. В то же время они, как это указывает Д. С. Коржинский, бедны фемическими молекулами (содержание $FeO+Fe_2O_3$ колеблется от 0,44 до 3,72%). Из сказанного следует вывод об остаточном генезисе гранитной магмы, давшей аляскитовые граниты. На этом основании Ю. К. Дзевановский рассматривает их в качестве гранитов второй фазы внедрения, относя к первой и наиболее ранней фазе связанные с ними мясо-красные биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, описанные выше.

Химический состав нижнеархейских гранитов приведен в табл. 2.

Таблица 2

Химический состав нижнеархейских гранитов (вес. %)

	1	2	3	4	Числ. характеристики	1	2	3	4
SiO_2	68,72	77,45	72,81	68,74	*a*	14,9	7,4	14,0	10,3
TiO_2	0,41	0,13	0,09	0,47	*c*	2,3	0,3	1,0	3,8
Al_2O_3	14,67	9,28	13,79	15,41	*b*	5,2	10,6	2,0	7,4
Fe_2O_3	1,75	7,03	0,48	0,97	*s*	77,7	81,7	83,0	78,3
FeO	2,00	0,38	1,64	1,85	*n*	61,8	77,6	41,8	68,4
MnO	0,08	—	0,01	—	*f'*	65,0	56,3	69,0	60,6
CaO	2,39	0,34	1,11	3,20	*m'*	23,5	4,2	7,0	35,0
MgO	0,78	0,32	0,07	1,22	*c'*	11,7	—	—	4,5
K_2O	4,00	1,20	6,24	3,72	*a'*	—	39,5	24,0	—
Na_2O	4,19	2,78	2,86	2,32	*Q*	23,1	48,3	37,0	22,7
H_2O	0,08	1,49	0,08	—	*a/c*	4,8	23,0	30,0	2,8
П.п.п.	0,48	—	0,32	0,80					
Σ	99,50	100,40	99,50	98,7					

1 — биотит-амфиболовый гранит, р. Дёс, Ю. К. Дзевановский, 1945 г.; *2* — аляскитовый гранит, р. Чуга, Е. М. Лазько, 1946 г.; *3* — аляскитовый гранит, р. Дёс, Ю. К. Дзевановский, 1945 г.; *4*—гиперстеновый гранит, р. Хугда, З. Г. Ушакова, 1947 г.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В эпоху становления Олекмо-Становой складчатой системы и Борсалинских приразломных прогибов произошло внедрение разнообразных магматических пород и широко проявились процессы ультраметагенеза, которые привели к образованию многочисленной группы гранитоидов. Особенностью ультраметагенеза этой эпохи является двукратное возникновение условий, благоприятных для регионального развития этого процесса: сначала в период развития Олекмо-Становой

складчатой системы, а затем в период развития Борсалинских приразломных прогибов. Выделяются следующие последовательно возникшие группы магматических и ультраметагенных пород: ультраметагенные гранитоиды раннего этапа, интрузии габброидов и диоритов амнуннактинского комплекса, ультраметагенные гранитоиды позднего этапа, интрузии гранитов чародаканского комплекса.

УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ РАННЕГО ЭТАПА

Ультраметагенез раннего этапа развивался в связи с общим процессом складчатости и регионального метаморфизма пород олекмостанового комплекса. В ходе этого процесса происходила ремобилизация раннеархейских гранитоидов в зоне сочленения с алданским комплексом, так как они представляли собой те образования, которые по своему составу явились наиболее низкотемпературными и неустойчивыми при новом повышении термодинамического потенциала. В начале позднеархейского ультраметагенеза в жестких, полностью консолидированных, нижнеархейских породах произошло образование трещин, по которым поднимались растворы основного фронта, приведшие к возникновению метасоматических диопсид-амфиболовых жил. Дальнейшее нарастание процесса способствовало появлению в архейском субстрате метасоматических гранитных жил, а в наиболее напряженных участках — широкой ремобилизации раннеархейских гранитов (граниты второго этапа гранитизации — по Н. Г. Судовикову, 1959, 1962). К этому времени, вероятно, и было приурочено повсеместное развитие ультраметагенных гранитоидов среди пород олекмо-станового комплекса. Ниже мы остановимся на характеристике главнейших типов горных пород рассматриваемого этапа.

Метасоматические диопсид-амфиболовые жильные породы развиваются по всем породам архея, включая аляскитовые граниты, и широко представлены в бассейне р. Чуги, где впервые были описаны Н. Г. Судовиковым (1956). По материалам этого исследователя, форма залегания метасоматических жил самая разнообразная — от прямолинейной до будинированной и деформированной в процессе позднеархейского ультраметагенеза. Мощность их от 5 *см* до нескольких метров. Жилы отчетливо зональны. Первая, внешняя, зона характеризуется замещением плагиоклаза вмещающих пород (гнейсов) микроклином. Следующая за ней вторая зона в процессе замещения полностью освобождается от кварца и биотита, по которым развиваются соответственно плагиоклаз и диопсид. Третья зона сложена только двумя минералами — диопсидом и плагиоклазом, основность которого при переходе от внешних зон к внутренним постепенно возрастает до андезина. Внутренняя, четвертая, зона имеет мономинеральный диопсидовый состав. Диопсид этой зоны обычно замещается амфиболом и биотитом. Образование подобных жил связано с «железо-магнезиально-кальциевым метасоматозом, который характеризуется преобладающим привносом магния» (Другова, 1959).

Ремобилизованные граниты и гранито-гнейсы слагают крупную зону субмеридионального простирания, размещенную вдоль Амгинского структурного шва (Миронюк, 1961, 1966). Указанные гранитоиды метасоматически замещают и прорывают раннеархейские гранито-гнейсы и аляскитовые граниты. Наблюдались включения в них сильно деформированных метасоматических диопсид-амфиболовых жил. Для пород этой группы характерны постепенные переходы через внешние пояса мигматитов к вмещающим породам и образование реоморфных и интрузивных гранитов во внутренних зонах. Состав гранито-гнейсов

и гранитов тесно связан с составом вмещающих пород, чем и объясняется качественное и количественное непостоянство их минерального состава. Здесь можно выделить разнообразную гамму гранито-гнейсов и гранитов — лейкократовых, биотитовых, роговообманковых, крайне редко пироксеновых. Наиболее распространены роговообманково-биотитовые разности. В гранито-гнейсах и гранитах центральной части этой зоны часто наблюдаются протоклаз, грануляция и бластез.

Породообразующие минералы — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка. Плагиоклаз (25—40%) обычно представлен олигоклазом № 20—29, редко андезином № 40 и образует гломеробластовые сростки. Форма зерен разнообразна. Наблюдается замещение плагиоклаза зеленой роговой обманкой, кварцем, слабая альбитизация. Калиевый полевой шпат (35—55%) обладает пертитовым строением, нечеткая микроклиновая решетка наблюдается не во всех разностях. Наравне с микроклином встречается и ортоклаз. Форма зерен — от крупных метабластов до мелких выделений в промежутках между зернами остальных минералов. Кварц (20—25%) заполняет промежутки между зернами других минералов, часто образует крупные агрегаты зерен, а также входит в состав мирмекита, реже слагает крупные единичные зерна, замещающие плагиоклаз. Биотит так же, как и другие цветные минералы, распределяется в породе неравномерно, иногда совсем отсутствует. Генезис биотита либо первичный, либо вторичный (по роговой обманке в местах сильной микроклинизации). Судя по единичным определениям показателя преломления, биотит описываемых пород имеет умеренную общую железистость (n_g=1,651—1,663, F=55—66%). Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, крайне редко бурой роговой обманкой, частично замещенной биотитом и магнетитом. Для этих пород характерно значительное содержание в некоторых из них рудных минералов — магнетита и ильменита, количество которых иногда превосходит содержание в породе всех цветных минералов, вместе взятых. Помимо бесформенных зерен магнетит часто образует правильные кристаллы. Вторичные минералы — серицит, эпидот, хлорит и рутил. Акцессорные — апатит, циркон, сфен, ортит, монацит. С этими породами связано много гранитных пегматитов типа ортотектитов, часто с крупными кварцевыми обособлениями.

Гранито-гнейсы и граниты широко распространены среди пород олекмо-станового комплекса. Они слагают самые различные морфологические типы мигматитов при преобладании инъекционных форм, образуют многочисленные поля гранитизированных пород и характеризуются постепенными переходами от слабо гранитизированных гнейсов и кристаллических сланцев через гибридные гранитоиды к полностью гомогенизированным гранитам.

Несмотря на такое массовое распространение этих пород, они не формируют сколько-нибудь значительных по площади выходов. Максимальные размеры полей гранито-гнейсов не более 250 *км*². Неоднородность состава текстур и структур, а также наследование особенностей строения вмещающих пород являются неотъемлемой и главной чертой гранито-гнейсов и гранитов рассматриваемой формации. Во многих случаях преобразование гнейсов и кристаллических сланцев в граниты, вероятно, происходило в относительно спокойной тектонической обстановке и не влияло на складчатые структуры гнейсовой толщи, оставаясь по отношению к ней гармоничным. Однако в некоторых местах, как, например, в долине Олекмы, возникновение гранито-гнейсов и гранитов сопровождается существенным преобразованием и усложнением складчатых структур. Так, вдоль долины Олекмы ни-

же устья р. Енюка в неширокой зоне ультраметагенеза образовалась узкая и крутая антиклиналь со сложным микроскладчатым узором на крыльях, сквозь который видны более спокойные складки в слабо гранитизированных породах, залегающих почти горизонтально.

Как уже указывалось ранее, петрографический состав гранитогнейсов и гранитов довольно разнообразный. Наиболее обычны лейкократовые, биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые разности, более редко встречаются гиперстеновые, клинопироксеновые и гранатовые гранито-гнейсы и граниты. Количественные соотношения главных породообразующих минералов — плагиоклаза, калиевых полевых шпатов и кварца — также подвержены значительным колебаниям. Наиболее устойчивым составом обладают гранито-гнейсы из мигматитов и мелких полей гранитизированных пород. В крупных телах гранитогнейсы более разнообразны главным образом за счет переменного содержания полевых шпатов. Структуры большинства пород гранобластовые, гетеробластовые, лепидобластовые, бластогранитные. Довольно часто встречаются порфиробластовые структуры, образуя своеобразный тип очковых гранито-гнейсов.

В этих породах плагиоклаз (30—60%) обладает довольно выдержанным составом — это олигоклаз № 21—23. В гиперстеновых, реже биотит-амфиболовых гранито-гнейсах присутствует андезин № 32—46, причем во всех случаях такие гранито-гнейсы развиваются по меланократовым кристаллическим сланцам с основным плагиоклазом. Плагиоклаз не всегда содержит отчетливые полисинтетические двойники. Форма зерен различная. Отдельные зерна обладают субидиоморфными очертаниями. Антипертит с решетчатым микроклином встречается часто, хотя и в небольшом количестве. Помимо обычных вторичных минералов — соссюрита и серицита — по плагиоклазу иногда развивается скаполит. В теневых гранито-гнейсах плагиоклаз слагает порфиробласты агрегатного строения, нередко вместе с более поздним калиевым полевым шпатом. Последний (10—40%) представлен как микроклином, так и более ранним ортоклазом. Микроклиновая решетка наблюдается не всегда. Криптопертит и микропертит наблюдаются в обоих калиевых полевых шпатах, но струйчатый пертит только лишь в микроклине, замещающем как плагиоклаз, так и ортоклаз.

Кварц также представлен минералами двух генераций — один находится в равновесии с калиевым полевым шпатом, другой более поздний. Цветные минералы — биотит, амфибол, клинопироксен, гиперстен — по своим оптическим константам не отличаются от подобных минералов вмещающих пород, за исключением тех случаев, когда определенно устанавливается их реакционное соотношение друг с другом. Это приводит к появлению обычно менее железистых разновидностей амфибола и биотита. Различия в показателях преломления n_g для амфиболов следующие: 1,700—1,684; 1,689—1,684 (уменьшение общей железистости на 5—7%); для биотитов: 1,661—1,653; 1,665—1,652 (уменьшение общей железистости на 5—8%). Явления низкотемпературного замещения — хлоритизация, серицитизация, окварцевание — постоянно сопутствуют цветным минералам. В измененном биотите иногда образуются многочисленные кристаллики рутила. В некоторых гранито-гнейсах устанавливается порфиробластической рост амфибола и гиперстена, образующих здесь крупные кристаллы. Акцессорные минералы распространены неравномерно, некоторые разновидности пород очень бедны ими, в других их суммарное количество достигает 1%. Это обычно магнетит, титаномагнетит, циркон, сфен, рутил, апатит, монацит и ортит. В тесной связи с развитием этих гранитоидов стоит образование пегматитов, полевошпатовых и кварцевых жил (рис. 42).

Анализируя химический состав верхнеархейских гранитоидов (табл. 3), можно сделать ряд выводов. Так, при ремобилизации нижнеархейских биотитовых гранитов отмечается привнос калия, алюминия и натрия и вынос щелочноземельных элементов. В ходе преобразования кристаллических сланцев в гранито-гнейсы происходят привнос калия, алюминия и незначительный вынос натрия попутно со щелочно-



Рис. 42. Послойные жилы пегматитов в мигматизированных породах архея. Долина Тыркана. Фото Е. П. Миронюка

земельными элементами. Гранито-гнейсы из зоны Амгинского структурного шва отличаются от гранито-гнейсов зон мигматизации большим содержанием калия, что находится в прямой связи с составом субстрата, подверженного ультраметагенезу (нижнеархейские аляскитовые граниты были уже ранее обогащены щелочами).

Таблица 3

Химический состав верхнеархейских гранито-гнейсов раннего этапа

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	59,78	62,24	69,84	70,04	70,46	72,00
TiO_2	0,73	0,53	0,29	0,33	0,28	0,09
Al_2O_3	16,57	17,25	14,89	12,43	13,78	14,66
Fe_2O_3	2,93	1,50	1,32	1,64	2,90	0,55
FeO	3,22	2,79	2,45	1,05	1,55	0,49
MnO	0,12	0,06	0,04	0,03	0,08	0,02
MgO	3,11	1,69	0,63	0,32	0,11	0,15
CaO	5,15	3,66	3,15	1,04	0,86	0,58
Na_2O	4,22	3,98	3,17	3,16	3,40	3,36
K_2O	1,75	4,91	2,99	5,72	6,00	7,12
H_2O^+	0,74	0,12	0,00	0,13	0,14	—
П.п.п.	1,51	0,82	0,41	0,44	0,47	0,50
H_2O^-	—	—	—	—	—	0,15
P_2O_5	0,31	0,37	0,25	—	—	—
S	0,01	0,01	—	—	—	—
Σ	100,25	99,93	99,56	100,33	100,03	99,67

Продолжение табл. 3

	1	2	3	4	5	6
a	12,0	16,3	11,2	14,7	16,0	17,1
c	5,3	3,7	3,8	0,7	1,0	0,7
b	12,7	7,7	5,3	3,2	4,3	1,8
s	70,0	72,3	79,5	81,4	78,7	80,4
a'	—	—	17,4	—	3,1	34,6
c'	9,2	10,8	—	16,3	—	—
f'	46,5	52,3	62,5	69,4	92,2	51,6
m'	44,3	36,9	20,0	14,3	4,7	13,8
n	79,0	59,5	61,4	45,1	48,2	41,9
t	0,9	0,6	0,3	0,3	0,3	0,1
φ	30,7	16,2	20,0	40,7	56,3	27,6
a/c	2,3	4,4	3	21	16	24,4
Q	+10,7	+8,3	+32,8	+32,4	+24,4	+25,9
Ni 10^{-3}	2	1	—	1	1	—
Co 10^{-3}	1	1	—	—	—	—
V 10^{-3}	20	2	2	2	сл.	1
Cu 10^{-3}	1	1	2	1	1	1
Pb 10^{-3}	12	2	1	—	5	5
Zn 10^{-3}	50	—	—	—	—	—
Ca 10^{-3}	5	5	5	5	5	2
Be 10^{-3}	1	1	1	1	1	1
Sc 10^{-3}	2	1	—	—	—	—
Mo 10^{-3}	—	—	—	—	—	1
Y 10^{-3}	5	2	—	1	5	5
Nb 10^{-3}	—	—	—	2	1	—
Sr 10^{-2}	20	20	5	—	3	3
Ba 10^{-2}	5	20	5	5	20	20
Zr 10^{-3}	20	30	5	50	50	—

1 — биотит-роговообманковый кристаллический сланец, р. Олекма; *2* — очковый роговообманково-биотитовый гранито-гнейс, замещающий кристаллический сланец, р. Олекма; *3* — биотитовый гранито-гнейс, р. Орюс-Миэле; *4* — биотитовый гранит раннего архея, р. Нелюка; *5* — биотитовый гнейсо-гранит, р. Нелюка; *6* — биотитовый гранит, метасоматически развивающийся по граниту.

Анализы выполнены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 4 и 6 — аналитик Гумбар, № 1 — аналитик И. А. Столярова) и Архангельской геологической партии (все остальные пробы — аналитик Е. С. Миронова).

ИНТРУЗИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД АМНУННАКТИНСКОГО КОМПЛЕКСА

Позднеархейские магматические породы амнуннактинского комплекса представлены метаморфизованными габбро-, габбро-диабазами, габбро-диоритами, диоритами, гранодиоритами, реже гипербазитами. Они образуют мелкие и средние трещинные интрузии, характеризующиеся приуроченностью к приразломным прогибам, заполненным породами борсалинской серии, и, таким образом, еще более оттеняют глубинность заложения многих региональных зон разломов. Ультраосновные породы образуют обычно мелкие штоки и дайки. Габброиды слагают крупные интрузии линзовидной и пластовой формы в толще гнейсов и сланцев борсалинской серии. Дайки их секут гранитизированные породы олекмо-станового комплекса. Интрузии диоритов и габброидов обычно залегают в породах борсалинской серии, по отношению к складчатости которых все интрузии амнуннактинского комплекса являются доскладчатыми и раннескладчатыми, дометаморфическими. Мелкие тела обычно недифференцированные, крупные — дифференцированы слабо с разделением на габбро и диориты, реже кварцевые диориты и гранодиориты. Максимальные размеры интрузий амнуннактинского комплекса составляют 15—20 *км* по протяженности

и 2—4 *км* в поперечнике. Во многих телах наблюдается зональное строение, обусловленное их неоднородной метаморфизацией с образованием краевой фации сланцеватых ортоамфиболитов различной мощности. Почти все интрузии, залегающие в породах борсалинской серии, сложены полнокристаллическими массивными, гнейсовидными либо неяснополосчатыми породами. При этом наблюдалось, что даже в случае пологосекущего контакта интрузий с вмещающими породами, направление гнейсовидности как в тех, так и в других является одинаковым. В крупных дайках, прорывающих породы олекмо-становой комплекса, встречаются порфировидные разности метагаббро и метагаббро-диабазов. Ниже приведено краткое петрографическое описание ведущих групп пород амнуннактинского комплекса: метагипербазитов, друзитов, метагаббро, метадиоритов, метапорфиритов, метагаббро-диабазов, ортоамфиболитов и ортосланцев.

Метагипербазиты довольно разнообразны по количественно-минералогическому составу. Судя по реликтам первичных минералов, в состав этой группы пород входят метаморфизованные дуниты, лерцолиты, пироксениты. Структуры метагипербазитов также очень разнообразны — от панидиоморфнозернистой до петельчатой, гранобластовой, лепидобластовой. Первичные минералы — оливин, гиперстен, бронзит, диопсид-авгит, вторичные — моноклинные амфиболы, серпентин, тальк, кальцит, флогопит.

Оливин высокомагнезиальный и относится к форстерит-хризолиту ($\pm 2V = 90—85°$, $n_g—n_p = 0{,}035—0{,}40$), присутствует в изометричных зернах, иногда содержащих включения рудного минерала. Ортопироксены в перидотитах представлены гиперстеном с характерным плеохроизмом, а в пироксенитах — бесцветным бронзитом ($\pm 2V = 90°$, $cNg = 2°$, $n_g—n_p = 0{,}018$, содержание $FeSiO_3$ 12%). Диопсид-авгит ($\pm 2V = 50—60°$, $cNg = 40—43°$) представлен как идиоморфными, так и ксеноморфными зернами. Из амфиболов наиболее распространен бесцветный или слабо плеохроирующий тремолит-актинолит, содержащий аденитовую молекулу ($—2V = 78—88°$ до $+90°$, $cNg = 13—20°$, $n_g—n_p = 0{,}015—0{,}030$) и замещающий оливин и пироксены. В некоторых разновидностях пород амфибол составляет до 80% их объема. Куммингтонит развивается по диопсид-авгиту в случае сильного метаморфизма гипербазитов. Судя по оптическим константам, он содержит 62% молекулы грюнерита ($+2V = 86°$, $cNg = 15°$, $n_g—n_p = 0{,}030$). Серпентины являются одними из наиболее распространенных минералов в этой группе пород и нередко почти целиком замещают оливин, пироксены и амфиболы. Помимо скоплений чешуек серпентинов (обычно хризотила, бастита, антигорита) иногда наблюдаются тонкие жилки наиболее позднего хризотила. Часто в срастках с серпентином присутствует тальк, содержание которого в породе может иногда повышаться до 80%, причем одновременно появляется много более позднего кальцита, замещающего не только тальк, но и серпентин. Как тальк, так и кальцит в некоторых случаях образуют мономинеральные и биминеральные жилки в серпентинитах, иногда тут же появляются жилки тремолит-асбеста мощностью до 10 *см*. Из других минералов наиболее обычен магнетит, большие скопления которого встречаются в серпентинитах, реже наблюдается флогопит, замещающий амфиболы. Акцессорные минералы немногочисленны и представлены магнетитом, титаномагнетитом, шпинелью (плеонастом либо пикотитом) и апатитом.

Друзиты обычно обладают бластогаббровой, венцовой структурой с элементами пойкилобластовой и дактилоскопической структур. Главные минералы: плагиоклаз, оливин, авгит, ортопироксен, амфибол, реже биотит и гранат.

Плагиоклаз (30—65%) представлен лабрадором № 52—66 и образует крупные удлиненные, иногда деформированные кристаллы с хорошим полисинтетическим двойникованием. Кристаллы обычно чистые и лишь в случае развития в них по мелким трещинам микроклина сильно соссюритизируются. Оливин (до 5%) наблюдается в виде крупных и мелких кристаллов, иногда содержит зерна рудного минерала, а также встречается в виде включений в авгите. Ортопироксен встречается редко и составляет не более 10% породы. Представлен гиперстен-бронзитом с 27% молекулы $FeSiO_3$ ($-2V=61°$, $n_g-n_p=0{,}011$), обладает резкой грубой отдельностью по первому пинакоиду. Авгит (15—40%) образует крупные кристаллы, переходящие при перекристаллизации в гранобластовые зерна. Нередко ассоциирует с оливином. Характеризуется следующими оптическими константами: $+2V=49°$, $cNg=40°$, $n_g-n_p=0{,}014$. Помимо первичномагматического авгита в породе часто присутствует и вторичный клинопироксен, возникший при метаморфизме породы.

Амфибол (4—5%) — вторичный минерал, участвует в строении венцовых оболочек. Так, совместно с биотитом амфибол образует кайму вокруг рудного минерала; вместе с гранатом, а иногда и шпинелью составляет внешнюю оболочку каймы вокруг оливина, ортопироксена и авгита, а также образует мономинеральные оторочки вокруг авгита. Обычно представлен зеленой роговой обманкой ($-2V=76°$, $cNg=22°$, $n_g-n_p=0{,}020$), иногда с простыми двойниками. Только в парагенезисе с гранатом и шпинелью наблюдалась светло-зеленая, слабо плеохроирующая маложелезистая роговая обманка.

Помимо описанных выше минералов иногда наблюдаются мелкие выделения кварца, нередко в диабластовом срастании с роговой обманкой, а также карбонат, цоизит и хлорит. Акцессорные минералы — рудный, апатит.

Метагаббро, метадиориты, метапорфириты, метагаббро-диабазы характеризуются близким минеральным составом, сходными структурами и поэтому рассматриваются вместе. Структуры этих пород бластогаббровые, бластоофитовые, бластопризматически-зернистые, гетеробластовые, бластопорфировидные. Ведущими минералами являются: плагиоклаз и роговая обманка, иногда встречаются кварц, микроклин, пироксен, биотит, куммингтонит и актинолит.

Плагиоклаз (40—70%) обычно представлен лабрадором, реже битовнитом № 78—82. В метаморфизованных диоритах содержится андезин № 34—49. Зерна плагиоклаза очень часто замещаются амфиболом, сопровождаясь иногда при этом грануляцией первого.

Изредка наблюдаются зональные плагиоклазы. Вторичные изменения выражены в соссюритизации, альбитизации, реже окварцевании и микроклинизации. Порфировидные вкрапленники сложены сильно измененным плагиоклазом. Амфибол (35—60%) в большинстве случаев представлен обыкновенной зеленой или сине-зеленой роговой обманкой, реже встречаются куммингтонит и актинолит. Роговая обманка образует довольно крупные как скелетные, так и цельные зерна. Судя по оптическим константам, роговая обманка является либо умеренно железистой ($n_g=1{,}683—1{,}693$, $F=44—56\%$), либо маложелезистой, отличающейся слабым плеохроизмом и небольшим углом cNg (8—10°). Куммингтонит ($-2V=82°$, $cNg=16°$, $n_g-n_p=0{,}032$) встречается вместе с обыкновенной роговой обманкой в некоторых разновидностях метагаббро-диоритов и метадиоритов. Актинолит ($n_g=1{,}655$, $F=15\%$) наблюдается не часто, образуя либо лучистые скопления кристаллов, либо неправильные зерна, постепенно замещающие роговую обманку.

Пироксен обычно представлен диопсид-геденбергитом ($+2V=61°$, $cNg=39—42°$) и встречается лишь как реликтовый минерал. Биотит в виде единичных чешуек наблюдается на контакте микроклина с роговой обманкой, а также замещает пироксен. Кварц (до 12%) в большинстве пород явно вторичный, возникающий при распаде плагиоклаза. Лишь в некоторых разностях метадиоритов, очевидно, имеется первичный кварц. Микроклин (до 5%) возникает при калиевом метасоматозе основных пород. Он замещает плагиоклаз и роговую обманку. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, серицит, лейкоксен. Акцессорные минералы — рудный (до 3,8%), сфен, апатит, редко циркон.

Ортоамфиболиты и ортосланцы образуют обычно краевые фации в массивах метагаббро, реже целиком слагают маломощные тела. Отличительной особенностью пород этой группы являются их отчетливая сланцеватость и линейность, обусловленные взаимно параллельной ориентировкой кристаллов амфибола вдоль контакта интрузий. Реже встречаются массивные разности, представленные, как правило, более лейкократовыми породами — ортосланцами. Структура — нематобластовая, гранобластовая, иногда гетеробластовая. Минеральный состав такой же, как и в описанной выше группе пород: плагиоклаз, кварц, амфибол, иногда биотит. Если содержание кварца почти всегда остается постоянным, составляя 1—8%, то количество плагиоклаза и амфибола изменяется от 10 до 90%.

Плагиоклаз в большинстве пород представлен андезином № 32—45, лишь в некоторых ортоамфиболитах с массивной текстурой был обнаружен битовнит № 74. Плагиоклаз обычно слагает зерна разной величины и лишь изредка подвергается соссюритизации. Кварц присутствует в виде отдельных мелких и крупных зерен, скоплений и в пойкилитовых включениях в амфиболе. Амфибол представлен несколькими разновидностями. Довольно редко встречается высокожелезистая зеленая роговая обманка, преимущественно гастингситовая ($-2V=83°$, $cNg=19°$, $n_g=1{,}699$, $F=61\%$), чаще встречается умеренно железистая зеленая и сине-зеленая роговая обманка с повышенным содержанием актинолитовой молекулы ($-2V=80—83°$, $cNg=13—16°$, $n_g=1{,}674—1{,}693$, $F=35—56\%$). Во многих сланцеватых ортоамфиболитах установлен амфибол ряда актинолит—тремолит с малой железистостью ($-2V=72—76°$, $cNg=10—14°$, $n_g=1{,}641—1{,}664$, $F=0{,}23\%$). Биотит чаще встречается в виде мелких единичных чешуек, реже образует скопления. В некоторых случаях он тесно ассоциирует с эпидотом. Величина общей железистости его колеблется от 30 до 65% ($n_g=1{,}620—1{,}660$). Вторичные минералы — эпидот, хлорит, серицит, акцессорные — рудный, сфен, апатит .

Как видно из приведенного описания, магматические породы амнуннактинского комплекса испытали региональный метаморфизм в условиях средних ступеней амфиболитовой фации.

Возраст интрузий амнуннактинского комплекса определяется довольно уверенно по тому, что они метаморфизованы одновременно с породами борсалинской серии и прорваны гранитоидами чародаканского комплекса.

Для пород амнуннактинского комплекса характерны (табл. 4) слабая дифференциация по составу, пониженное содержание щелочей по сравнению со средним составом габбро и диоритов ($a=2{,}5—10$), а также повышенное количество анортитовой молекулы во всех разновидностях ($c=5—10$). Для наиболее часто встречающихся элементов, таких, как никель, кобальт и хром, устанавливается следующее соотношение: $Ni \geqslant Cr > Co$.

Таблица 4

Химический состав верхнеархейских пород амнунактинского комплекса (вес. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO_2	46,78	47,20	47,90	47,96	48,00	48,40	48,96	49,04	49,92	50,30	50,38	51,18	51,34	53,64	55,04
TiO_2	1,38	0,72	1,50	2,62	2,63	0,82	0,79	1,02	1,01	0,46	1,29	0,30	0,78	1,43	0,42
Al_2O_3	14,23	15,80	13,58	15,23	12,95	14,54	15,26	16,06	13,65	17,45	16,27	15,26	19,15	17,71	17,36
Fe_2O_3	4,84	2,25	3,62	2,87	3,42	3,66	2,74	2,27	2,10	0,53	1,63	0,80	0,30	2,64	0,89
FeO	12,47	7,58	9,82	11,30	13,05	8,57	12,01	8,45	10,53	7,12	9,57	6,01	6,61	6,12	5,44
MnO	0,18	0,17	0,19	0,23	0,26	0,22	0,20	0,16	0,27	0,09	0,16	0,15	0,18	0,16	0,10
MgO	6,18	9,98	6,62	5,86	5,12	7,68	7,60	7,10	7,90	8,18	5,80	13,04	6,48	4,18	7,20
CaO	10,63	13,27	11,12	5,54	8,58	10,63	11,25	10,70	10,26	12,32	9,60	9,97	8,63	7,40	8,59
Na_2O	1,78	1,13	2,90	3,67	2,76	2,36	0,86	1,72	1,98	2,43	2,28	1,08	2,99	3,78	1,87
K_2O	0,40	0,40	1,00	0,83	0,57	0,35	0,20	0,40	0,08	0,45	1,00	0,14	0,38	2,00	0,39
H_2O		0,14	0,08	0,15	0,13	0,19			0,08	0,07		0,02	0,12	0,12	0,22
П.п.п.	0,95	1,66	1,66	3,85	1,66	2,21	0,70	2,27	1,84	0,97	1,84	1,93	2,63	0,81	2,52
P_2O_5	0,09	0,08	0,34	0,48	0,49	0,10	0,12	0,16	0,09	—	0,17	0,16	0,21	—	0,18
SO_3	0,10	—	—	—	—	—	0,10	0,10	—	—	0,10	—	—	—	—
S	—	—	—	0,24	0,12	—	—	—	0,02	—	—	Следы	0,04	—	—
Σ	100,01	99,97	100,02	100,78	99,79	99,78	100,79	99,45	99,68	100,37	100,09	100,04	99,84	99,99	100,21

1 — сланцеватый ортоамфиболит, р. Тарын-Урях; *2* — ортоамфиболит, р. Сыгыкта; *3* — ортоамфиболит, р. Торачан; *4* — метагаббро-диабаз, р. Курдикаткан; *5* — метагаббро, р. Чара; *6* — сланцеватый ортоамфиболит, р. Олекма; *7* — ортоамфиболит, р. Тарын-Урях; *8* — порфировое метагаббро, р. Торачан; *9* — сланцеватый ортоамфиболит, р. Эксечи; *10* — друзит, р. Нелюка; *11* — метагаббро, р. Чухухта; *12* — метагаббро, р. Тарынах; *13* — ортосланец биотит-амфиболовый, р. Алаткит; *14* — ортосланец биотит-амфиболовый, р. Алаткит; *15* — метагаббро-диорит, р. Темулякит. Анализы выполнены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 3 — Е. К. Автуховой; № 10 — В. А. Юсовой; № 14 — В. Н. Ильиной). Северо-Кавказского геологического управления (№ 1, 7, 8, 11, 15 — А. Баломытцевой), Архангельской геологической партии (№ 2, 3, 4, 5, 6, 9 — Г. А. Амплеевой, № 12 — Е. П. Козловой и Б. С. Мироновой).

УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ ПОЗДНЕГО ЭТАПА

Во время складчатости и метаморфизма пород борсалинской серии произошло образование гранито-гнейсов, гнейсо-гранитов и гранитов ультраметагенного происхождения с широко проявленной конечной стадией кремне-калиевого метасоматоза. С этим этапом связано появление мигматитов, преимущественно послойных, реже глыбовых. Значительные участки регионально метаморфизованных пород борсалинской серии очень слабо затронуты мигматизацией и не содержат ореолов гранитизированных пород, наибольшее количество которых тяготеет к крыльям необращенных синклиналей. По составу они сложены нормальными гранитами, гнейсо-гранитами биотитовыми и амфибол-биотитовыми с постоянным отклонением в сторону плагиоклазовых разностей, чем напоминают древнестановые гранитоиды (Коржинский, 1955; Дзевановский, 1958; Судовиков, 1964). В зонах тектонических разломов, ограничивающих прогибы, часто в процессе кремне-калиевого метасоматоза происходит преобразование гранито-гнейсов в плагиомикроклиновые гранито-гнейсы или в порфиробластовые метасоматические граниты.

Вне приразломных прогибов среди пород олекмо-станового комплекса в эту эпоху образовались небольшие интрузии гнейсо-гранитов, иногда гранодиоритов, которые имеют интрузивные контакты с ультраметагенными гранитоидами раннего этапа. Такие контакты наблюдались в долинах рек Хани, Олекмы, Конды и Токко. Большинство тел сложено гранитами либо гранодиоритами гнейсовидного облика. У контака наиболее крупных тел кое-где наблюдается зона инъекционных мигматитов. Невыясненное возрастное положение занимают бластопротокластические граниты, образующие довольно большие массивы (до 30 $км^2$) в верховье р. Конды и бассейне рек Орюсь-Миэле и Мурдуку. Они обладают рядом специфических петрографических особенностей и поэтому будут рассмотрены отдельно.

Гранито-гнейсы, гнейсовидные граниты и гранодиориты представлены серыми, светло-серыми, розовато-серыми породами. Они обычно среднезернистые, реже мелкозернистые, нередко мелкопорфиробластические, гнейсовидные или массивные. Структура гранобластовая, бластогранитная, гипидиоморфно-зернистая, катакластическая, порфиробластическая. Главные минералы — плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит и амфибол.

Плагиоклаз представлен олигоклазом № 19—28, количество которого изменяется в пределах от 55 до 30%, редко достигает 65%. Он образует идиоморфные кристаллы или зерна, по которым развивается микроклин, реже серицит, карбонат и кварц. Двойникование неотчетливое, иногда наблюдается мирмекит. Количество калиевого полевого шпата в плагиоклазовых гранитоидах составляет 5—15%, в нормальных разностях 20—40%, в фельдшпатизированных гранитоидах достигает 60%. Калиевый полевой шпат I генерации представлен микроклином с решетчатым двойникованием и без такового. Микроклин II генерации решетчатый, образует порфиробласты в зонах фельдшпатизации, часто содержит включения биотита, кварца, рудного минерала. Вдоль трещин спайности в микроклине иногда появляется лимонитизированный гематит.

Кварц слагает ксеноморфные зерна, нередко обладает волнистым и облачным угасанием. Вторичный кварц в виде амебовидных зерен замещает плагиоклаз, а также образует мирмекит. Биотит (1—6%) в гнейсовидных гранитах определяет текстуру породы. Наиболее обычные цвета плеохроизма по Ng — зеленоватые и бурые. Преобладают

биотиты с умеренной общей железистостью (n_g=1,643—1,667, F=48—70%), редко встречается биотит высокожелезистый (n_g=1,675, F=76). Амфибол — обыкновенная зеленая роговая обманка — встречен в некоторых гранодиоритах, а также в гранито-гнейсах, развивающихся по породам, обогащенным железом. Обладает сильным плеохроизмом и, судя по замерам показателя преломления в двух образцах умеренновысокой железистостью (n_g=1,690—1,695, F=58—62%). Из вторичных минералов, замещающих биотит и амфибол, помимо серицита и хлорита иногда встречаются эпидот и слабо плеохроирующий биотит. Из акцессорных минералов наиболее распространены магнетит и ортит, образующие крупные скопления в гранито-гнейсах и особенно в пегматитах инъекционного типа; кроме перечисленных минералов иногда встречаются вторичный сфен, апатит, циркон, монацит.

С гранито-гнейсами связаны крупные и иногда довольно многочисленные жилы блокового пегматита с биотитом, магнетитом и ортитом.

Бластопротокластические гнейсо-граниты представляют собой разнозернистые белые, розовато-белые и серые породы и залегают обычно у зон дробления, к которым приурочены интрузии основных пород амнуннактинского комплекса. Все массивы подобных пород залегают среди гнейсов олекмо-станового комплекса и в числе многочисленных ксенолитов содержат иногда мраморы. Текстура бласто-протокластических гнейсо-гранитов неоднородная, такситовая, что связано с пятнистым распределением цветных минералов, структура бластопротокластическая, катакластическая, гранобластовая, бластогранитовая. Наиболее характерны породы с разнозернистым сложением, обусловленным их протоклазом и последующим бластезом. В некоторых из них среди гранобластовой мелкозернистой кварц-микроклин-плагиоклазовой массы содержатся крупные (до 4 *мм*) включения плагиоклаза, кварца, реже амфибола с неправильными очертаниями.

Плагиоклаз (олигоклаз № 23—25, редко №19) в количестве 90—50% сдвойникован и местами содержит антипертиты замещения. В мелкозернистой гранобластовой массе олигоклаз чистый, во включениях изменен. Наблюдается проникновение мелкозернистого гранобластового агрегата по трещинкам в крупные зерна плагиоклаза. Решетчатый микроклин, иногда пертитовый, присутствует в переменном количестве (до 50%) и образует как единичные зерна и агрегатные скопления в породе, так и выполняет мелкие жилки в плагиоклазе.

Кварц (15—30%) во вмещающей массе равномернозернистый, ксенобластовый, распределен неравномерно. Во включениях большей частью образует крупные агрегатные скопления зерен, иногда гранулирован. Линзы гранулированного кварца огибают крупные включения плагиоклаза. Биотит редок в этих породах и локализуется в меланократовых участках. Более распространен амфибол (8—10%) — обыкновенная роговая обманка (—$2V$=70°, cNg=20°, n_g—n_p=0,021). Она образует неправильные зерна иногда довольно крупных размеров (до 3 *мм*). Нередко амфибол встречается в составе мелкозернистой гранобластовой массы. Наблюдались включения амфибола в плагиоклазе. Зеленая роговая обманка замещается бледно-зеленым амфиболом и хлоритом. В диоритовых разностях, обычно у сильно контаминированных эндоконтактовых зон, встречается актинолитизированный клинопироксен, где его количество достигает в отдельных случаях 15%.

Породы ультраметагенной формации позднего этапа обладают (табл. 5) повышенным содержанием натрия, за исключением фельдшпатизированных гранитоидов, а также нормальным содержанием глинозема и низким содержанием рассеянных и редких элементов. Из

Таблица 5

Химический состав верхнеархейских гранито-гнейсов и гранитов позднего этапа

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	62,40	65,40	66,20	71,08	72,0	73,32
TiO_2	0,96	0,61	0,42	0,32	0,24	0,36
Al_2O_3	16,12	16,29	16,42	15,06	14,13	13,85
Fe_2O_3	2,20	0,74	1,56	0,67	1,14	0,67
FeO	2,92	1,04	1,97	1,16	1,07	0,80
MnO	0,11	0,11	0,06	0,03	0,03	—
MgO	2,84	0,60	1,28	0,58	0,69	0,25
CaO	2,07	2,44	4,12	3,49	1,89	1,54
Na_2O	5,42	4,22	4,55	5,55	4,86	2,43
K_2O	1,36	6,89	1,92	0,86	2,91	5,86
H_2O^+	—	—	0,07	0,07	0,02	0,12
П.п.п.	2,80	0,43	0,50	0,51	0,67	0,43
H_2O^-	0,19	0,12	—	—	—	—
P_2O_5	0,37	0,19	0,26	0,08	—	0,09
CO_3	—	Следы	—	—	—	—
S	0,01	—	—	—	—	—
Σ	98,77	99,08	99,33	99,46	99,65	99,72
a	14,0	19,1	12,9	13,3	14,5	13,6
c	2,5	1,3	4,7	3,3	1,9	1,9
b	11,9	4,6	5,7	3,5	3,4	2,1
S	71,6	75,0	76,7	79,9	80,2	82,4
a'	20,6	—	—	—	—	21,9
c'	—	44,2	6,1	25,5	10,0	—
b'	39,4	33,8	54,8	47,1	56,6	59,3
m'	40,0	22,0	39,1	27,4	33,4	18,8
n	85,2	48,2	79,5	91,0	71,5	39,0
t	1,1	0,8	0,5	0,9	9,25	0,3
φ	16,0	—	22,0	78,0	—	2,5
a/c	5,7	14,7	2,7	4,1	7,6	7,15
Q	+12,7	+10,5	+22,9	+29,9	+29,5	+35,7
Ni 10^{-3}	—	—	1	1	—	1
Co 10^{-3}	—	—	1	—	—	—
V 10^{-3}	2	—	5	1	2	1
Cu 10^{-3}	20	—	—	1	1	2
Pb 10^{-3}	—	—	—	2	2	2
Ga 10^{-3}	5	—	5	5	2	2
Sa 10^{-3}	—	—	1	1	—	1
Y 10^{-3}	—	—	—	1	—	1
Sr 10^{-2}	1	—	5	5	2	5
Ba 10^{-2}	5	—	5	3	5	5
Zr 10^{-3}	20	—	20	5	20	10

1 — биотитовый гранодиорит, р. Сагар; *2* — бластопротокластический гранит клинопироксеновый, р. Конда; *3* — биотитовый гранито-гнейс, р. Яелах; *4* — биотитовый гнейсо-гранит, р. Тас-Мизлях; *5* — лейкократовый гнейсо-гранит, р. Конда; *6* — биотитовый гнейсо-гранит, р. Олекма.

Анализы выполнены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 5 — аналитик Е. К. Автухова), Архангельской геологической партии (№ 1, 3, 4, 6 — аналитик Виноградова), Якутского геологического управления (№ 2 — аналитик С. А. Балюзнева).

последних многие встречены в количестве меньше кларкового — это ванадий, хром, молибден, свинец, цинк, иттербий и ниобий.

ГРАНИТОИДЫ ЧАРОДАКАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Гранитоиды чародаканского комплекса, позднеархейские ультраметагенные гранито-гнейсы позднего этапа, а также габброиды амнунактинского комплекса содержатся в гальке конгломератов чародакан-

ской свиты в верховьях р. Олдонсо. Они слагают самые различные по размерам однофазные массивы (площадью до 1500 $км^2$), сосредоточенные преимущественно в горст-антиклинориях, разграничивающих приразломные прогибы, выполненные метаморфическими породами борсалинской серии. Большинство массивов обладает удлиненной, реже неправильной формой. Ориентировка их согласуется с простиранием основных структур вмещающих пород, хотя по отношению к некоторым, конкретно наблюдаемым складчатым структурам они являются иногда дискордантными. Фациальное разнообразие гранитоидов определяется значительным развитием гнейсовых, порфиробластических, массивных, а иногда и трахитоидных текстур, а также усложнением состава краевых фаций, в которых помимо биотитовых гранитов появляются биотит-амфиболовые и лейкократовые граниты, гранодиориты, редко граносиениты. Контакты с вмещающими породами очень сложные. Очень часто вокруг массивов возникают зоны инъекционных мигматитов, реже ореолы фельдшпатизации. Большинство гранитоидов имеют розово-серый, зеленовато-серый, серый, красновато-серый, темно-серый цвет и средне-крупнозернистое сложение. Структура их аллотриоморфнозернистая, бластогранитовая, гранобластовая, порфиробластовая. Главные минералы — плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит; второстепенные — амфибол, мусковит, эпидот, пироксен.

Плагиоклаз (30—60%) является наиболее идиоморфным минералом и повсеместно замещен вторичными продуктами (соссюритом и серицитом), местами обладает антипертитовым строением. В гранитах плагиоклаз представлен олигоклазом № 20—29, в граносиенитах олигоклазом № 18, в гранодиоритах андезином № 34. Помимо средних по величине зерен, олигоклаз слагает порфиробласты. Микроклин-пертит обычно решетчатый и его среднее содержание в породе 25—40%, хотя в некоторых мелких массивах его количество повышается до 65%. Образует мелкие и крупные зерна, а также порфиробласты. Очень часто на границе зерен микроклина и плагиоклаза располагается кайма альбита, а в середине отдельных зерен отмечаются включения кварца и измененного плагиоклаза. Кварц (25—35%) присутствует как в средне-мелкозернистых зернах, так и в мирмеките. В некоторых случаях отмечалось замещение плагиоклаза кварцем. Биотит (5—7%) отсутствует только в немногочисленных лейкократовых гранитах, являясь ведущим из цветных минералов описываемых гранитоидов. Образует различные по размерам чешуйки, местами мусковитизируется. Биотит отличается густыми тонами цветов плеохроизма, что, по-видимому, связано с его высокой железистостью (n_g=1,656—1,680, F=60—80%). Реже наблюдается маложелезистый биотит (n_g= —1,637, F= =44%).

Амфибол — обыкновенная зеленая и сине-зеленая роговая обманка — встречается чаще всего в гранодиоритах, крайне редко — в гранитах у контакта их с основными кристаллическими сланцами. Пироксен встречается очень редко. В одних случаях он представлен диопсид-авгитом ($+2V$=59°, cNg=43°), в других — диопсид-жадеитом ($+2V$=66—70°, cNg=48°, n_g—n_p=0,020—0,022, бесцветный по Np, иногда светло-голубовато-зеленый). Мусковит наблюдается в виде крупных чешуек как вторичный минерал, развивающийся по биотиту и плагиоклазу, и в некоторых случаях прорастает кварцем. Эпидот (до 4%) встречается довольно часто в составе описываемых пород, образуя мелкие и средние зерна. Акцессорные минералы — рудный (до 3%), апатит, циркон, сфен, ортит, гранит и турмалин.

С гранитоидами чародаканского комплекса связана многочисленная серия жильных пород — преимущественно аплитов, пегматитов

(биотитовых и мусковитовых), реже кварцевых и пирит-кварцевых жил.

По химическому составу (табл. 6) граниты чародаканского комплекса относятся к группе нормальных с повышенной щелочностью (за счет большого содержания калия), пересыщенных глиноземом. Для

Таблица 6

Химический состав гранитоидов чародаканского комплекса

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	76,00	75,34	72,24	68,75	67,18	66,23
TiO_2	0,05	0,05	0,73	0,43	0,63	0,49
Al_2O_3	13,91	12,88	14,75	14,78	14,08	14,73
Fe_2O_3	0,60	0,34	0,43	1,70	3,51	1,88
FeO	0,31	0,51	0,92	1,63	1,43	2,68
MnO	—	—	Следы	0,03	0,08	0,07
MgO	0,11	0,12	0,25	0,74	0,99	2,01
CaO	1,55	0,63	1,15	1,95	2,11	2,78
Na_2O	3,82	1,96	3,58	3,28	3,56	3,20
K_2O	3,07	6,50	5,43	4,52	6,00	3,93
H_2O^+	0,03	—	—	0,16	0,12	—
П.п.п.	0,57	0,64	0,55	1,44	0,57	1,67
H_2O^-	—	0,12	—	—	—	0,13
P_2O_3	0,03	0,08	0,09	0,27	0,34	0,27
Cr_2O_3	—	—	—	Следы	—	—
SO_3	—	—	—	—	0,02	0,01
Σ	100,05	99,67	99,52	99,69	100,62	99,48
a	12,3	13,3	15,1	13,8	16,2	12,0
c	1,7	0,8	1,3	2,4	1,7	3,4
b	8,3	3,1	3,5	5,4	6,8	9,9
s	77,7	82,8	79,8	38,4	75,3	74,7
a'	86,0	54,2	38,0	22,5	—	6,8
c'	—	—	—	—	11,8	—
f'	12,0	39,6	52,0	35,0	63,7	59,1
m'	2,0	6,2	10,0	22,5	24,5	34,1
n	61,0	31,7	50,0	52,3	47,0	58,5
t	0,0	0,0	0,2	0,5	0,3	0,5
φ	9,0	25,0	31,0	?	43,0	32,6
a/c	7,0	16,9	11,6	5,8	9,5	3,5
Q	+29,1	+38,2	+28,1	+27,0	+16,5	+21,6
Ni 10^{-3}	—	1	—	1	—	—
Co 10^{-3}	1	—	—	1	—	—
V 10^{-3}	1	—	—	20	20	20
Cu 10^{-3}	1	2	2	20	5	20
Pb 10^{-3}	5	5	2	3	—	—
Zn 10^{-3}	—	—	—	10	—	—
Ga 10^{-3}	5	5	5	30	2	5
Be 10^{-3}	1	1	1	1	—	—
Y 10^{-3}	—	1	—	—	—	1
Sr 10^{-2}	2	1	3	2	2	1
Ba 10^{-2}	2	5	2	10	2	2
Sr 10^{-3}	5	20	20	20	1	20
Ca 10^{-2}	—	—	—	10	—	—
La 10^{-2}	—	—	—	3	—	—

1 — биотитовый гранит, р. Оломокит; *2* — лейкократовый гранит, р. Яелах; *3* — биотитовый гранит, р. Орюс-Миэле; *4* — эпидот-биотитовый гранит, р. Олдонсо; *5* — биотитовый гранит, р. Эсекенях; *6* — биотитовый гранит, р. Чара.

Химические анализы выполнены в химических лабораториях Архангельской геологической партии (№ 2, 6, 4 — аналитик Г. А. Амплеева), Северо-Западного геологического управления, (№ 3, 1 — аналитики Виноградова и Зубова), Якутского геологического управления (№ 5 — аналитик С. А. Балюзнева).

них характерно постоянство преобладания железа над магнием, что указывает на не очень высокую температуру кристаллизации. Для некоторых разновидностей гранитов чародаканского комплекса характерны повышенные содержания меди, превышающие кларковые, в то время как многие иные рассеянные и редкие элементы встречаются в количестве ниже кларкового (хром, молибден, цинк, скандий, иттербий и ниобий).

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Нижнепротерозойские магматические и ультраметагенные породы до последнего времени уверенно выделялись лишь только в крайней западной части Алданского щита, в районе хребтов Кодар, Удокан, Каларского, где были описаны М. М. Мануйловой, Л. И. Салопом и Г. Л. Падалкой. Мелкие магматические тела были выявлены также Е. М. Лазько в центральной части щита. Исследованиями последних лет доказано широкое распространение нижнепротерозойских интрузий в бассейне рек Олекмы и Чары, а также на Олекмо-Алданском междуречье. Размещение продуктов магматизма находится в прямой зависимости от интенсивности тектонических движений этого времени, ослабевавших в направлении с юго-запада на северо-восток в сторону Иенгрского литоплинта. Основная их масса сосредоточена в окрестностях Удоканского прогиба, менее значительное количество приурочено к грабенам Олекминского авлакогена. В пределах Иенгрского литоплинта обнаружены лишь единичные мелкие тела. В ходе развития нижнепротерозойского магматизма выделяются три крупных этапа, знаменующих образование самостоятельных комплексов магматических или ультраметагенных пород: интрузии основных пород каларского комплекса, ультраметагенные гранитоиды и интрузии гранитоидов чуйско-кодарского и ярогинского комплексов.

ИНТРУЗИИ ОСНОВНЫХ ПОРОД КАЛАРСКОГО КОМПЛЕКСА

В этот комплекс объединены многочисленные, но небольшие интрузии основных пород, развитые на всей рассматриваемой территории.

Силлы и дайки габбро-диабазов и диабазов этого комплекса группируются нередко в рои субширотного и субмеридионального простираний. Интрузии этого комплекса, залегающие среди нижнепротерозойских образований, обычно приурочены либо к трещинам пластовой отдельности (силлы), либо к более крутым трещинам тектонической сланцеватости (дайки, небольшие штоки). Углы падения даек колеблются от 20 до 90° при средней протяженности 1—3 *км*. Там, где дайки залегают в архейских породах, они обычно крутонаклонные (70—90°), имеют большую протяженность (в среднем 3—4 *км*) и мощность в пределах от первых метров до 150 *м* (в среднем 15—30 *м*). Мощность даек находится в прямой зависимости от их протяженности, контакты — обычно резкие, прямолинейные. Строение даек и силлов в основном связано с влиянием охлажденного контакта, вблизи которого появляются порфировидные фации и уменьшается зернистость пород. В центральной части некоторых тел залегают нормальные габбро.

Петрографический состав пород рассматриваемой группы очень простой и существенно изменяется лишь при их метаморфизации, поэтому метадиабазы и метагаббро-диабазы будут описаны отдельно.

Габбро, габбро-диабазы и диабазы, редко долериты обладают массивным сложением (редко порфировым) и темным цветом. Структура

габбровая, габбро-офитовая, диабазовая. Породообразующие минералы — плагиоклаз, клинопироксен и продукты его изменения.

Плагиоклаз представлен андезином и лабрадором, иногда наблюдается в виде порфировидных выделений. Серицитизация и соссюритизация его незначительны. Клинопироксен по своим оптическим константам близок к авгиту ($+2V=48—55°$, $cNg=44—47°$, $N_g—N_p=0{,}025$). Зерна его имеют изометрическую или призматическую форму. Кварц присутствует лишь в хорошо раскристаллизованных разностях пород, где образует ксеноморфные зерна и агрегаты из них. Вторичные минералы автометаморфического происхождения не всегда уверенно отличаются от метаморфических новообразований, хотя в некоторых шлифах наблюдалось замещение бледно-зеленого актинолита более поздней сине-зеленой роговой обманкой, возникшей при региональном метаморфизме указанных пород. Вторичные минералы: — волокнистая роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот, серицит, лейкоксен, скаполит, акцессорные — магнетит, титаномагнетит, апатит, иногда сфен. В тонких трещинах габбро-диабазов и диабазов отмечаются иногда вкрапленность сульфидов и чешуйки слюды.

Метаморфизованные габбро-диабазы и диабазы обычно сохраняют свои текстурные особенности, но структура их изменяется до бластоофитовой. Состав пород также изменяется. Помимо таких обычных минералов, как основной плагиоклаз и клинопироксен, появляются амфибол, кварц, биотит, альбит-олигоклаз. Плагиоклаз замещается альбитом либо олигоклазом, в котором нередко сохраняются реликты лабрадора, как правило, сильно соссюритизированного. Клинопироксен замещается сине-зеленой роговой обманкой, которая при усилении метаморфизма превращается в крупные скелетные монокристаллы. Плагиоклаз при этом целиком перекристаллизовывается в олигоклаз-андезин. В равновесии с ним и вновь возникшей роговой обманкой сохраняются крупные зерна эпидота (либо цоизита), изредка в породе появляется гранат. Процесс метаморфизации обычно сопровождается появлением зерен кварца, а при привносе щелочей — биотита, развивающегося по роговой обманке и титаномагнетиту. Появление зеленой роговой обманки определяет максимальную степень метаморфизации этих пород, достигающую низких ступеней амфиболитовой фации. Акцессорные минералы те же, что и в неметаморфизованных габбро-диабазах. Химический состав габбро-диабазов и диабазов из даек и мелких штоков приведен в табл. 7.

В экзоконтактах даек диабазов и габбро-диабазов отмечается ороговикование нижнепротерозойских песчаников. Мощность зон ороговикованных пород не более 30 *см*. Верхняя возрастная граница рассмотренных интрузий определяется прорыванием их гранитами чуйско-кодарского и ярогинского комплексов, а также фактом метаморфизации вместе с вмещающими их нижнепротерозойскими породами. Вышеизложенные данные позволяют относить эти интрузии к доскладчатым образованиям габбро-диабазовой формации.

УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ГРАНИТОИДЫ

В ходе складчатости нижнепротерозойских пород в условиях резкого изменения технического режима в пределах Удоканского прогиба и прилегающих районах произошло образование ультраметагенных пород: гранито-гнейсов, гранитов, граносиенитов и сиенитов. Все они возникли в ходе естественного развития одного крупного процесса, связанного с подъемом тепловых потоков, метаморфизацией осадочных

Таблица 7

Химический состав пород каларского комплекса

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	56,39	52,70	52,00	51,84	51,02	50,54	50,34	50,20	50,08	48,38	57,18	57,84	49,16
TiO_2	0,20	1,17	1,77	1,05	1,39	1,12	1,38	1,05	0,93	1,37	1,33	0,76	0,53
Al_2O_3	14,98	13,62	15,75	13,94	14,38	13,64	16,08	14,34	13,98	13,62	14,25	16,36	15,30
Fe_2O_3	8,90	2,02	2,17	3,00	1,25	5,01	3,69	3,70	3,69	7,32	2,05	2,62	1,73
FeO	8,40	8,63	9,69	9,38	9,41	8,76	8,62	10,40	7,33	10,44	9,01	5,27	7,39
MnO	0,19	0,20	0,16	0,12	0,22	0,19	0,17	0,22	0,20	0,21	0,16	0,13	0,17
MgO	3,22	6,12	4,21	5,83	7,09	5,23	5,80	5,74	8,15	4,55	3,21	3,66	9,69
CaO	7,04	8,83	7,94	8,48	10,11	9,38	9,39	9,22	9,77	7,65	6,90	5,95	9,27
Na_2O	2,75	2,40	3,36	2,30	2,57	2,50	2,40	2,50	1,60	3,95	2,60	3,00	1,85
K_2O	1,44	1,56	1,86	1,48	0,36	1,36	0,89	1,14	1,70	0,60	1,50	0,35	0,58
H_2O^+	0,21	0,27	0,12	0,40	0,16	0,40		0,34	0,18	0,19	0,10	0,16	0,07
П.п.п.	1,54	2,65	0,56	3,00	2,37	2,12	0,70	0,82	2,60	1,08	0,41	3,25	4,00
P_2O_5	—	—	0,40	0,13	0,13	0,14	0,21	0,19	0,05	0,29	—	0,35	0,09
Σ	100,26	100,17	99,49	100,55	100,46	99,99	99,67	99,88	100,08	99,65	99,70	99,90	99,83
a	7,4	7,7	9,6	7,3	6,2	7,6	6,7	7,3	6,0	9,7	8,1	7,4	5,0
c	6,1	5,8	5,9	5,7	6,6	5,4	7,6	6,0	6,4	4,3	6,4	7,3	8,0
b	19,9	26,0	22,8	26,4	28,0	28,0	26,0	28,3	29,7	29,3	18,2	14,7	29,3
s	65,6	61,0	61,7	60,7	59,2	59,0	59,7	58,4	57,9	56,7	67,3	70,6	57,7
Q	+8,3	+1,3	—1,7	+0,9	—0,6	—2,6	—1,6	—3,8	—2,6	—10,3	+12,0	+19,1	—2,6
a'	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
c'	13,4	21,8	17,5	18,0	20,5	22,0	15,8	18,6	18,6	17,2	11,9	2,5	12,2
f'	58,9	38,7	50,7	44,3	36,6	46,0	45,5	47,0	34,8	56,2	57,8	2,5	30,4
m'	27,7	40,0	31,8	37,7	42,9	32,0	38,7	34,4	46,6	26,6	30,3	45,0	57,4
n	75,0	69,6	78,3	69,8	91,1	72,7	80,0	75,4	59,0	91,0	72,4	94,0	83,0
t	0,8	1,7	2,5	1,6	2,1	1,6	2,1	1,6	1,4	2,1	1,8	0,9	0,7
φ	17,9	6,3	8,6	10,0	3,9	15,2	12,3	11,1	10,6	38,5	9,2	1,6	5,3
a/c	1,4	1,4	1,6	1,8	0,9	1,4	0,9	1,2	0,94	2,3	1,3	1,0	0,6

1 — диабаз, левобережье р. Куринг-Тувэ, колл. Е. П. Миронюка, аналитик Л. А. Поленова; *2* — диабаз, басс. р. Калара, колл. Е. С. Бобина, 1953 г.; *3* — габбро-диабаз, бассейн р. Чины, колл. А. И. Ямпольского; *4* — габбро-диабаз, водораздел рек Саку — Наминга, колл. А. И. Ямпольского; *5* — диабаз, хребет Кодар, колл. А. А. Арсеньева; *6* — габбро-диабаз, левый берег р. Бол. Икабья, колл. В. С. Шульгиной; *7* — габбро-диабаз, левый берег р. Мал. Торы, колл. Е. П. Миронюка, аналитик А. Беломытцева; *8* — габбро-диабаз, левый берег р. Бол. Икабья, колл. В. С. Шульгиной; *9* — габбро-диабаз, басс. р. Саку, колл. А. И. Ямпольского; *10* — габбро-диабаз, басс. р. Хани, колл. Е. П. Миронюка, 1962; *11* — метадиабаз, ручей Ловушка, колл. Е. П. Миронюка, аналитик Е. К. Автухова; *12* — метадиабаз, р. Хани, колл. Е. П. Миронюка; *13* — метадиабаз, гора Ынгар-Хая, колл. Е. П. Миронюка.

пород удоканской и субганской серий и ремобилизацией архейских гранитов. Выделяются два этапа в этом процессе: образование ультраметагенных гранито-гнейсов и гранитов и образование существенно метасоматических гранитов, граносиенитов, сиенитов.

В пределах Якутии ультраметагенные гранитоиды раннепротерозойского возраста впервые были выделены М. З. Глуховским. Было отмечено, что повсеместно в ядрах и на крыльях крупных поднятий, где на поверхность выходят самые нижние части разреза удоканской серии, обнажаются и ультраметагенные гранитоиды. Они либо залегают на контакте разновозрастных образований, либо слагают отдельные небольшие куполообразные и валообразные структуры среди нижнепротерозойских пород. Их максимальные размеры не превышают 5—8 *км*^{2}. Для всех этих структур — моноклиналей, куполов и валов — характерна грубая зональность. С одной стороны размещаются архейские диафторированные породы, с другой — сильно метаморфизованные нижнепротерозойские образования. Масштабность развития гранитоидов определяется степенью нижнепротерозойской гранитизации более древних образований и находится с ней в тесной зависимости. Ультраметагенные гранитоиды распространены по внешнему обрамлению Удоканского синклинория и отсутствуют внутри него, отчего не наблюдается здесь типичных окаймленных куполов, которые характерны для многих районов развития протерозоид. Это, по-видимому, связано с большой величиной эрозионного среза на крыльях Удоканского синклинория и в обрамляющей его антиклинорной зоне, где сейчас вскрыты корневые части гранитизированных куполов.

Ультраметагенные гранитоиды представлены, как правило, гнейсовыми фациями, массивные разности встречаются редко, степень гомогенизации довольно значительная. Со стороны своего внешнего контакта эти породы всегда контактируют с метаморфическими породами архея. По мере приближения к области господствующего развития гранитоидов в узкой зоне (не более 1 *км*) появляются мелкие послойные (0,1—0,6 *м*) и пологопадающие тела гранито-гнейсов, за которой следует область сплошного распространения гнейсовидных гранитов, вначале довольно меланократовых, за счет послойного обогащения слюдами из вмещающих пород. Образование гранитоидов, по-видимому, связано с ремобилизацией верхнеархейских гранито-гнейсов и гранитов на границе структурных этажей в термодинамических условиях амфиболитовой фации, которые, вероятно, возникали повсеместно в пределах Кодаро-Удоканского метаморфического пояса.

Внешний облик описываемых пород очень однообразен. Это преимущественно серые, светло-серые, иногда розовато-серые, среднезернистые породы с гнейсовидной, реже массивной и мелкопорфиробластовой текстурой. Господствующие структуры: гранобластовая, гетеробластовая, бластогранитная, порфиробластовая, гипидиоморфнозернистая. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит; второстепенные — мусковит, амфибол. Плагиоклаз (30—50%) встречается в виде неправильных зерен, реже таблитчатых кристаллов. Представлен слабо сдвойникованным олигоклазом № 13—20, реже олигоклазом № 24—28. Плагиоклаз замещается кварцем и микроклином. Микроклин наблюдается постоянно в количестве не менее 25% (до 45%), образуя мелкие и средние ксеноморфные зерна, группирующиеся иногда в небольшие агрегаты. Различаются микроклины без пертита и с тонкоструйчатым пертитом. Кварц обычно содержится в пределах 20—32%, реже встречаются граниты с повышенным содержанием кварца (до 42%), что связано с высокотемпературным окварцеванием породы, сопровождающимся мусковитизацией. В граносиенитах содержание

кварца сокращается до 10%. Помимо небольших отдельных зерен и их скоплений кварц образует крупные (до 1 *см*) очковые выделения.

Биотит (2—10%) зеленовато-бурый, темно-зеленый, красновато-бурый и бурый. В некоторых случаях наблюдается повышение густоты цвета биотита у лежачего бока межформационных тел гранитоидов, сопровождающееся повышением их общей железистости (до 80% против обычной 35—60%). Амфибол встречается редко и представлен зеленой роговой обманкой, иногда биотитизированной. Мусковит всегда присутствует как вторичный минерал, развивающийся по биотиту. Акцессорные минералы обычно немногочисленны: апатит, рудный, циркон, сфен, монацит.

С описываемыми гранитоидами связаны небольшие сегрегационные выделения пегматоидных гранитов, биотитовых пегматитов типа ортотектитов и кварцевых мономинеральных жил. Ультраметагенные гранитоиды прорываются гранитами первой фазы чуйско-кодарского комплекса.

Метасоматические граниты, граносиениты и сиениты возникли в условиях интенсивного кремне-калиевого метасоматоза. С ранее описанной группой гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов они имеют постепенные переходы или четкие контакты, интрузивный характер которых не доказан. В своем размещении зона метасоматических гранитов и сиенитов повторяет очертания межформационных тел ранее охарактеризованных гранито-гнейсов. Образование ее связывается с процессом развития и становления Кодаро-Удоканского метаморфического пояса происходившим в эпоху раннепротерозойских деформаций. Это обстоятельство позволяет отнести обе группы пород к единой ультраметагенной формации.

Рассмотрим петрографическую характеристику пород отдельно для двух их основных разновидностей: 1) гранитов и граносиенитов; 2) сиенитов. Граниты и граносиениты обладают бластогранитной, грано-бластовой и гетеробластовой структурами. Главные минералы — плагиоклаз, микроклин, кварц, амфибол, биотит. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 20—27, обычно образует мелкие средние зерна неправильной формы. Реже встречаются более крупные зерна таблитчатой формы. Микроклин размещен в породе неравномерно. Встречается как в виде крупных порфиробласт, так и в виде мелких ксеноморфных выделений. Порфиробласты содержат множество реликтов плагиоклаза, а также включения кварца, реже биотита; иногда в них наблюдается пертит замещения. Кварц образует крупнозернистые скопления линзовидной формы. Помимо этого, он встречается в составе кварц-плагиоклазовых агрегатов, в мирмеките, а также как наиболее поздний минерал, замещающий плагиоклаз и микроклин.

Содержание цветных минералов, главным образом биотита, очень изменчиво — от 4—6 до 12—15%. Крупные чешуйки биотита окаймляют очковые выделения полевых шпатов. Судя по показателям преломления, он отличается высокой железистостью (n_g=1,670—1,675, F=72—85%). Мелкие чешуйки бурого биотита встречаются в виде включений в зернах плагиоклаза. Амфибол — сине-зеленая роговая обманка — присутствует в сростках с биотитом и в то же время иногда замещается им. Судя по показателям преломления, амфиболы отличаются высокой железистостью (n_g=1,710—1,715, F=75—90%). Акцессорные минералы — циркон, ортит, лейкоксен, реже сфен и апатит. М. З. Глуховский отмечает присутствие в гранитах единичных знаков молибденита, халькопирита, флюорита, монацита, галенита, рутила, турмалина, пирита, магнетита, ильменита и анатаза.

Сиениты — средне- и крупнозернистые породы, обладают аллотриоморфнозернистой структурой и на 50—95% состоят из микроклина. Постоянно присутствует незначительное количество кварца (2—8%), иногда плагиоклаза (до 30%). Цветные минералы большей частью представлены биотитом и амфиболом в количестве 1—5%. Изредка встречаются эгирин-авгит, гранат, сфен. Плагиоклаз состава олигоклаза иногда антипертитовый, замещается микроклином, нередко содержит мирмекитовые выделения кварца. Микроклин решетчатый, иногда каолинизированный, образует основную массу породы, содержит мелкие включения плагиоклаза, реже биотита. Кварц ксеноморфный, замещает микроклин. Биотит встречается в виде чешуек небольших размеров, обладает четким плеохроизмом в бурых тонах, изредка развивается по амфиболу. Амфибол представлен двумя генерациями. Бурая роговая обманка — более ранний амфибол — замещается обыкновенной зеленой и сине-зеленой. Гранат встречается обычно вблизи контакта с архейскими породами и образует скопления мелких кристаллов. Эгирин-авгит наблюдался в сиенитах, содержащих ксенолиты пироксеновых кристаллических сланцев. Акцессорные минералы — сфен, магнетит, циркон, реже ортит, апатит.

Химический состав пород ультраметагенной формации иллюстрируется несколькими анализами гнейсо-гранитов и гранитов (табл. 7, 8), из которых видно, что среди них преобладают нормальные и субщелочные разности.

Таблица 8

Химический состав нижнепротерозойских ультраметагенных гранитоидов

	1	2	3	4
SiO_2	73,70	70,82	70,70	70,08
TiO_2	0,11	0,46	0,30	0,31
Al_2O_3	15,09	14,01	14,03	14,13
Fe_2O_3	0,62	1,01	0,04	0,71
FeO	1,24	0,87	2,91	3,01
MnO	0,05	0,04	0,04	0,03
MgO	0,79	0,31	0,96	0,08
CaO	1,17	1,89	2,15	1,76
Na_2O	2,93	4,48	3,43	3,74
K_2O	4,02	4,56	4,81	5,06
H_2O	0,11	0,12	—	0,21
П.п.п.	0,40	0,37	0,28	0,28
P_2O_5	—	—	0,11	0,09
Σ	100,43	99,94	99,26	99,49
a	11,4	16,1	14,1	
c	1,3	1,7	2,1	
b	8,5	2,7	4,8	
s	78,8	79,5	79,0	
a'	57,0	—	—	
c'	—	20,5	11,1	
f'	27,8	61,5	55,5	
m'	15,2	18,0	33,4	
n	48,0	60,0	51,8	
t	0,5	0,5	—	
a/c	8,8	9,5	6,7	
Q	+33,5	+25,1	+27,7	

1 — биотитовый гранито-гнейс, ручей Ловушка; *2* — биотитовый гнейсо-гранит, мусковитизированный, ручей Ловушка; *3* — гнейсовидный гранит, верховье правого притока р. Саку, колл. М. З. Глуховского; *4* — метасоматический гранит, р. Хани, колл. М. З. Глуховского.

Анализы выполнены в химических лабораториях ВСЕГЕИ (№ 2 — аналитик Е. К. Автухова) и ЛГУ (№ 1 — аналитик Л. А. Поленова).

ГРАНИТОИДЫ ЧУЙСКО-КОДАРСКОГО И ЯРОГИНСКОГО КОМПЛЕКСОВ

Состав интрузий довольно простой — они сложены разнообразными гранитами, гранодиоритами, диоритами и граносиенитами и объединены на хребте Удокан Л. И. Салопом в чуйско-кодарский магматический комплекс. В бассейне р. Олекмы интрузии этого возраста выделяются под названием ярогинского комплекса. Наиболее крупные массивы гранитов чуйско-кодарского комплекса находятся в центральной части хребта Удокан, а также на хребтах Кодар и Каларском. Крупные массивы залегают либо в толще нижнепротерозойских отложений, либо у тектонической границы между ними и архейскими породами, образуя таким образом типичные пограничные тела, либо размещены в архейских породах. Большое количество ксенолитов вмещающих пород в кровле многих массивов свидетельствует о малой величине их эрозионного среза, хотя нельзя утверждать, что она повсеместно одинакова. Форма залегания интрузий чуйско-кодарского комплекса очень сложная.

Пограничные плутоны, а также тела, залегающие среди архейских пород, представляют собой крутонаклонные трещинные массивы с изометричной и линзовидной формой. Они в основном размещаются конформно с тектоническим контактом в жесткой раме. Массивы, размещенные среди нижнепротерозойских отложений, по мнению ряда исследователей, являются дискордантными и обладают крутыми углами падения.

В последнее время появилось мнение о том, что интрузии чуйско-кодарского комплекса, залегающие в Удоканском синклинории, представлены либо отдельными лополитами, либо останцами одного колоссального лополита. Действительно, многие геологи описывают умеренно крутые и даже пологие углы падения подошвы этих массивов (углы 10—45°) как в сторону массивов, так и от них (А. А. Вишневский, Б. А. Микайлов. В. С. Федоровский, В. С. Шульгина, А. И. Ямпольский). Все это может свидетельствовать лишь о том, что форма залегания их очень сложная. Мелкие тела имеют форму штоков и даек.

По отношению к складчатым структурам рассматриваемые гранитоиды являются послескладчатыми. Внедрение гранитоидов, чуйско-кодарского комплекса происходило в три фазы: первая фаза — гранодиориты и граниты биотит-амфиболовые и биотитовые; вторая фаза — граниты биотитовые и двуслюдяные; третья фаза — диоритовые порфириты, гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Во всех больших массивах магматические породы первой фазы пользуются преимущественным распространением. Интрузии гранитоидов ярогинского комплекса (преимущественно однофазные мелкие штоки и дайки) сложены породами, петрографически тождественными породами второй фазы интрузий чуйско-кодарского комплекса.

Основной петрографической группой пород первой фазы являются средне- и крупнозернистые граниты, часто порфировидные, серые и розовато-серые. Текстура гранитов массивная или трахитоидная за счет плоскопараллельной ориентировки кристаллов микроклина, достигающих размеров $1 \times 2{,}5$ *см*^{2}. Иногда порфировидные выделения представлены плагиоклазом.

Граниты обычно крупнозернистые, нередко порфировидные, среднезернистые. Структура гипидиоморфнозернистая, порфировидная, иногда протокластическая. Породообразующие минералы — плагиоклаз, микроклин, кварц, амфибол, биотит. Плагиоклаз — андезин № 30—35 в биотит-амфиболовых гранитах, в биотитовых гранитах — олигоклаз № 24—26. Изредка встречается олигоклаз № 10—15. Количество плагиоклаза колеблется от 20 до 50% и обычно либо равно содержанию

микроклина в породе, либо больше его. Лишь для некоторых разновидностей гранитов, особенно в Кеменском и Крестяхском массивах, отмечается преобладание микроклина над плагиоклазом (вплоть до появления аляскитов). Плагиоклаз часто сильно изменен — соссюритизирован, серицитизирован, альбитизирован и замещен микроклином. Микроклин (25—60%) обычно решетчатый, пертитовый. Содержит иногда включения различных минералов, имеющихся в породе. Кварц в количестве от 20 до 35% встречается в самой различной форме: в виде крупных зерен, мелких агрегатов зерен, мирмекита и мелких жилок. Все это указывает на наличие нескольких генераций его.

Амфибол (до 8%) обычно сильно плеохроирует, образует идиоморфные кристаллы и неправильные зерна в ассоциации с биотитом, сфеном и магнетитом. Относится к обыкновенной зеленой роговой обманке с довольно высокой железистостью (n_g=1,698—1,706). Биотит (3—8%) является основным цветным минералом гранитов, плеохроирует от темно-бурого до темно-зеленого (почти непрозрачного) цвета по *Ng*, что связано с высокой общей железистостью (F=38—82%, n_g=1,633—1,682). Иногда биотит совместно со сфеном и магнетитом образует обособленные шлиры в граните размером до 10 *см*. Вторичные минералы — альбит, кварц, эпидот, серицит, хлорит, лейкоксен. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, титаномагнетитом, цирконом, апатитом, ортитом, монацитом, рутилом, оранжитом, пиритом и редко ксенотимом. Из постмагматических минералов присутствуют флюорит, топаз и молибденит.

Граносиениты во многом напоминают вышеописанные граниты. В них, как правило, меньше кварца (10—15%), более кислый плагиоклаз и повышенное содержание микроклина (до 86%). В апикальных частях граниты часто постепенно сменяются гранодиоритами и диоритами серыми, темно-серыми биотит-амфиболовыми, крайне редко — амфибол-пироксеновыми. Следует отметить, что, несмотря на то, что гранодиориты и диориты по многочисленным наблюдениям в Альтуальском, Чулангдинском и других массивах представляют фацию гранитов, они же иногда встречаются и в ксенолитах этих гранитов, а в бассейне Олекмы и Чуги образуют даже небольшие самостоятельные штоки. Очевидно, в таких случаях мы наблюдаем приповерхностную и краевую фации гранитов, кристаллизация которых происходила в условиях резкого охлаждения. Гранодиориты особенно характерны для Икабьеканского, Кабаканского, Альтуальского и Чулангдинского массивов. Редко встречаются граносиениты, образующиеся обычно либо в зоне эндоконтакта при сильной дисиликации магмы, связанной с влиянием карбонатных пород, либо среди гранитов при условии значительного привноса щелочей в последнюю стадию кристаллизации магмы. В отдельных случаях граносиениты тесно связаны с аляскитовыми гранитами.

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты обладают средне- и крупнозернистым, иногда порфировидным сложением. Структура этих пород аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, криптовая, призматическизернистая, иногда с элементами гранобластовой. Главные минералы — плагиоклаз, микроклин, кварц, амфибол, биотит, пироксен. Плагиоклаз (49—50%) представлен обычно андезином № 35—45 (очень редко лабрадором № 52—53), образующим призматические кристаллы с простыми и полисинтетическими двойниками. Иногда плагиоклаз образует пойкилитовые включения в микроклине, крайне редко бывает зональным. Микроклин (до 30%) встречается в виде зерен, выполняющих интерстиции между плагиоклазом и цветными минералами, а также в крупных кристаллах. Микроклин, обычно решетчатый, содержит включения плагиоклаза, цветных и акцессорных минералов.

Кварц присутствует почти постоянно (от 1 до 10%), нередко замещается микроклином.

Амфибол (5—15%) представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, иногда с простыми двойниками. При наличии в породе клинопироксена, что бывает крайне редко, замещает его. Клинопироксен (до 2%) либо бесцветный, либо слабо зеленоватый по *Ng*. Встречается в виде кристаллов неправильной формы и относится к ряду диопсид — геденбергит ($+2V=55—60°$, $cNg=41—45°$). Биотит (5—10%) зеленый, зеленовато-бурый, редко красновато-бурый встречается в виде отдельных чешуек и скоплений. Общая железистость 40—60% ($n_g=1{,}635—1{,}656$). Вторичные минералы — альбит, кварц, хлорит, эпидот, серицит, акцессорные — апатит, сфен, циркон, магнетит, титаномагнетит.

Граниты второй фазы образуют множество мелких тел — даек и штоков площадью до 5 $км^2$. Кроме этого, многочисленные самостоятельные однофазные интрузии, слеженные этими гранитами (дайки и массивы площадью не более 35 $км^2$), размещены иногда вне поля основных выходов магматических пород первой фазы. Граниты второй фазы как мезократовые, так и лейкократовые, светло-серого, розовато-серого и розового цвета, средне- и мелкозернистые. Они хорошо раскристаллизованы, обладают массивной текстурой и образуют характерные мелкие трещинные и пластовые интрузии. По составу граниты преимущественно биотитовые и двуслюдяные. Структура их гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная, криптокластическая. Породообразующие минералы — плагиоклаз, микроклин, кварц, биотит, мусковит.

Плагиоказ представлен, как правило, короткопризматическими кристаллами и агрегатами мелких зерен и по составу относится к олигоклазу (№ 18—24 и 12—16). Часто наблюдается обрастание основного олигоклаза кислым. Количество плагиоклаза колеблется от 30 до 60%. Он всегда преобладает над микроклином. Лишь в мелких дайках соотношение бывает обратное. Микроклин (20—35%) с микропертитом, иногда со струйчатым пертитом, решетчатый, нередко представлен монокристаллами. Присутствует как в виде идиоморфных кристаллов, так и в ксеноморфных зернах. Наблюдается замещение микроклином плагиоклаза, сопровождаемое образованием мирмекита.

Кварц (25—35%) образует средние и крупные ксеноморфные зерна, иногда обладает волнистым угасанием. Встречается в виде включений в плагиоклизе и в то же время может замещать микроклин. Биотит (до 6%) обладает резким плеохроизмом в бурых и зеленых цветах, по *Ng* иногда почти непрозрачен. Замещается мусковитом, который в некоторых случаях находится в равновесном соотношении с биотитом. Количество мусковита не превышает 5%. В некоторых разновидностях гранитов, особенно широко распростаненных в бассейне верхнего течения р. Алдана, появляется повышенное количество турмалина. Вторичные минералы — серицит, эпидот, хлорит, лимонит. Акцессорные минералы обычно немногочисленны и представлены цирконом, апатитом, ортитом, магнетитом, сфеном; постмагматические — флюоритом и молибденитом.

В третью, заключительную, фазу произошло внедрение даек и жил разнообразных порфиритов и порфиров. Они развиты крайне ограниченно — в Чулангдинском массиве. Мощность даек не превышает 5 *м*, протяженность до 1 *км*, редко 10—15 *км*. По составу дайки сложены диоритовыми порфиритами, кварцевыми порфирами и гранит-порфирами. Структуры их порфировые, иногда полифировые, афировые с микрогранитной, микроаплитовой и микрофельзитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены обычно плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем, а в порфиритах еще и роговой обманкой, реже биотитом. Количество вкрапленников от 10

до 25%. Основная масса плагиоклазовая, кварц-двуполевошпатовая. Часто порфиры и порфириты сильно ожелезнены, полевые шпаты серицитизированы, соссюритизированы, карбонатизированы и пелитизированы, цветные — замещены хлоритом и эпидотом. Акцессорные минералы в породах — апатит, рудный, циркон, иногда монацит, а в порфиритах еще дополнительно сфен и циркон.

С кислыми магматическими породами этого возраста связана многочисленная группа жильных образований, преимущественно аплитов, пегматитов и гидротермальных жил, крайне редко лампрофиров. Все они прорывают породы второй фазы, их соотношение с порфирами и порфиритами неизвестно. Пегматиты преимущественно блоковые, реже графические, зональные или массивные, очень разнообразны по составу. Преобладают слюдяные (биотитовые и мусковитовые), мусковит-турмалиновые, гранат-мусковит-турмалиновые, менее распространены биотит-амфиболовые и редкометальные разности. Гидротермальные проявления, связь которых с этим комплексом является во многих случаях спорной, представлены гематит-кварцевыми, галенит-кварцевыми, галенит-сфалерит-кварцевыми, полевошпато-кварцевыми и кварцевыми (в том числе хрусталеносными) жилами.

Как отмечалось выше, описываемые интрузии прорывают нижнепротерозойские отложения удоканской серии и гранитоиды ультраметагенной формации. Верхняя возрастная граница менее определенная. Известно лишь то, что на размытой поверхности рассматриваемых гранитов залегают верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения. По многочисленным определениям абсолютного возраста слюд из этого комплекса, выполненным калий-аргоновым методом, возраст интрузий 1900±100 млн. лет. Как показывает изучение петрохимических особенностей гранитоидов чуйско-кодарского комплекса (табл. 9), они относятся к нормальным гранитам, обычно пересыщенным глиноземом с устойчивым преобладанием калия над натрием. Граниты второй фазы отличаются повышенной кремнекислотностью (SiO_2=70,80—74,29%). Одной из интересных особенностей гранитов этого возраста является возрастание содержания в них щелочей в направлении с запада на восток, по мере приближения к более устойчивым участкам Алданского щита от пород чуйско-кодарского к породам ярогинского комплекса.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивная деятельность в позднем протерозое имела характерные особенности платформенного магматизма. Следствием ее проявления явилось образование даек весьма однообразных диабазовых пород, распространенных на территории всей Южной Якутии, а также образование в восточных частях региона ультраосновных щелочных интрузий концентрически-расслоенного (центрального) строения, завершающих позднепротерозойский магматизм.

Магматические образования западной части Южной Якутии представлены дайками основных пород торского комплекса. Статистический анализ их простираний, основанный на 346 замерах, показывает, что 73% всех даек имеют северо-восточное простирание. Они группируются в протяженные региональные рои, достигающие центральных областей Алданского щита. Представляется возможным выделить четыре крупных роя таких даек: каларо-нимгерский, удокано-томмотский, олондинский и ниректинский. Рои даек север-северо-западного простирания не являются столь протяженными и располагаются главным об-

Таблица 9

Химический состав гранитоидов чуйско-кодарского и ярогинского комплексов

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	64,92	78,12	72,62	73,46	73,56	70,05
TiO_2	0,90	0,10	0,40	0,18	0,13	0,63
Al_2O_3	15,00	10,56	13.56	13,52	14,03	13,94
Fe_2O_3	1,60	0,10	0,15	0,73	1,02	1,50
FeO	5,37	2,14	2,87	1,67	0,50	1,96
MnO	0,09	0,08	—	0,04	—	0,04
MgO	1,51	0,71	0,77	0,34	0,68	0,99
CaO	2,79	1.05	1,45	1,28	0,72	1,49
Na_2O	2,27	1,94	3,02	3,22	2,26	3,75
K_2O	3,23	4,91	4,56	4,64	6,42	4,99
H_2O^+	0,34	—	0,06	0,24	0,09	0,14
П.п.п.	1,04	0,44	0,34	0,31	0,81	0,52
P_2O_5	0,35	0,22	—	0,14	—	0,10
S	—	—	—	—	—	0,03
Σ	100,41	100,12	99,80	99,77	100,21	100,13
a	11,8	10,8	12,8	13,4	13,5	15,1
c	3,4	1,2	1,7	1,5	0,8	1,5
b	10,4	3,4	5,8	3,7	5,8	4,9
s	74,4	84,6	80,2	81,4	79,9	78,5
a'	13,1	7,6	24,6	29,1	46,7	—
c'	—	—	—	—	—	5,4
f'	62,7	6,4	51,9	56,4	34,4	60,8
m'	24,2	32,0	23,5	14,5	18,9	33,8
n	61,0	36,0	50,0	51,0	35,0	53,0
t	1,1	0,09	0,4	0,2	0,2	0,7
φ	13,1	3,7	2,5	14,5	26,7	24,3
a/*c*	3,5	9,0	7,5	8,9	16,9	10,0
Q	+21,8	+46,4	+33,1	+34,5	+32,0	+25,3

1 — биотитовые граниты и биотит-амфиболовые гранодиориты, I фаза (среднее из 3 анализов), Алтуальский массив; *2* — биотитовый гранит, массив Кампангра, колл. Ю. Г. Горелова; *3* — биотитовый гранит, там же, II фаза, колл. Ю. Г. Горелова; *4* — двуслюдяные и лейкократовые граниты, Саку-Ханинский массив, II фаза (среднее из 8); *5* — биотитовые, двуслюдяные и лейкократовые граниты ярогинского комплекса, басс. Чуги (среднее из 6); *6* — биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, Крестяхский массив, I фаза (среднее из 5).

разом в бассейне р. Чары и особенно на ее левобережье, где они, вероятно, представляют южные ветви более крупных роев, распространенных в северо-восточной части Патомского нагорья вблизи от системы Жуинских разломов.

Протяженность отдельных даек в указанных роях достигает 10—15 *км* при мощности до 300 *м*. Дайки обычно крутопадающие (60—90°) в архейских породах и более пологие (15—25, редко до 60°) в гранитоидах чуйско-кодарского комплекса, где они (по В. С. Федоровскому) приурочены к трещинам пластовой отдельности и выделяются в доросский магматический комплекс. Такое пологое падение даек при их значительной мощности обусловливает широкую площадь их выхода (до 5—7 $км^2$). Состав даек торского комплекса довольно простой. Большинство слагающих его петрографических групп различаются лишь степенью раскристаллизации и представляют, таким образом, фациальные разновидности однофазных интрузий габбро, кварцевых габбро-диабазов, диабазов и конга-диабазов.

Габбро, кварцевые габбро, габбро-диабазы и диабазы представляют собой массивные породы темно-серого и черного цвета от крупно- до мелкозернистых. Структура их панидиоморфнозернистая, габбро-офитовая и офитовая. Главные минералы — плагиоклаз, клинопироксен; второстепенные — кварц, ортопироксен, рудный, калиевый полевой шпат. Плагиоклаз присутствует в виде идиоморфных таблитчатых кристаллов длиной до 2 *мм* и представлен андезин-лабрадором и лабрадором. Клинопироксен образует субидиоморфные кристаллы и представлен либо авгитом, либо диопсид-геденбергитом. Авгит (?) бесцветный с хорошей призматической спайностью, часто с простыми двойниками. Диопсид-геденбергит ($+2V=50—58°$, $cNg=39—48°$) бледно-зеленый и наблюдается как в виде субидиоморфных кристаллов, так и ксеноморфных зерен. Ортопироксен встречается обычно крайне редко. Кварц появляется в породе при возрастании количества плагиоклаза (до 60%). В диабазах эти два минерала образуют микропегматитовые сростки. Рудный минерал представлен обычно титаномагнетитом, образует ксеноморфные зерна и включения в пироксенах. Вторичные минералы — амфибол, хлорит, эпидот, акцессорные — апатит, циркон и рутил.

Конга-диабазы по внешнему виду мало чем отличаются от вышеописанных пород. Структура их офитовая, габбро-офитовая, реже призматическизернистая, долеритовая, постоянно наблюдаются участки микропегматитовой, довольно редко — габбровой структуры. Породообразующие минералы — плагиоклаз, кварц и калиевый полевой шпат, клинопироксен, амфибол, биотит, второстепенные — ортопироксен, рудный.

Плагиоклаз — андезин или лабрадор — всегда идиоморфен, полисинтетически сдвойникован, слагает довольно крупные кристаллы (до 1,5 *мм*). В проходящем свете мутный, слегка буроватый, при сильной соссюритизации почти целиком замещен бурым эпидот-цоизит-серицитовым агрегатом. Нередко кристаллы плагиоклаза зональны. Судя по углам симметричного угасания, плагиоклаз представлен основным андезином и лабрадором. Кварц, как правило, встречается вместе с калиевым полевым шпатом, образуя с ним микропегматитовые сростки (3—20%). Реже встречаются мелкие зерна кварца в количестве не более 3%. Микропегматит заполняет пространство между кристаллами плагиоклаза и отличается большим разнообразием форм вростков калиевого полевого шпата. Иногда эти вростки располагаются поперек граней плагиоклаза.

Клинопироксен представлен авгитом ($+2V=42—52°$, $cNg=45—50°$, $n_g—n_p=0{,}025—0{,}030$) бесцветным, иногда слегка буроватым или зеленоватым, не плеохроирующим. Форма зерен ксеноморфная, изометрическая или слабо вытянутая. Часто обладает хорошей призматической спайностью и простым двойникованием. Ортопироксен представлен гиперстеном с типичной схемой плеохроизма и встречен лишь в некоторых дайках конга-диабазов по р. Торе. Амфибол представлен актинолитом и зеленой роговой обманкой, развивающимися в подавляющем большинстве случаев по авгиту. Несмотря на это, пироксены конга-диабазов большей частью довольно свежие, чего нельзя сказать о плагиоклазе. Актинолит слагает чешуйчатые или волокнистые агрегаты. Биотит присутствует почти постоянно, развивается по клинопироксену, реже по амфиболу. Самый поздний из вторичных минералов — хлорит (клинохлор) развивается по биотиту или амфиболам и не обладает аномальными цветами. В некоторых породах обнаружен пренит в довольно заметном количестве (до 4%). Эпидот помимо зерен, входящих в состав соссюрита, слагает единичные идиоморфные

кристаллы без связи с последним. Акцессорные — рудный минерал, циркон, рутил, иногда апатит.

Эндоконтактовые изменения описанных пород обычно выражаются в уменьшении степени их кристалличности (вплоть до появления афанитовых разностей), реже — в слабой эпидотизации, рассланцевании, и иногда обогащении краевых фаций кварцем. Экзоконтактовые изменения, выраженные слабым ороговикованием, отмечаются лишь в случае залегания даек в средне- и верхнепротерозойских отложениях. Косвенным критерием определения верхней возрастной границы основных пород торского комплекса может служить отсутствие их в палеозойских отложениях при массовом развитии в породах фундамента.

Важнейшей особенностью петрохимии магматических пород торского комплекса является повышенное содержание в них титана и щелочей (табл. 10).

В восточной части Южной Якутии также широко распространены диабазы, сходные по условиям залегания и составу с рассмотренными выше, и ультраосновные щелочные породы, образующие ряд изометричных тел центрального типа.

Таблица 10

Химический состав верхнепротерозойских конга-диабазов

	1	2	3	4
SiO_2	53,01	50,63	49,78	49,76
TiO_2	0,58	3,05	0,20	3,50
Al_2O_3	15,94	13,27	14,81	12,39
Fe_2O_3	7,40	6,21	4,67	4,96
FeO	6,94	8,62	7,55	10,09
MnO	0,19	0,20	0,19	0,23
MgO	3,26	4,44	7,33	4,05
CaO	6,29	7,09	12,02	7,81
Na_2O	2,76	3,16	1,54	2,84
K_2O	3,07	1,08	0,92	1,13
H_2O	0,18	—	—	—
П.п.п.	0,80	0,73	1,45	2,47
P_2O_5	—	—	—	0,77
H_2O^-	—	0,32	—	0,18
Σ	100,42	99,70	100,46	100,12
a	10,9	8,6	4,9	8,1
c	0,0	4,6	7,4	4,5
b	26,8	26,5	30,9	26,6
s	62,3	60,3	56,8	60,8
a'	—	—	—	—
c'	29,2	19,9	23,2	19,7
f'	49,7	51,8	36,6	54,1
m'	21,1	28,3	40,2	26,2
n	57,5	81,0	69,5	79,3
t	1,0	4,5	0,3	5,0
φ	48,0	20,0	12,8	16,4
a/c	0,0	1,9	0,7	1,8
Q	+2,8	1,3	—3,6	+0,9

1 — водораздел Бол. Тора — Чара, колл. Е. П. Миронюка, 1964 г., аналитик Л. А. Поленова; *2* — долина р. Мал. Тора, колл. Е. П. Миронюка, 1964 г., аналитик Корыткова; *3* — верхнее течение р. Торачена, колл. Е. П. Миронюка, 1965 г., аналитик Л. А. Поленова; *4* — устье р. Мокрый Кумах-Улах, колл. Е. П. Миронюка, 1965 г., аналитик В. С. Иодова.

Габбро-диабазы и диабазы образуют как согласные (силлы), так и секущие дайковые тела, в изобилии встречающиеся в поле распространения отложений лахандинской и кандыкской свит. В большинстве случаев они ориентированы в меридиональном направлении, согласно тектонической структуре вмещающих пород. Мощность их не более 50—60 *м*, чаще несколько метров. По простиранию и силлы, и дайки далеко не продолжаются и обычно прерываются уже через 1—3 *км*. Дайки группируются в рои, имеющие значительную протяженность.

Габбро-диабазы и диабазы характеризуются габбро-офитовой структурой у первых и офитовой или пойкилоофитовой структурами у вторых. Количественное содержание породообразующих минералов следующее: плагиоклаз 40—60%, пироксен 30—50%, титаномагнетит 5—7%, в незначительном количестве присутствуют кварц, апатит, циркон, калиевый полевой шпат, ильменит, пирит.

В крупнозернистых габбро-диабазах наблюдаются шлиры размером до 2,5 *м* крупнозернистых диабазовых пегматитов. Диабазовые пегматиты встречаются главным образом в пластовых телах, залегающих в песчаниках кандыкской свиты.

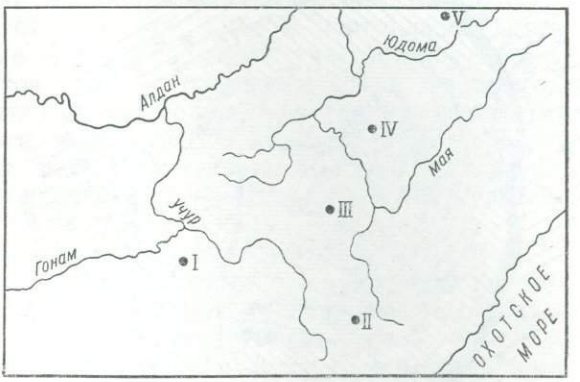


Рис. 43. Схема расположения интрузий центрального типа в восточной части Сибирской платформы

I — Арбарастах, II — Чад, III — Кондёр, IV — Иннили, V — Горное Озеро

Контактовое воздействие диабазов на вмещающие карбонатные породы выражается в перекристаллизации пород вблизи (1—2 *м*) контакта и в появлении в них новообразований пирита и хлорита.

Второй этап позднепротерозойской магматической деятельности выражен внедрением магмы ультраосновного щелочного состава, образовавшей ряд небольших изометричных тел, залегающих как в архейских породах фундамента, так и в верхнепротерозойских отложениях платформенного чехла. В настоящее время известно пять таких массивов — Арбарастахский, Горноозерский, Иннилийский (Ингилийский), Кондёрский и Чадский. Условно к числу подобных же интрузий относят Инаглинский массив в Центрально-Алданском районе, хотя о природе его и возрасте высказываются противоречивые мнения. На территории Южной Якутии из всех перечисленных массивов располагаются лишь три — Инаглинский, Арбарастахский и Горноозерский (рис. 43).

Арбарастахский массив ультраосновных пород располагается на левобережье р. Идюма в бассейне ручья Арбарастах. Этот массив был выявлен в 1954 г. в результате аэромагнитной съемки, выполнявшейся экспедицией ВАГТа.

В 1955—1956 гг. С. П. Стоялов, впервые изучавший геологическое строение Арбарастахского массива, рассматривал его как интрузию центрального типа. Позже геологи Якутского геологического управления Д. П. Шапошников и Д. И. Литовский отрицали наличие ультраосновного массива и рассматривали его как метасоматическое образование, возникшее в результате замещения карбонатных пород архея. А. Г. Харченков и Э. А. Супрунов, изучавшие Арбарастахское место-

рождение редких металлов, рассматривают этот массив как многофазную интрузию центрального типа, сложенную комплексом ультраосновных и щелочных пород. По их наблюдениям, площадь массива достигает 42 *км*^{2}.

В плане массив имеет овальную форму. Центральная часть массива сложена пироксенитами, вмещающими карбонатитовые и магнетитовые тела. Массив имеет концентрически-зональное строение, обусловленное расположением тел карбонатитов, жил сиенитов и альбититов, а также увеличением интенсивности ослюденения к центральной части массива, а к периферии — количества канкринитизированных и нефелинизированных пород (рис. 44).

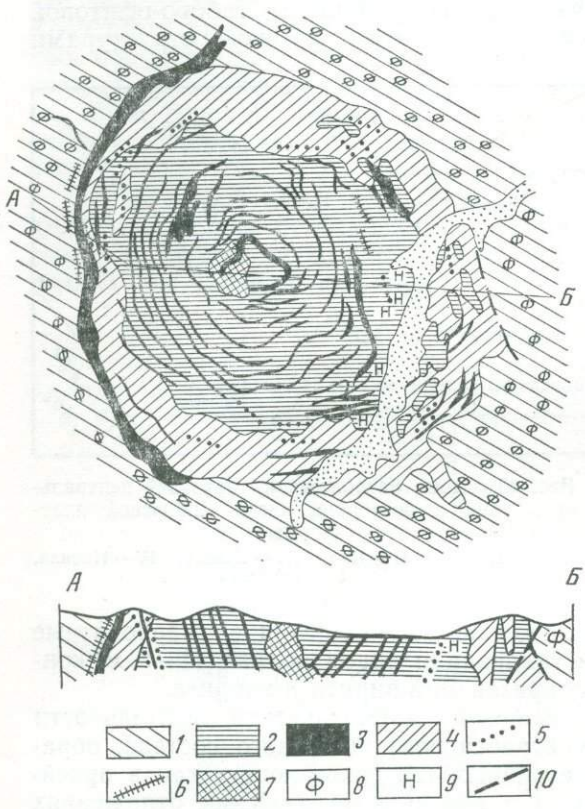


Рис. 44. Геологическая карта Арбарастахского массива. По А. Г. Харченкову и Э. А. Супрунову

1 — архейские метаморфические породы. Верхнепротерозойские (синийские) магматические породы: *2* — щелочные пироксениты, *3* — карбонатиты, *4* — фениты и твейтозиты, *5* — щелочные сиениты, *6* — тингуаиты, сёльвсбергиты, *7* — магнетит-апатитовые породы, *8* — фенитизация, *9* — нефелинизация, *10* — разрывные нарушения

Пироксенитовое ядро окружено кольцом фенитов и фенитизированных пород. Ширина выхода фенитов изменяется от 200 до 2000 *м*. Контакт пироксенитов с фенитами крутой, близкий к вертикальному.

В центре массива располагается крутопадающая столбообразная залежь магнетит-апатитовых пород. Помимо магнетита и апатита породы этой залежи содержат карбонат, хондродит и флогопит. Пироксениты центральной части массива сильно ослюденелые, вплоть до образования сплошных слюдитов. К периферии появляются участки нефелинизированных и канкринитизированных пироксенитов, имеющих состав ийолит-мельтейгитов и шонкинитов. В краевых частях массива развиты фельдшпатизированные разности пироксенитов.

Пироксениты, как правило, темно-зеленые или черные породы, в основном среднезернистые. Крупнозернистые пироксениты слагают небольшие участки неправильной или полосовидной формы. Отдельные кристаллы пироксена достигают 10—12 *см* в диаметре. Структура пироксенитов панидиоморфная или гипидиоморфная. Основная масса сложена пироксеном и флогопитом. В небольшом количестве встречаются апатит, магнетит, кальцит и сфен.

Пироксен — эгирин-диопсид — присутствует в количестве 30—90%, содержит идиоморфные зерна апатита и мелкую вкрапленность магнетита.

Флогопит присутствует в количестве 1—50%, нередко образует гнезда или жилы, сложенные крупнозернистым агрегатом слюды. Жи-

лообразные зоны мономинеральной слюды имеют мощность 1,5—5 *м*. Флогопит развивается по пироксену как более поздний минерал. По краям зерен пироксена и по трещинам развиваются амфиболы, представленные обыкновенной роговой обманкой, актинолитом, тремолитом, арфведсонитом, гастингситом. В небольшом количестве в составе пироксенитов присутствуют апатит светло-зеленый или желтоватый и сфен, образующий клиновидные зерна размером 1—5 *см* медово-желтого или коричневого цвета.

Повсеместно в пироксенитах присутствует магнетит в большем или меньшем количестве. Лишь в центральной части массива магнетит образует крупные шлировые или жилообразные выделения (мощностью до 1 *м*). Магнетит содержит от 2 до 10% TiO_2. В центральной части пироксенитового массива отмечаются небольшие участки, по составу отвечающие перидотиту. Состоят они из оливина, авгита, флогопита, апатита и магнетита. Эпигенетичные минералы представлены серпентином, иддингситом, хондродитом, кальцитом. В краевой части пироксенитового массива появляются фельдшпатизированные разности пироксенитов, близкие по составу к сиенит-шонкинитам и ийолит-мельтейгитам.

В составе Арбарастахского массива заметную роль играют карбонатиты. Они занимают одну четвертую часть площади массива, образуя мелкие тела и дайки, располагающиеся концентрическими кольцами вокруг центральной части массива. В настоящее время насчитывается около 50 крупных тел карбонатитов и множество мелких жил и даек. Вмещающими породами являются пироксениты или фениты. Контакты между ними обычно резкие, ровные. Лишь изредка встречаются контакты расплывчатые с реакционными зонами. Выделяются следующие разновидности карбонатитов: кальцитовые, пироксен-кальцитовые, биотит-кальцитовые. Цвет карбонатитов белый, светло-желтый, серый. Структура крупно-, средне- и мелкозернистая. Мелкозернистые разности карбонатитов слагают секущие жилы. Текстура карбонатитов массивная, реже грубополосчатая. Наблюдаются флюидальные текстуры, подобные магматическим породам. Минеральный состав карбонатитов характеризуется значительным разнообразием.

Среди минералов, образующих эти породы, могут быть отмечены кальцит, магнетит, биотит, апатит и в небольшом количестве актинолит, диопсид, флогопит, оливин, серпентин, циркон, бадделеит и сульфиды. Основную массу карбонатитов составляют кальцит (45—95%), магнетит (1—30%) и апатит (1—30%).

Пироксениты Арбарастахского массива окружены кольцом фенитов, твейтозитов (меланократовых фенитов) и фенитизированных архейских пород. Мощность кольца фенитов 300—1000 *м*, причем процессы фенитизации распространены еще на 500—1000 *м* от внешнего края зоны фенитов. Контакты фенитов с пироксенитами отчетливые, без постепенных переходов. Минеральный состав фенитов: эгирин-диопсид, эгирин, альбит, канкринит, нефелин, флогопит, арфедсонит, реже рибекит. Фениты и твейтозиты обладают атакситовой, пятнистой, массивной или полосчатой текстурой. Все фениты в той или иной степени карбонатизированы.

Помимо перечисленных выше пород в пределах Арбарастахского массива встречены многочисленные жилы и дайки щелочных сиенитов, альбититов, тингуаитов и сёльвсбергитов. Дайки тяготеют к периферии массива. Простирание жил и даек подчинено его кольцевой структуре. Углы падения даек крутые, близкие к вертикальным, их мощность 1—50 *м*, по простиранию они прослеживаются на 700—1000 *м*. Контакты даек с вмещающими породами резкие.

Щелочные сиениты макроскопически белые, желтовато- или розовато-серые, равномернозернистые массивные. Структура их трахитоидная или призматическизернистая. 40—95% всей массы породы составляет ортоклаз-пертит, нередко замещающийся канкринитом. Темноцветные минералы представлены эгирином или биотитом. Из акцессорных присутствуют циркон, монацит, сфен, пирохлор, перовскит. Рудные минералы — сульфиды и магнетит — содержатся в переменном количестве.

Дайки альбититов встречаются в северной части интрузии. Это белые или светло-серые среднезернистые или крупнозернистые породы с отчетливо выраженной трахитоидной структурой, на 90—95% сложенные альбитом. Кроме того, в составе их присутствуют биотит и единичные зерна циркона, бадделеита, апатита, пирита, пирротина, халькопирита и др. Кроме сиенитов и альбититов в пределах массива и окружающего его кольца фенитов встречаются единичные дайки тингуаитов, сёльвсбергитов и кимберлитов.

Тингуаиты и сёльвсбергиты — это порфировые породы с афанитовой или тонкозернистой основной массой и вкрапленниками крупных кристаллов эгирина, полевых шпатов, нефелина и биотита.

Кимберлиты рассматриваются как наиболее молодые образования верхнепротерозойского магматического комплекса. Они, как правило, встречаются в виде серии сближенных маломощных прерывистых (линзовидных) жилок мощностью 2—10 *см*.

Более мощные дайки кимберлитов (20—70 *см*) имеют прямолинейные контакты с параллельными стенками. Кимберлиты — темно-серые или черные порфировые породы. На фоне тонкозернистой массы отчетливо выделяются кристаллы слюды, голубовато-зеленого оливина и вкрапленники кальцита. По периферии массива располагается полукольцом мощное тело карбонатных пород с включением маломощных тел фенитов.

Горноозерский массив располагается в западной части хребта Улахан-Бам на водоразделе рек Юдомы и Аллах-Юны.

Массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов был открыт при проведении магнитометрической съемки в 1954 г. Аллах-Юнской экспедицией Дальстроя. В этом же году Н. П. Кашаев, П. В. Быков провели наземную проверку Горноозерской аномалии и установили наличие здесь массива ультраосновных щелочных пород.

В 1957—1959 гг. в районе Горноозерского массива проводили работы геологи ВИМСа и Алданской экспедиции ВАГТа (А. Н. Мильто, А. А. Ельянов, В. М. Моралев, Т. Б. Здорик, А. М. Портнов, А. Г. Лосев, Б. Е. Рунов, С. Е. Шилина и В. В. Скотаренко). По результатам работ этих геологов и приводится описание Горноозерского массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. Выходы щелочных пород Горноозерской интрузии располагаются в ядре поперечной флексуры, осложняющей меридионально простирающуюся моноклиналь, сложенную терригенными и карбонатными породами верхнепротерозойского возраста (рис. 45).

Горноозерский массив представляет собой интенсивно карбонатизированную многофазную интрузию пироксенитов, мельтейгитов, шонкинитов, щелочных и нефелин-канкринитовых сиенитов. Массив имеет овальную форму. Площадь его 9,3 *км*^{2}. Вмещающими породами являются известняки и аргиллиты лахандинской свиты. Западный и северо-западный контакты карбонатитов падают, как и вмещающие отложения, на восток-юго-восток под углом 45—70°. Восточный контакт массива тектонический. Плоскость сбрасывателя наклонена на восток-юго-восток под углом 40—55°. Основной разлом сопровождается се-

рией мелких субпараллельных разломов, секущих вмещающие породы и карбонатиты. Вблизи восточного контакта наблюдается интенсивное рассланцевание карбонатитов. Юго-восточный контакт массива также тектонический. Северо-восточный контакт закрыт мощной толщей делювиальных и ледниковых отложений, но отчетливо отбивается маг-

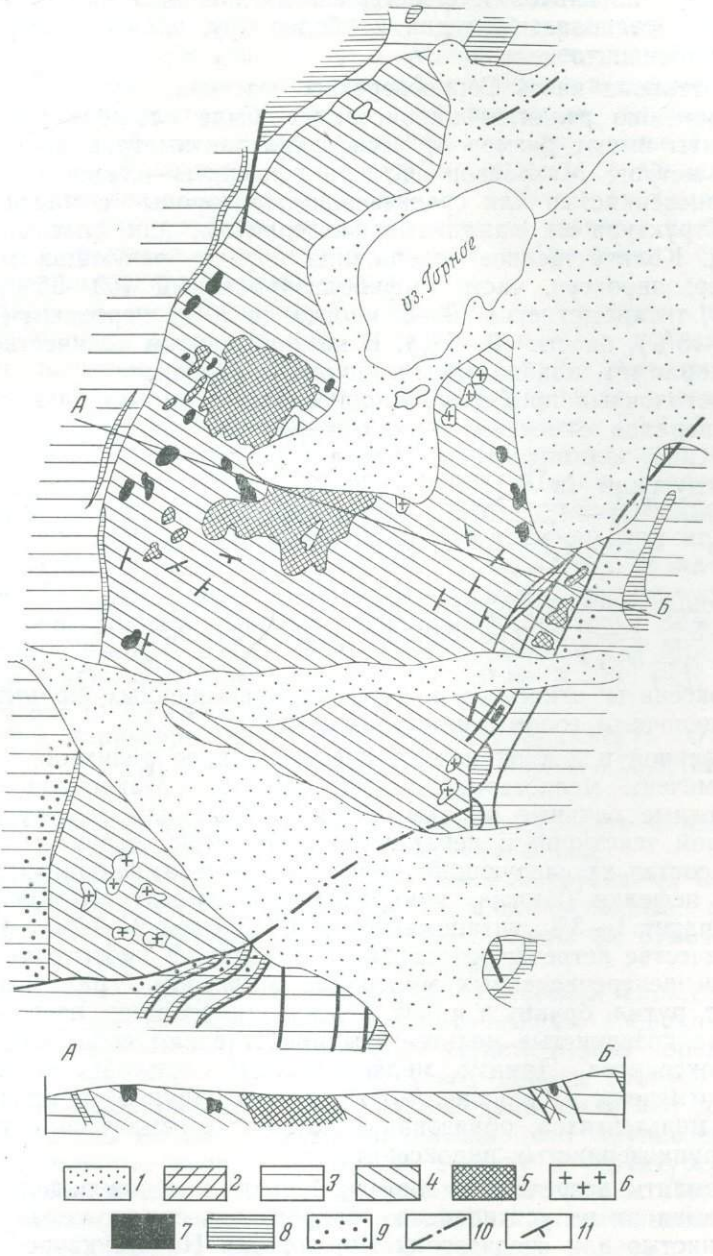


Рис. 45. Геологическая карта Горноозерского массива. По А. А. Ельянову, Т. Б. Здорик, А. Н. Мильто и В. М. Моралеву

1 — четвертичные отложения. Верхнепротерозойские образования: *2* — кандыкская свита, *3* — лахандинская свита, *4* — карбонатиты, *5* — нефелин-канкринитовые сиениты, *6* — шонкиниты, мельтейгиты, *7* — пироксениты, *8* — габбро-диабазы, диабазы, *9* — фенитизация, *10* — разрывные нарушения, *11* — элементы залегания пород

нитометрической съемкой. Контакт направлен вкрест простирания вмещающих пород и имеет интрузивный или тектонический характер.

В современном эрозионном срезе массив сложен преимущественно карбонатитами, среди которых отмечаются лишь небольшие участки размером до нескольких десятков метров пироксенитов, мельтейгитов, шонкинитов, альбититов и форстеритовых пород. В центральной части массива располагаются два наиболее крупных тела нефелин-канкринитовых сиенитов.

Значительная часть Горноозерского массива, судя по широкому распространению реликтов пироксенитов, была сложена пироксенитами. Реликты имеют размер от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Макроскопически пироксениты — темно-зеленые, черные, крупнозернистые или среднезернистые породы с массивной текстурой. Структура их панидиоморфнозернистая или аллотриоморфнозернистая. Количественное содержание породообразующих минералов следующее: пироксен, часто амфиболизированный (60—95%), апатит (3—10%), титаномагнетит (0—8, иногда до 30%), перовскит (1—20%), сфен (0—15%), биотит (0—5%). В незначительном количестве присутствуют шорломит, альбит, цоизит, пирит и карбонат.

В протолочных пробах из пироксенитов помимо перечисленных выше минералов отмечены циркон, пирротин, пирохлор, гатчеттолит, минерал типа полимигнита и бадделеит. Химический состав пироксенитов следующий (в %): SiO_2 — 33,17; Al_2O_3 — 15,15; Fe_2O_3 — 5,84; FeO — 6,06; TiO_2 — 1,32; MnO — 0,24; P_2O_5 — 1,48; CaO — 22,64; MgO — 7,40; SO_3 — 1,03; K_2O — 0,81; Na_2O — 0,81; п. п. п.— 4,73; сумма — 100,72.

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому): Q — минус 31,9; a — 3,2; c — 9,3; b — 45,6; s — 41,9; a/c — 0,3; f — 25,7; m^1 — 29,8; c^1 — 44,5; n — 59,1.

Пироксениты относятся к классу ненасыщенных кремнеземом и бедных щелочами голомеланократовых пород.

В северной и южной частях массива в виде реликтов в карбонатитах отмечены мелкозернистые мельтейгиты. Макроскопически это очень плотные сливные породы, темно-зеленые или зеленовато-серые, с пятнистой текстурой и неравномернозернистой структурой. Минеральный состав их следующий: пироксен (часто амфиболизированный) 40—85%, нефелин (иногда канкринитизированный) 10—50%, биотит 2—5%, апатит 1—3%, титаномагнетит 0,4%, сфен 2—10%. В небольшом количестве встречаются альбит и кальцит. В протолочных пробах помимо вышеперечисленных минералов встречены гранат, пирохлор, перовскит, рутил, брукит и пирит. По мнению геологов, изучавших этот массив, мелкозернистые мельтейгиты представляют собой краевую фацию пироксенитов. Помимо мелкозернистых мельтейгитов в составе массива отмечены небольшие (до 20 *м*) тела крупнозернистых шорломитовых мельтейгитов, образование которых связывается с нефелинизацией крупнозернистых пироксенитов.

Шонкиниты встречены в восточной части массива в делювии. Форма залегания их не установлена. Макроскопически это меланократовые мелкозернистые или среднезернистые породы. По структуре они напоминают мелкозернистые мельтейгиты. Состоят из пироксена (эгирин) — от 40 до 70% и калиевого полевого шпата — от 20 до 50%. В небольшом количестве содержатся альбит, сфен и апатит. Высказывается предположение, что шонкиниты, как и шормолитовые мельтейгиты, образовались в процессе полевошпатизации и последующей альбитизации мелкозернистых пироксенитов.

В центральной части Горноозерского массива обнажаются два наиболее крупных тела нефелин-канкринитовых сиенитов площадью около 0,5 *км*² и еще целый ряд более мелких тел. Сиениты северного тела карбонатизированы слабо и имеют довольно резкие контакты с карбонатитами. Сиениты южного тела карбонатизированы значительно сильнее. Жилы нефелин-канкринитовых сиенитов встречены и среди карбонатитов и во вмещающих фенитизированных породах. Мощность жил не превышает 1—2 *м*. Макроскопически нефелин-канкринитовые сиениты представляют собой плотные массивные, среднезернистые и мелкозернистые, часто порфировидные породы серого, светло-серого, голубовато-серого и зеленовато-серого цвета. Иногда они имеют полосчатую текстуру. В порфировидных сиенитах вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом (призматические кристаллы размером до 4 *см*) и изометричными зернами канкринитизированного нефелина. В некоторых случаях наблюдается субпараллельная ориентировка вкрапленников.

Минеральный состав сиенитов варьирует в широких пределах. Наиболее широко распространены среднезернистые лейкократовые биотитовые, нефелин-канкринитовые и канкринитовые сиениты. Преобладающим минералом является калиевый полевой шпат, слагающий от 40 до 80% породы. Альбит присутствует в количестве 5—15%. Содержание нефелина колеблется от 7 до 10%. В сиенитах северного тела нефелин образует лишь убогую вкрапленность. Широко распространен в породе канкринит, слагающий от 30 до 60% породы. Темноцветные представлены биотитом, реже пироксеном. В небольшом количестве в сиенитах встречаются апатит, сфен, циркон, пирохлор, гранат, магнетит, ильменит, пирит, эпидот, содалит и карбонат. Химический состав нефелин-канкринитовых сиенитов следующий (в %): SiO_2 — 52,94; Al_2O_3 — 21,48; Fe_2O_3 — 1,22; FeO — 2,59; TiO_2 — 0,28; MnO — 0,12; P_2O_5 — 0,18; CaO — 2,57; MgO — 0,72; SO_3 — 0,42; K_2O — 4,21; Na_2O — 9,0; п. п. п.— 3,43; сумма — 99,21.

Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому): Q — минус 29,8; a — 27,7; c — 1,4; b — 6,9; s — 64,0; a/c — 20,0; f — 53,8; m^1 — 18/8; c^1 — 27,4; n — 76,6.

По результатам анализа, сиениты следует относить к классу ненасыщенных кремнеземом и богатых щелочами пород.

Кроме вышеописанных пород к комплексу интрузивных образований Горноозерского массива относятся и многочисленные жильные тела альбититов и щелочных лампрофиров. Жилы их отмечены как внутри массива, так и во вмещающих породах.

Большая часть площади Горноозерского массива сложена метасоматическими и гидротермально-метасоматическими породами: карбонатитами, форстеритовыми и форстерит-магнетитовыми породами.

Форстеритовые и форстерит-магнетитовые породы слагают небольшие тела в кальцифирах. Наиболее крупные тела достигают длины нескольких десятков метров. Макроскопически это крупнозернистые, реже мелкозернистые неравномерные по составу и структуре породы черного, зеленовато-серого или бутылочно-зеленого цвета. Породы сложены в основном форстеритом (хризолитом), в значительной степени серпентинизированным, и магнетитом. В меньшем количестве присутствуют флогопит, гумит, кальцит, апатит, полимигнит и перовскит.

Карбонатиты являются наиболее распространенными породами Горноозерского массива. Площадь выхода их составляет 8 *км*². По составу выделяются кальцитовые, анкеритовые, анкерит-баритовые и анкеритизированные кальцитовые карбонатиты. Кальцитовые карбонатиты слагают большую часть Горноозерского массива и лишь неболь-

шие участки его сложены анкеритовыми и анкерит-баритовыми карбонатитами.

Кальцитовые карбонатиты образовались главным образом по магматическим, реже метасоматическим породам и еще реже по верхнепротерозойским известнякам, аргиллитам и доломитам. Кальцитовые карбонатиты обычно среднезернистые или крупнозернистые с гранобластовой мозаичной структурой, белые, серые, зеленоватые, розовые. Цветные минералы распределены в них пятнами или полосами. Меланократовые участки содержат до 70—80% цветных минералов. Основным породообразующим минералом карбонатитов являются кальцит и пироксен. По периферии пироксен замещается игольчатым темно-зеленым арфведсонитом или светло-зеленым тремолитом. Кроме пироксена и амфибола в карбонатитах присутствуют коричневый или зеленый флогопит в виде отдельных чешуек и боченковидных кристаллов, магнетит в форме зерен неправильной формы размером до 1 *см*, апатит, пирит, циркон, гатчеттолит, пирохлор, сфен и полимигнит.

В карбонатитах, образовавшихся по мельтейгитам, присутствуют крупные идиоморфные реликтовые кристаллы шорломита. В несколько большем количестве содержатся флогопит и титаномагнетит.

Карбонатиты, образовавшиеся при замещении сиенитов, почти полностью сохраняют детали структуры и текстуры сиенитов. Реже встречаются карбонатиты по альбититам, форстеритовым и форстерит-магнетитовым породам.

Карбонатиты образуются и во вмещающих породах в зоне контакта. Переход от карбонатитов к известнякам постепенный. Макроскопически это лейкократовые мелкозернистые полосчатые породы. Для них характерна порфиробластовая структура с порфировыми выделениями кальцита. В небольшом количестве в них присутствуют апатит, флогопит, амфибол, альбит, гумит, магнетит и пирохлор. Анкеритовые и анкерит-баритовые карбонатиты слагают небольшие жильные тела, прорывающие кальцитовые карбонатиты, реже сиениты. Мощность жил 0,1—5,0 *м*, реже встречаются более крупные тела, достигающие в поперечнике до 100 *м*. Контакты с вмещающими породами резкие, что свидетельствует о значительном разрыве во времени между образованием кальцитовых карбонатитов и анкеритовых. Анкеритовые карбонатиты крупно- или среднезернистые массивные породы белого, желтоватого или голубоватого цвета. Большая часть их сложена крупными кристаллами анкерита. Часто отмечаются неправильной формы выделения тонкочешуйчатого хлорита, крупные выделения ильменита, кристаллы которого достигают 10 *см* в поперечнике и слагают до 35% породы.

Анкерит-баритовые карбонатиты содержат 20—60% барита. В небольшом количестве в них присутствуют сфалерит, галенит, молибденит, гематит.

Внедрение ультраосновных щелочных пород Горноозерского массива и дальнейшие процессы, протекавшие при его формировании, сопровождались процессами ороговикования, фенитизации, карбонатизации и флюоритизации вмещающих пород. А. Н. Мильто и А. А. Ельянов, занимавшиеся изучением Горноозерского массива ультраосновных щелочных пород, рассматривают его как многофазную интрузию. С первой фазой связаны внедрение пироксенитов и их частичная автометасоматическая амфиболизация и биотитизация. В следующую фазу пироксениты были прорваны телами нефелин-канкринитовых сиенитов. Процессы нефелинизации и калишпатизации, следовавшие за внедрением сиенитов, привели к образованию мельтейгитов и шонкинитов. Позже в связи с трещинной тектоникой широко проявились про-

цессы канкринитизации, содалитизации и альбитизации. В заключительную фазу магматизма произошло внедрение жил щелочных лампрофиров и альбититов.

Формирование метасоматических пород массива началось с образования форстеритовых и форстерит-магнетитовых пород. Затем образовались кальцитовые карбонатиты, почти полностью заместившие ультраосновные щелочные породы. Одновременно с карбонатизацией во вмещающих породах развивались процессы щелочного метасоматоза, приведшие к образованию фенитов. В заключительную стадию образовались жильные тела анкеритовых и анкерит-баритовых карбонатитов.

С карбонатитами Горноозерской интрузии связан целый ряд полезных ископаемых, имеющих промышленную ценность: ниобий, тантал, редкие земли, цирконий и фосфор.

О возрасте Горноозерского массива можно сказать следующее: 1) он прорывает отложения уйской серии, что позволяет говорить о нижней возрастной границе — позднедокембрийской; 2) результаты определения абсолютного возраста свинцово-урановo-ториевым методом, выполненные лабораториями МГУ и Институтом геохимии АН СССР, выражаются в цифрах 600—650 млн. лет. Возраст флогопита из карбонатитов, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ВАГТа,— 280—370 млн. лет. Эта цифра, по всей вероятности, является заниженной.

Учитывая структурное положение массива, его соотношение с вмещающими породами, а также определения абсолютного возраста, считают, что Горноозерский массив, как и подобные ему Арбарастахский и др., имеет позднепротерозойский возраст.

Инаглинский массив ультраосновных и щелочных пород расположен в северной краевой части Алданского щита, в 40 *км* к западу от г. Алдана.

Первые описания ультрабазитов и щелочных габброидов массива принадлежат Ю. А. Билибину (1941). Позднее на массиве проводятся детальные разведочные и поисково-съемочные работы Н. Н. Гераковым, В. В. Щукиным и Т. Г. Могулевой (1951—1953 гг.), Д. П. Шапошниковым и Е. П. Максимовым (1957 г.), А. Н. Никитиной (1957—1958 гг.), А. М. Корчагиным и Н. И. Крук (1958—1964 гг.), А. Н. Угрюмовым, В. И. Лядиным (1964—1948 гг.) и др.

Инаглинский массив, имеющий в плане форму слегка вытянутого в меридиональном направлении овала с диаметром 5,5 *км*, представляет собой сложную многофазную интрузию концентрически-зонального строения, близкую к классическому типу ультраосновных и щелочных центральных интрузий. Внутреннюю часть массива слагают ультраосновные породы, а периферическую — щелочные габброиды (рис. 46).

С юга, востока и севера массив окружен мезозойскими роговообманковыми порфиритами и роговообманковыми сиенит-порфирами. В непосредственном контакте с массивом сиенит-порфиры залегают в виде крутопадающей кольцевой дайки.

Инаглинский массив располагается в узле пересечения двух зон региональных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Архейский фундамент и перекрывающие его нижнекембрийские отложения вокруг массива значительно приподняты (на 200—300 *м*) относительно примыкающих площадей с ненарушенным залеганием пород. У контакта массива отмечается резкий изгиб слоев нижнекембрийских отложений, а также залегающих в них силлов мезозойских роговообманковых порфиритов с падением в сторону от массива. Углы

падения изменяются на различных участках приконтактовой зоны от 70—90 до 15—28°. По мере удаления от контакта, уже на расстоянии 200—500 *м*, углы падения уменьшаются до 2—5°. Таким образом, в вершине р. Инагли устанавливается своеобразная купольно-горстовая

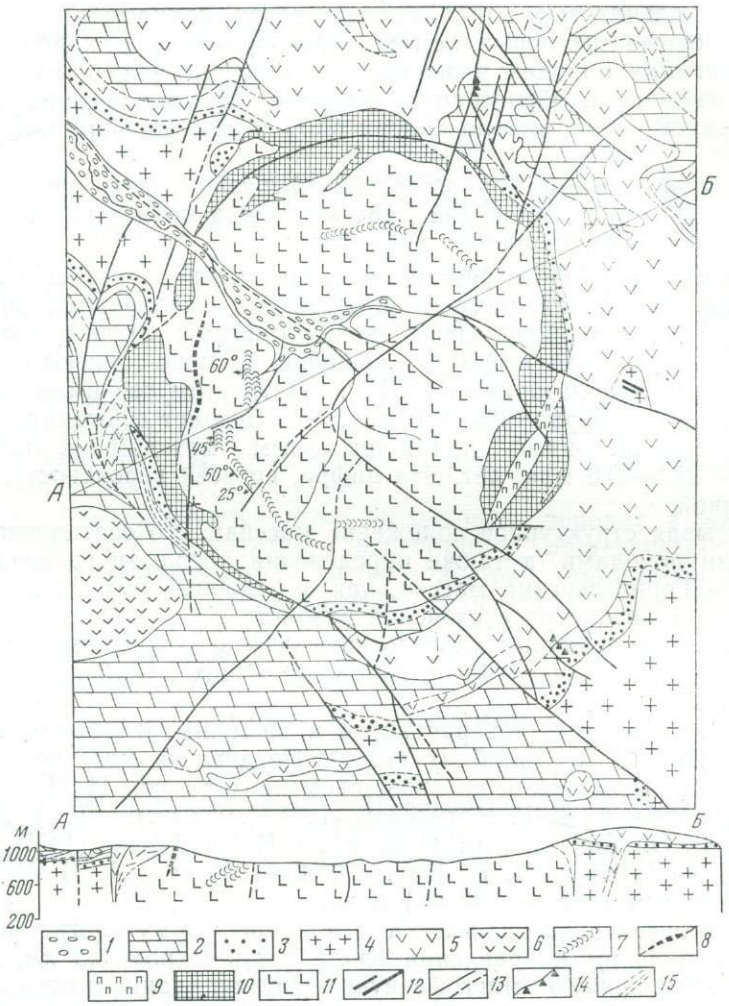


Рис. 46. Геологическая карта Инаглинского массива. Составил А. Н. Угрюмов

1 — четвертичные рыхлые отложения. Нижний кембрий, юдомская свита: *2* — доломиты; *3* — песчаники базальные. Архей: *4* — граниты и гнейсы; *5* — щелочноземельные роговообманковые сиенит-порфиры; *6* — роговообманковые порфириты; *7* — жилы диопсидовых метасоматических пород, вмещающие вермикулитовые тела; *8* — щелочные пегматиты; *9* — пуласкиты; *10* — щелочные габброиды; *11* — дуниты; *12* — дайки диабазов; *13* — разломы; *14* — тектонические брекчии; *15* — зоны катаклаза

структура диаметром 10—12 *км*, в центре которой и размещается Инаглинский массив.

В строении Инаглинского массива принимают участие следующие разновозрастные комплексы пород (от древних к молодым): ультраосновные породы (дуниты и перидотиты); щелочные габброиды (шонкиниты и малиньиты); жильный комплекс (пуласкиты и щелочные пегматиты).

Дуниты формируют центральной шток, занимающий в плане 16 *км*², т. е. 85% площади всего массива. Макроскопически это среднезернистые массивные зеленовато-серого цвета породы, сложенные агрегатом оливина (состава $fo_{95}fa_5$) с примесью хромшпинелидов. С последними в сростках иногда ассоциируют платиноидные минералы. Серпентинизированные дуниты кроме оливина и хромшпинелидов содержат серпентин и пылевидный магнетит.

Химический состав дунитов Инаглинского массива очень близок среднему составу дунита (по Дэли), отличаясь от него несколько более высоким значением отношений $K_2O : Na_2O$ (табл. 11, 12).

Таблица 11

Химический состав пород Инаглинского массива и его обрамления (вес. %)

	Породы центральной интрузии				Породы обрамления	
	Дуниты 1	Перидотиты 2	Щонкиниты 3	Пуласкиты 4	Роговообманковые порфириты 5	Роговообманковые сиенит-порфиры 6
SiO_2	38,03	43,71	50,01	60,25	61,64	65,70
TiO_2	—	—	0,70	0,02	0,40	0,22
Al_2O_3	1,13	0,96	10,39	19,33	17,18	17,33
Fe_2O_3	2,00	2,76	4,10	0,15	2,29	1,71
FeO	4,42	7,19	5,65	1,04	2,77	1,60
MnO	0,11	0,17	0,19	0,05	0,10	0,04
MgO	46,54	28,75	9,68	3,51	1,33	0,77
CaO	0,34	12,86	9,52	0,43	3,85	2,77
Na_2O	0,19	0,25	1,31	1,40	4,70	4,90
K_2O	0,12	0,19	5,69	12,50	4,57	5,25
P_2O_5	0,06	1,04	—	—	—	—
H_2O	6,93	—	1,19	1,85	1,00	0,30
П.п.п.	0,40	2,15	—	—	—	—
Σ	100,18	100,03	98,44	100,53	99,82	100,59

Породы центральной интрузии: *1* — дунит, среднее из 8 анализов (данные В. Н. Щукина, Т. Т. Могулевой, И. С. Рожкова, А. М. Корчагина, А. Н. Угрюмова); *2* — перидотит (данные И. С. Рожкова и др.); *3* — шонкинит, среднее из 5 анализов (данные В. Н. Щукина, Т. Г. Могулевой, А. М. Корчагина); *4* — пуласкит (данные А. М. Корчагина). Породы обрамления: *5* — роговообманковые порфириты (данные А. М. Корчагина); *6* — роговообманковые сиенит-порфиры (данные А. М. Корчагина).

Перидотиты (верлиты) узкой (1—50 *м*) прерывистой полосой окаймляют дунитовый шток. Это темно-зеленые, массивные, среднезернистые породы, сложенные в основном оливином и пироксеном. Количественно-минералогический состав перидотитов, по И. С. Рожкову и др. (1962), следующий (в вес. %): моноклинальный пироксен (слабожелезистый диопсид) — 46,8; оливин (состава $fo_{85}fa_{15}$) — 37,5; серпентин — 7,7; биотит — 1,7; апатит — 2,4; кальцит — 1,0; рудный минерал — 0,29. Контакты перидотитов с дунитами резкие, реже отмечаются постепенные переходы.

Щелочные габброиды, среди которых преобладают шонкиниты, распространены по периферии массива и образуют вторую внешнюю его кольцевую зону. Ширина этой зоны непостоянна и наибольших значений (до 700 *м*) достигает на юго-востоке, юго-западе и северо-западе, где шонкиниты полого залегают на ультраосновных породах, погружаясь в сторону от центра массива под углом 5—30°. По мере движения к окраине массива залегание габброидов становится все более крутым (до вертикального) на контакте с вмещающими архейски-

Таблица 12

Среднее содержание некоторых элементов в породах Инаглинского массива и его обрамления (вес. %). По данным Стекольщикова

Элементы	Дуниты (среднее из 10 анал.)	Перидотиты (среднее из 5 анал.)	Шонкиниты (среднее из 5 анал.)	Роговообманковые сиенит-порфиры (среднее из 15 анал.)
Ba	—	0,006	0,050	0,020
Be	—	—	Следы	Следы
Mn	0,05	0,030	0,030	0,030
Ti	—	0,050	0,090	0,150
Pb	Следы	0,002	0,002	0,010
Zn	0,006	0,010	0,005	0,002
Cu	0,001	0,002	0,001	0,001
Cr	0,730	0,080	0,040	0,001
Ni	0,060	0,040	0,020	0,001
Co	0,070	0,040	0,009	Следы
Zr	—	—	0,001	0,004
V	—	0,006	0 010	0,004
Ga	0,002	0,001	0,001	0,001
Sn	0,005	0,002	0,001	—
P	—	0,200	0,300	—

ми и нижнекембрийскими породами. Таким образом, создается впечатление, что кольцевая интрузия щелочных габброидов в верхних своих горизонтах переходит в полого залегающую интрузивную залежь, перекрывающую ультраосновные породы ядра массива.

Макроскопически шонкиниты представляют собой меланократовые серого цвета среднезернистые породы с массивной, иногда полосчатой текстурой. Количественно-минералогический состав инаглинских шонкинитов следующий (в вес. %): калиевый полевой шпат 20—45; пироксен (диопсид или авгит) 35—45; биотит 2—20; оливин (форстерит — хризолит, по Ю. А. Билибину, 1941) до 14; апатит 2—6; магнетит 3—5. В очень небольшом количестве содержатся реликты нефелина. Лишь иногда содержание этого минерала возрастает настолько, что породы должны быть отнесены к группе малиньитов (Кравченко, Власова, 1962). С другой стороны, наблюдаются разности шонкинитов, содержащие до 70% калиевого полевого шпата, т. е. являющиеся по существу меланократовыми щелочными сиенитами.

В непосредственном контакте шонкинитов с перидотитами последние гибридизируются, обогащаясь калиевым полевым шпатом и нефелином, постепенно переходя в меланократовый шонкинит или малиньит. Однако отмечаются и резкие интрузивные контакты шонкинитов с ультраосновными породами. Довольно часто шонкиниты содержат ксенолиты неизмененных дунитов и перидотитов.

Жильная фация интрузии представлена пуласкитами и щелочными пегматитами. Пуласкиты образуют две крупные дайки в северной и юго-восточной частях массива и множество более мелких, часто ветвящихся жил и прожилков, образующих в совокупности кольцевой штокверк вокруг дунитового ядра. Пуласкиты — лейкократовые, средне- и крупнозернистые породы светло-серого цвета. Главными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (60—90%) и пироксены (5—10%), представленные салитом, эгирин-авгитом и зональным эгирином. Вторичные минералы — альбит, игольчатый эгирин, арфедсонит и эккерманит, биотит, хлорит, эпидот и (в небольшом количестве) цеолиты.

Пегматиты выполняют кольцевые и радиальные трещины по периферии дунитового ядра. По минеральному составу они подразделены на три типа: 1) диопсид-полевошпатовые; 2) рихтерит-ортоклазовые, по составу аналогичные пуласкитам, но отличающиеся от них структурой и повышенным содержанием полущелочной роговой обманки; 3) эгирин-эккерманит-микроклиновые. Последний тип пегматитов характеризуется присутствием таких редких минералов, как инэллит и лейкосфенит.

С формированием жильного комплекса массива связано образование хромдиопсид-слюдяных метасоматитов, развившихся в зоне контактов ультраосновных пород со щелочными пегматитами.

В настоящее время магматическое происхождение дунитов признается всеми исследователями, изучавшими Инаглинский массив. Относительно генезиса пород перидотитового и габброидного состава единого мнения нет. Одни исследователи считают большую часть этих пород магматическими образованиями (Д. П. Шапошников, Е. П. Максимов, И. С. Рожков и др.), другие рассматривают их как продукты метасоматоза, возникшие в результате воздействия на дуниты сиенитовой магмы (А. М. Корчагин) или калишпатизации первичных нефелинсодержащих биотит-пироксеновых пород периферической части массива (Кравченко, Власова, 1962).

Контакты массива с вмещающими архейскими и нижнекембрийскими породами почти повсеместно тектонические, вертикальные или крутопадающие. Контактовые воздействия массива на вмещающие породы крайне незначительны. В породах архея вблизи контакта с шонкинитами отмечается катаклаз, сопровождающийся биотитизацией. Мощность зоны измененных пород 1—5 *м*. Доломиты кембрия у контакта со щелочными габброидами обычно мраморизованы и слабо скарнированы. Мощность зоны мраморов и скарнов не превышает нескольких десятков метров. Непосредственный контакт ультраосновных пород с гнейсами архея и доломитами кембрия из-за плохой обнаженности в настоящее время остается неизученным.

Возраст Инаглинского массива точно не определен. Ряд исследователей (Моралев, 1959; Ельянов, Моралев, 1961; Рожков и др., 1962) считает, что массив представляет собой сложный плутон, в строении которого принимают участие интрузивные и метасоматические породы, принадлежащие к двум разновозрастным комплексам — докембрийскому (дуниты и перидотиты) и послеюрскому (щелочные габброиды, пуласкиты и щелочные пегматиты).

Такое заключение основывается на сходстве состава и строения Инаглинского массива с докембрийскими ультраосновными щелочными массивами восточной окраины Алданского щита.

Д. П. Шапошников и Е. П. Максимов относят все породы Инаглинского массива (включая дуниты и перидотиты) к мезозойскому комплексу. К таким же выводам приходят А. Н. Угрюмов и др., исходя из факта относительно молодого (посленижнекембрийского и, возможно, посленижнеюрского) возраста купольно-горстовой структуры района Инаглинского массива, несомненно генетически связанной с внедрением штока ультраосновных пород.

Абсолютный возраст шонкинитов, пуласкитов и щелочных пегматитов (калий-аргоновый метод) 105—135 млн. лет.

Открытие в непосредственной близости от массива мезозойских кимберлитов также может косвенно свидетельствовать о послекембрийском возрасте инаглинских ультраосновных пород. Как известно (Б. М. Владимиров, В. Н. Знамеровский, А. А. Емельянов, Ф. В. Каменский, С. В. Потапов и др.), в настоящее время на Сибирской плат-

форме установлена тесная пространственная связь и сопряженность во времени внедрения между интрузиями ультраосновных щелочных пород с кимберлитами.

Следует подчеркнуть следующие особенности геологического строения Инаглинского массива, отличающие его от типичных ультраосновных — щелочных центральных интрузий платформы: 1) преобладающее развитие среди ультраосновных пород дунитов; 2) практически полное отсутствие нефелинсодержащих пород среди главной фазы интрузивного комплекса; 3) исключительно слабые контактовые изменения вмещающих пород; 4) полное отсутствие карбонатитов.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ И НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ (?) ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ

Образование пород рассматриваемой группы связано с траповым магматизмом Сибирской платформы. По возрасту они могут быть разделены на среднепалеозойские (диабазы) и позднепалеозойско-раннемезозойские (кимберлиты).

ДИАБАЗЫ И ДИАБАЗОВЫЕ ПОРФИРИТЫ

В пределах Южной Якутии эти породы развиты в основном в северо-западной и северо-восточной частях территории. На западе они прорывают отложения кембрия, на востоке — в бассейне р. Юдомы — их интрузии прорывают образования кембрия, ордовика, силура и девона. На самом Алданском щите в пределах развития кристаллического фундамента выделение основных пород рассматриваемой возрастной группы связано с большими трудностями, так как здесь широко развиты протерозойские породы сходного состава. Некоторым отличием среднепалеозойских основных пород от докембрийских является оливиновый состав первых и северо-восточное направление простирания их даек.

Диабазы и диабазовые порфириты на северо-западном склоне Алданского щита образуют короткие (1—2 *км* и короче), реже протяженные (несколько десятков километров) дайковые тела субмеридионального и северо-восточного направлений (азимут 0—50°). Приурочены они к зонам разломов. Самыми протяженными являются дайки в долине р. Толбы и в верховьях р. Чомполо. Мощность даек небольшая, измеряется обычно метрами и первыми десятками метров, иногда достигает 60—110 *м*. Падение даек чаще вертикальное, реже они слабо (до 80—70°) наклонены на запад и еще реже на восток.

В Березовском прогибе кроме даек часто встречаются пластовые залежи. По данным глубокого бурения, большая часть их приурочена к нижнекембрийским отложениям, залегающим на глубине 500—2000 *м*. Мощность этих залежей колеблется от единиц до сотен метров. Значительны здесь размеры и самих даек; длина их нередко измеряется десятками километров, а мощность отдельных даек достигает 150 *м*. Контакты даек диабазов с вмещающими породами чаще ровные, прямолинейные, реже угловато-извилистые.

Диабазы представляют собой темно-серые, обычно с зеленоватым оттенком, иногда почти черные, плотные, массивные среднезернистые или мелкозернистые породы. В Березовском прогибе встречаются и крупнозернистые лейкократовые разности диабазов. Структура диабазов офитовая, габбро-офитовая, иногда пойкилоофитовая, порфировидная или порфировая. Порфировые разности (диабазовые порфириты)

слагают иногда краевые части тел диабазов; изредка они образуют и самостоятельные тела.

По минеральному составу указанные породы четко распадаются на три группы: диабазы, сложенные плагиоклазом и моноклинным пироксеном; оливиновые диабазы, в темноцветной части которых кроме моноклинного пироксена присутствует и оливин; двупироксеновые диабазы с моноклинным и ромбическим пироксенами.

Главными породообразующими минералами описываемых основных пород являются: плагиоклаз, моноклинный пироксен, реже оливин и ромбический пироксен. В качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствуют магнетит или титаномагнетит, ильменит, иногда кварц и обычно апатит; в порфиритах отмечается нередко полураскристаллизованный стекловатый базис.

Плагиоклаз в диабазах слагает 50—65% объема породы. Он представлен андезин-лабрадором (№ 47—54) или лабрадором № 65 ($cNg = 60°$, $cNm = 73°$, $cNp = 34°$). Зерна его таблитчатые, лейстовидные, всегда сдвойникованные и резко идиоморфные по отношению к зернам пироксенов. Иногда мелкие зерна плагиоклаза образуют пойкилитовые вростки в более крупных зернах пироксенов. В порфировидных разностях диабазов и в порфиритах плагиоклаза образует фенокристы.

Пироксены слагают 20—50% объема породы. Они образуют призматические неправильные зерна. Моноклинный пироксен представлен чаще обычным авгитом ($cNg = 44°$, $+2V = 48°$; $cNg = 45°$, $+2V = 52°$), а иногда пижонитом ($cNg = 42°$, $+2V = 20°$); изредка встречается титан-авгит, иногда отмечаются переходные разности от авгита до клиноэнстатита. Ромбический пироксен представлен плеохроирующим гиперстеном ($cNg = 5°$, $-2V = 74°$; $cNg = 3°$, $-2V = 76°$), реже бесцветным энстатитом.

Оливин в оливиновых диабазах обычно присутствует в небольших количествах. Зерна его призматические и неправильные; в шлифе под микроскопом он бесцветен, реже имеет слабую зеленовато-желтую окраску; $-2V = 84°$.

Рудные минералы — магнетит или титаномагнетит и ильменит — присутствуют в количестве от 2 до 20% объема породы, причем максимальное содержание их приурочено к апофизам даек. Форма зерен неправильная, нередко скелетная; размер их достигает 1 *мм*.

Кварц в диабазах присутствует только изредка и в незначительных количествах (не более 5%). Он образует микропегматитовые срастания с полевым шпатом или слагает мелкие зерна неправильной формы.

Описываемые диабазы обычно в той или иной мере подверглись автометасоматическим изменениям. Вторичные минералы содержатся в них в количестве 5—10%, но иногда встречаются и более интенсивно измененные разности. Совсем неизмененные диабазы встречаются редко. Вторичные изменения заключаются в основном в хлоритизации и соссюритизации плагиоклаза и в хлоритизации и уралитизации пироксенов. Кроме того, по плагиоклазу иногда развиваются серицит и эпидот; отмечаются случаи и альбитизация плагиоклаза. По ромбическому пироксену и оливину развиваются серпентин, хлорит и иддингсит, изредка тальк. В некоторых случаях отмечены более поздние низкотемпературные гидротермальные изменения, заключающиеся в развитии кальцита и более крупных зерен кварца. Иногда проявлен высокотемпературный автометасоматоз, выраженный слабым развитием по пироксенам зеленовато-бурой роговой обманки и коричневого биотита.

В петрохимическом отношении описываемые диабазы мало чем отличаются от среднего состава диабазов по Дэли. Состав диабазов, по Л. Н. Малкову (1963), приведен в табл. 13.

Таблица 13

Химический состав палеозойских диабазов

Окислы, вес. %		Характеристики по А. Н. Заварицкому	
SiO_2	47,92	s	59,0
TiO_2	1,47	a	5,6
Al_2O_3	15,47	c	8,4
Fe_2O_3	5,51	b	27,0
FeO	8,34	Q	0,4
MnO	0,22	a/c	0,6
MgO	5,32	f'	50,4
CaO	9,30	c'	14,0
Na_2O	1,72	m'	35,6
K_2O	0,95	n	72,3
H_2O	0,62		
П.п.п.	1,74		
Σ	98,18		

Контактовые воздействия диабазов на вмещающие породы в общем незначительны и заключаются в основном в перекристаллизации (мраморизации) известняков и доломитов, в некотором окремнении и ожелезнении их. Иногда у самого контакта вмещающие породы раздроблены. В некоторых случаях карбонатные породы кембрия у контакта с диабазами подвергнуты и процессам скарнирования с образованием маломощных (до 3—5 *см*) зон пироксеновых и пироксен-магнетитовых скарнов.

Возраст описываемой группы основных пород определяется как среднепалеозойский. В западный районах Южной Якутии они прорывают отложения кембрия и ордовика и перекрываются в верховьях р. Амги нижнеюрскими песчаниками, содержащими в базальных конгломератах гальку диабазов.

В восточных районах, в хребте Сетте-Дабан и в бассейне нижнего течения р. Юдомы, дайки диабазов прорывают отложения от кембрия до девона и перекрываются образованиями нижней перми.

КИМБЕРЛИТЫ И КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫЕ ПОРОДЫ

Кимберлиты в пределах Южной Якутии обнаружены совсем недавно, хотя в аллювиальных россыпях еще в 1927 г. встречались единичные знаки алмазов и их спутников. Только в 1957 г. в верховьях р. Чомполо — левого притока р. Алдана — были обнаружены кимберлиты слюдяного типа (Шилина, Цейтлин, 1959). Дальнейшее изучение этого района привело к открытию здесь целого ряда типичных трубок взрыва, даек и жил лавобрекчий и туфолав основного субщелочного состава, которые по присутствию в их составе спутников алмазов — пиропа, хромдиопсида и хромшпинелида — получили название кимберлитоподобных образований.

В 1964 г. кимберлитового типа породы были обнаружены П. П. Зуевым в районе междуречья среднего течения Селигдара и Алдана, где они слагают пять трубок взрыва и одну жилу и приурочены к меридиональным разломам, входящим в зону развития дайкового комплекса диабазов северного склона Алданского щита. Их интрузии пересекают толщу нижнекембрийских платформенных отложений, мощность которой здесь не превышает 160 *м*.

Собственно кимберлиты развиты в основном на площади Алдано-Селигдарского междуречья, где они образуют несколько трубчатых тел и одну протяженную дайку. В бассейне р. Чомполо кимберлиты образуют только одну дайку — «Алданскую». Последняя имеет протяженность 340 *м* и мощность не более 20 *м*. Простирание ее северо-восточное (азимут 10°). Сложена она слюдяными кимберлитами.

На площади Алдано-Селигдарского междуречья слюдяные кимберлиты образуют прерывистую маломощную дайку длиной до 500 *м*

и мощностью 3 *м*. Простирание ее тоже субмеридиональное, падение на восток под углом 75—90°.

Слюдяные кимберлиты представляют собой светло-серые, светло-зеленые и зеленовато-серые породы типа вулканических брекчий. Структура пород обломочная, лито-кристаллокластическая; обломки, слагающие 40—90% объема, представлены гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, доломитами, известняками и мергелями. В бассейне р. Чомполо в кимберлитах изредка отмечались обломки габбро-диоритов, диоритов и хлорито-серпентиновых пород. Форма обломков неправильная, угловатая, реже шарообразная и веретенообразная. Размер их достигает 10, иногда 30, редко 50 *см*. Помимо обломков пород в кимберлитах встречаются обломки зерен минералов: серпентина, хлоритоподобного минерала, флогопита, изредка пиропа, пироксена, оливина и рудного минерала. В кимберлитах бассейна р. Чомполо в большом количестве присутствуют кварц, полевые шпаты, реже роговая обманка и биотит. Размер обломков этих минералов колеблется в пределах 0,1—3 *мм*; отдельные кристаллы флогопита достигают величины 10 *мм*.

Флогопит желтовато-бурый, слабо плеохроирующий, слагает до 25% объема породы. Пластинчатые кристаллы его нередко деформированы и разорваны на отдельные фрагменты. При этом трещины в них выполняются кальцитом и серпентином.

Пироп, оливин и пироксены присутствуют в кимберлитах в небольших количествах. Пироп представлен несколькими разностями: лилово-красным ($n=1{,}754$), оранжевым ($n=1{,}762$) и розовым ($n=1{,}741$). Размер зерен пиропа колеблется от долей миллиметра до 0,8—1,0 *см*. Химический состав лилово-красного пиропа (в вес. %): SiO_2 42,48; TiO_2 0,02; Al_2O_3 21,72; Fe_2O_3 2,58; FeO 5,48; CaO 5,79; MgO 16,84; Cr_2O_3 4,36; MnO 0,43. В тяжелых фракциях из протолочек слюдяного кимберлита кроме пиропа, оливина и моноклинного пироксена отмечались зерна альмандина ($n=1{,}780$) и мелкие кристаллы хромита. Хромдиопсид представлен зернами неправильной формы, имеет яркий изумрудно-зеленый цвет. Показатели преломления: $n_g=1{,}702$, $n_p=1{,}682$. Связующая масса кимберлита грязно-бурая. Представлена она серпентином, хлоритоподобным минералом, карбонатом, мелкочешуйчатым флогопитом. В отдельных участках — рассеянная вкрапленность рудного минерала.

Петрохимический состав слюдяных кимберлитов (табл. 14) соответствует среднему составу кимберлитов по Дэли. Очень сходны они с типичными жильными слюдяными кимберлитами из жил «Сопка» и «Горняцкая» и из трубки «Юнская», находящихся в других районах Сибири. Отличительной особенностью слюдяных кимберлитов Алдана является резко повышенное содержание кальция, что обусловлено преимущественной ролью кальцита в связующей массе слюдяных кимберлитов.

Трубки кимберлитов на Алдано-Селигдарском междуречье расположены цепочками вдоль двух малоамплитудных разломов меридионального направления. Из пяти известных трубок две располагаются на водоразделе ручьев Тобук—Хатыстыр и три — на водоразделе ручьев Хатыстыр—Тарыннах. Форма трубок в плане овальная, вытянутая по направлению разломов, диаметр от 65 до 200 *м*. Форма одной наиболее изученной трубки в приповерхностной части воронкообразная. Угол наклона контакта к центру трубки 50—85°. Поверхность контакта ступенчатая, ширина и высота ступеней 20—30 *см*. В приконтактовой зоне вмещающие доломиты не изменены, но разбиты трещинами двух систем: крутопадающими, параллельными падению контакта и

Таблица 14

Химический состав палеозойских кимберлитов и кимберлитоподобных пород

	Слюдяной кимберлит дайки „Алданская"	Кимберлиты трубчатых тел				Кимберлитовые породы						Средний состав кимберлитов по Дэли
		А	Б	В	Жила „Осенняя"	Дайка „Килиер-В"	Трубка „Горная"		Трубка „Огонек"	Трубка „Спутник"		
SiO_2	27,64	41,16	40,32	16,36	43,28	45,80	43,26	49,82	50,74	47,60	51,16	34,73
TiO_2	0,19	0,54	0,74	0,27	0,38	0,52	0,30	0,37	0,40	0,22	0,30	1,62
Al_2O_3	3,15	7,08	6,55	2,60	7,28	10,81	5,60	9,08	8,90	8,15	7,12	2,88
Cr_2O_3	0,08	0,13	0,08	Не опр.	0,08	0,08	0,17	0,04	0,08	0,03	0,11	—
Fe_2O_3	1,51	7,65	6,76	7,10	3,85	6,38	6,66	3,21	2,24	2,90	6,96	6,10
FeO	2,33	1,14	1,43	0,10	1,04	1,32	1,40	1,08	4,25	0,36	1,44	3,13
NiO	0,07	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,52	0,04	0,06	0,05	0,03	Следы	0,38	—
MnO	0,06	0,15	0,18	0,17	0,16	0,04	0,10	0,20	0,04	0,13	0,12	—
MgO	11,85	9,61	12,36	7,51	3,27	13,24	14,36	1,03	7,69	1,64	16,22	31,41
CaO	24,84	12,72	11,18	30,64	18,15	3,26	8,67	14,98	5,55	18,07	3,36	5,79
Na_2O	0,95	1,24	0,87	0,14	0,60	1,20	1,35	1,00	1,66	1,32	1,86	0,33
K_2O	0,40	3,47	2,64	1,79	3,99	1,87	0,75	5,68	5,18	4,11	0,50	1,17
P_2O_5	0,24	0,69	0,80	0,11	0,88	0,74	0,24	0,18	0,28	—	0,72	1,06
$S_{общ.}$	0,02	0,08	0,09	Не опр.	0,06	0,03	0,02	—	0,18	—	0,06	—
CO_2	18,78	Не опр.	Не опр.	„	13,30	0,95	4,85	8,07	11,60	10,37	4,72	2,58
H_2O	3,22	2,92	3,70	„	0,65	6,83	5,93	—	0,19	—	4,15	—
П.п.п.	4,32	11,64	12,58	33,22	2,01	7,42	6,14	5,50	1,05	4,87	4,59	9,20
Σ	99,65				99,50	100,55	99,66	100,23	100,06	99,74	99,82	—
a	2,4	8,1	6,1	3,6	8,1	5,7	4,1	11,3	11,7	10,0	4,6	2,2
c	1,1	0,8	1,5	0,3	1,5	4,3	1,8	0,9	0,4	1,1	2,3	0,6
b	60,2	40,7	42,7	72,1	34,5	32,9	42,0	25,3	26,5	27,8	35,7	60,8
s	36,1	49,8	49,3	23,9	55,9	57,1	51,9	62,5	61,3	61,1	57,4	36,4
Q	—33,5	—16,8	—4,7	—59,7	—5,9	—1,5	—6,0	—1,5	—1,1	+1,1	+3,3	—32,2
a/c	2,2	10,1	3,8	12,0	5,4	1,3	2,3	12,5	27,9	9,0	2,0	3,7
c'	55,3	37,8	30,1	65,6	67,6	4,3	21,8	75,4	25,0	77,3	4,1	9,4
f'	6,6	20,1	18,2	12,0	14,3	21,9	17,5	17,3	22,4	11,7	20,1	11,9
m'	38,1	42,1	51,7	22,4	18,1	73,8	60,7	7,3	51,6	11,0	75,3	78,7
n	37,5	35,0	33,6	11,2	19,2	48,0	72,4	21,0	36,7	32,3	85,7	27,8
t	0,7	0,9	1,3	1,3	0,7	0,8	0,5	0,4	0,06	0,4	0,6	3,3
φ	2,3	16,9	14,4	10,7	10,7	17,8	14,1	11,8	7,8	9,9	16,2	2,6

горизонтальными. К крутопадающим трещинам нередко приурочены маломощные (до 0,5 *см*) прожилки кимберлитовой вулканической брекчии с мелкими обломками вмещающих доломитов.

Кимберлиты трубок по своему составу отличаются от описанных выше кимберлитов даек почти полным отсутствием слюды — флогопита. Представлены они вулканическими брекчиями двух разновидностей.

Первая разновидность представляет собой очень плотную грубообломочную лито-кристаллокластическую породу бурого цвета. Обломки остроугольной формы размером от 2 до 30 *см* составляют 50—60% объема породы и представлены юрскими песчаниками, углисто-глинистыми сланцами, кембрийскими доломитами и архейскими гнейсами и гранитами (до 4%). Цемент серпентин-карбонатного состава очень сильно загрязнен окислами железа. Содержание минералов-спутников алмазов в этой разновидности незначительное: отмечались только розовый пироп и хромшпинель.

Вторая разновидность кимберлитовой брекчии характеризуется меньшим размером обломков и значительно большим содержанием минералов-спутников алмазов. Она представляет собой рыхлую породу зеленовато-серого цвета. Обломки имеют округлую и овальную форму и слагают 30—40% ее объема; размер их не превышает 5—10 *см*. Основная масса также имеет серпентин-карбонатный состав. Из минералов спутников алмазов здесь присутствуют в больших количествах пироп лилового и оранжевого цвета и хромшпинель. Микроструктура цемента кимберлитовых брекчий обеих разностей кристаллокластическая и частично лито-кристаллокластическая. Большую часть объема его (до 85%) слагают мелкие обломки (до 2—2,5 *мм*, редко до 5 *мм*) песчаника, доломита, кварца и полевого шпата и халцедон-кальцитовые псевдоморфозы по оливину; в незначительном количестве присутствуют зерна пиропа и иногда кристаллы флогопита. Кальцит в псевдоморфозах занимает периферические части и образует прожилковидные агрегаты, повторяющие петельчатую микроструктуру серпентина.

Пироп представлен округлыми и угловатыми зернами размером до 3 *мм*. Цвет его чаще светло-розовый с оранжевым или сиреневым оттенками ($n=1{,}754$—$1{,}767$), реже лиловый или оранжевый и иногда темно-красный. Связующая масса цемента сложена мелкими зернами и агрегатами кальцита и серпентина. Трещины и промежутки между зернами заполнены окислами железа. Иногда они полностью замещают серпентин. Отмечаются окварцованные участки основной массы, сложенные мелкозернистым агрегатом кварца роговиковой структуры.

В протолочках из кимберлитов и в шлихах из ручьев, дренирующих участки с кимберлитовыми трубками, кроме перечисленных минералов, встречаются оливин, моноклинный пироксен, хромит, хромдиопсид, апатит и циркон. Оливин и моноклинный пироксен светло-зеленого цвета представлены короткопризматическими и неправильными зернами размером 0,1—1 *мм*. Хромит образует неправильные, иногда октаэдрические зерна размером 0,1—1,5 *мм*. Хромдиопсид изумрудно-зеленого цвета представлен неправильными зернами размером до 2 *мм*; показатели преломления его: $n_g=1{,}702$, $n_p=1{,}670$; $n_g-n_p=0{,}32$; $+2V=65$—$70°$; $cNg=37°$.

Средний петрохимический состав кимберлитов трубок Центрально-Алданского района в общем мало отличается от среднего состава кимберлитов по Дэли и имеет некоторые общие черты с кимберлитами других районов Сибирской платформы. Отличительными особенностями кимберлитов Алдана является резко пониженное содержание магния и резко повышенное кальция, что объясняется преимуществен-

но карбонатным (кальцитовым) составом связующей массы. Часто в составе кимберлитовых пород Алдано-Селигдарского междуречья отмечается повышенное содержание щелочей, глинозема и кремнезема.

К кимберлитоподобным породам относятся лавобрекчии трахибазальта и лавобрекчии и туфолавы лампрофиров неопределенного ряда; только в одном случае среди последних четко определяется лампрофир мончикитового ряда. Кимберлитоподобными эти породы названы по присутствию в их составе минералов-спутников алмазов. Состав кимберлитоподобных пород детально был изучен А. А. Лебедевым (1962), по материалам которого в основном и дается их характеристика.

Лавобрекчия трахибазальта слагает одну трубку (трубка «Перевальная»). Как и кимберлиты Алданского щита, лавобрекчии трахибазальта больше чем наполовину сложены обломками вмещающих пород и их минералов; связующая масса имеет подчиненное значение. Обломки кристаллических пород составляют от 45 до 85% объема породы, обломки осадочных карбонатных пород редки. Форма обломков разнообразная, иногда они имеют линейно-параллельное расположение. Родственными основной массе породы являются, по-видимому, изометричные и округлые включния слюдистых порфиритов, слагающих иногда до 30% объема породы. Размер их колеблется от 0,1 до 2 *мм*. Сложены порфириты мелкими (0,1—0,2 *мм*) чешуйками желтовато-бурой слюды и хлоритовой микрочешуйчатой основной массой, пропитанной рудной пылью и содержащей значительное количество мелких иголочек апатита.

Порфировые вкрапленники трахибазальта представлены идиоморфными кристаллами плагиоклаза — ряда андезина, диаметром до 1,5 *мм*. Иногда в фенокристах отмечаются крупные изометричные ксенокристаллы серпентинизированного оливина, изредка встречается пироп ($n=1{,}760$). В некоторых случаях во вкрапленниках присутствует псевдолейцит, агрегаты-псевдоморфозы которого имеют в сечении восьмиугольную форму с несколько сглаженными очертаниями и выполнены либо микрозернистым агрегатом ортоклаза, содержащим червеобразные вростки нефелина (?), либо только ортоклазом.

Основная масса породы криптокристаллическая, полевошпатовая с коричневато-бурым оттенком за счет пелитизации. В ней выделяются очень мелкие короткопризматические кристаллики плагиоклаза, замещающегося глинистыми минералами и серпентином. Рудные минералы в основной массе представлены неправильными скоплениями гидроокислов железа и мелкими зернышками магнетита. В протолочках лавобрекчии трахибазальта отмечаются единичные зерна хромшпинели.

Туфолавы и лавобрекчии лампрофиров неопределенного ряда делятся по составу основной массы на два типа: 1) туфолавы со слюдисто-хлоритовой основной массой (трубка «Спутник», дайка «Килиер-В», жила «Осенняя») и 2) туфолавы с существенно серпентиновой основной массой (трубки «Горная» и «Огонек», «Тело 29»). Вкрапленники в обоих случаях представлены зернами плагиоклаза, пироксена, оливина, пиропа и слюды. Изредка отмечается во вкрапленниках роговая обманка.

Плагиоклаз-андезин во вкрапленниках, как правило, сильно каолинизирован. Основную часть вкрапленников представляют цветные минералы, в первую очередь моноклинный пироксен. Он образует ксеноморфные или идиоморфные кристаллы диаметром 0,5 *мм*. В шлифе окраска его слабо-зеленоватая; нередко в ней появляется розоватый

оттенок, а в скрещенных николях такой пироксен обнаруживает зональность и неотчетливую структуру песочных часов. Иногда розоватый оттенок появляется только в краевых частях зерен. С усилением окраски пироксена заметным становится и плеохроизм его. По кристаллооптическим константам пироксен определяется как диопсид, содержащий до 20% авгитовой молекулы. Его константы: $cNg=35°$, $+2V=56°$, $n_g=1{,}703$, $n_p=1{,}672$. По пироксену развиваются кальцит, хлорит, серпентин и магнетит.

Обычным минералом вкрапленников является серпентинизированный оливин. В туфолавах второго типа он слагает иногда более половины всех вкрапленников (около 20% объема породы). Средний размер вкрапленников оливина — 1 *мм*. Форма их неправильная, округлая, характерная для ксенокристаллов; изредка только отмечаются зерна оливина с правильными кристаллографическими ограничениями. Серпентин развивается по оливину в виде петельчатых и ленточных агрегатов микрочешуйчатого, волокнистого или пластинчатого строения. Иногда он образует и полные псевдоморфозы. Серпентин бесцветный, зеленовато-желтый, иногда бурый. Очень часто вкрапленники сложены слюдой. Она образует крупные, нередко деформированные пластинки и имеет буровато-желый цвет. Пироп во вкрапленниках присутствует в обоих типах описываемых туфолав. Иногда они окружены келифитовой каймой, состоящей в основном из рудного вещества. Показатель преломления пиропа 1,764—1,770.

Помимо вышеописанных минералов в составе туфов и лавобречкий присутствуют хромдиопсид и хромшпинель.

Для туфолав первого типа характерна микрочешуйчатая слюдисто-хлоритовая основная масса, слагающая 40—50% объема породы.

Основная масса туфолав лампрофиров второго типа сложена грязно-зеленым криптокристаллическим серпентином ($n=1{,}555$), мелкими (0,001—0,05 *мм*) листочками слюды и идиоморфными кристалликами моноклинного пироксена размером 0,02 *мм*; в небольшом количестве присутствует кальцит. Иногда отмечаются и промежуточные разности между этими типами туфолав.

Лампрофир мончикитового ряда слагает только одну небольшую жилу. Он имеет типичный гипабиссальный облик и представляет собой порфировую породу с микрозернистой основной массой. Вкрапленники в ней слагают 15—30% и представлены оливином, слюдой и пироксеном; основная масса сложена слюдой и пироксеном. Обломки чуждых пород очень малы, хотя их размеры обычно значительны (5—8 *мм*).

Оливин вкрапленников полностью серпентинизирован. Агрегаты — псевдоморфозы серпентина — четко ограниченные и неправильные; размер их достигает 1,5 *мм*. В центральыных частях их присутствуют зернистые выделения магнетита и хлопьевидные агрегаты гидроокислов железа. Иногда в этих псевдоморфозах вместе с серпентином присутствует и тальк.

Слюда образует пластинчатые, часто изогнутые расщепленные кристаллы размером до 2 *мм*. В шлифе она имеет буровато-желтый (по Ng) цвет и плеохроирует (по Np) до бесцветной. По трещинам спайности в слюде развивается хлорит. Пироксен во вкрапленниках представлен короткостолбчатыми либо несколько удлиненными идиоморфными кристаллами бледно-зеленоватого диопсид-авгита ($cNg=35°$; $n_g=1{,}704$; $n_p=1{,}672$), почти не затронутого вторичными изменениями.

Основная масса сложена микроскопическими чешуйками слюды и ксеноморфными зернами пироксена размером 0,01—0,02 *мм*. Кроме них в основной массе присутствуют мелкая вкрапленность магнетита и

редкие зерна апатита; в интерстициях иногда наблюдается бесцветное изотропное вещество (анальцим?).

Происхождение кимберлитоподобных пород Алданского щита А. А. Лебедев объясняет реакционным взаимодействием ультраосновной кимберлитовой магмы с магмой повышенной щелочности. Содержащиеся в них обычные компоненты кимберлита — оливин, пироп, хромдиопсид и хромшпинель — имеют отчетливо выраженный характер ксенокристаллов. Можно сделать предположение, что эти минералы были привнесены в щелочную магму в виде оформленных кристаллов, представляющих собой продукты ранней глубинной фазы кристаллизации кимберлитовой магмы. В «чистом» виде эта ультраосновная магма проявилась в виде кимберлитов дайки «Алданская». Реакционное взаимодействие обеих магм и дифференциация создали промежуточные члены ряда, в котором отчетливо наблюдается постоянное нарастание основности и появление все более четких «кимберлитовых» черт.

Проблематичная щелочная магма, участвующая в образовании кимберлитоподобных пород, возможно, имела какую-то связь с щелочной магмой, с которой связано образование мезозойских щелочных пород на Алданском щите. Косвенно на это указывает присутствие в кимберлитоподобных породах псевдолейцита, характерного для группы мезозойских щелочных интрузий Алдана.

Возраст интрузий кимберлитов может быть определен на основании наличия секущих контактов с нижнекембрийскими отложениями и присутствия в кимберлитах обломков песчаников и углисто-глинистых сланцев с юрской флорой (А. А. Лебедев, П. П. Зуев). Эта находка и определения флоры требуют еще проверки и повторения. Во внутренних районах Сибирской платформы наряду с пермскими и пермо-триасовыми кимберлитами известны и юрские кимберлиты, содержащие обломки песчаников с верхнеюрской фауной. До подтверждения возраста алданских кимберлитов они включаются нами в палеозойско-мезозойский интрузивный комплекс пород.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Мезозойский магматизм в Южной Якутии проявился повсеместно и связан с активизацией зон глубинных разломов и краевого шва, разграничивающего Алданский щит и Становую складчатую область.

В пределах Алданского щита мезозойские магматические породы выделяются под названием алданский комплекс. В него входят интрузии малых глубин, субвулканические, эффузивные и пирокластические образования. По составу это щелочные и щелочноземельные породы. К зоне Станового краевого шва приурочены интрузии гранитоидов ларбинского комплекса. Они распространены лишь на крайнем юго-востоке района.

Мезозойский магматизм сопровождался широким проявлением метасоматических процессов, затрагивающих как сами интрузии, так и вмещающие их осадочные и метаморфические породы. С мезозойскими магматическими и метасоматическими породами генетически связана золотоносность Южной Якутии.

АЛДАНСКИЙ КОМПЛЕКС

Изучение мезозойских щелочных и щелочноземельных магматических пород Алданского щита началось в 20-х годах работами В. Н. Зверева, А. П. Бахвалова, Ю. А. Билибина, Р. В. Нифонтова, В. И. Серпухова, М. Я. Столяра и др.

Первое обстоятельное монографическое описание алданского магматического комплекса дано в трудах Ю. А. Билибина (1941, 1947), выделившего эту группу магматических образований в самостоятельную петрографическую провинцию.

Очень большое количество данных, касающихся геологии, петрографии, металлогении и геохимии алданского комплекса, было получено в 50-е и начале 60-х годов в связи с охватом территории Алданского щита среднемасштабной геологической съемкой и тематическими работами различного характера. В результате этих исследований были уточнены районы распространения мезозойских магматических образований, обнаружено большое количество новых магматических тел, получены новые данные о составе пород, абсолютном возрасте и т. п. В этих работах, проводимых под руководством Ю. К. Дзевановского (1953—1963 гг.), принимал участие коллектив геологов Южно-Якутской и Тимптоно-Учурской комплексных экспедиций Якутского геологического управления и ВАГТа.

Геологией, минералогией и геохимией мезозойских интрузий Алданского щита занимались также научно-исследовательские институты: ВСЕГЕИ (Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. Н. Донаков, В. К. Титов, А. Ф. Шпагин, С. И. Щукин) в Атбастах-Мурунском, Центрально-Алданском и Эватинском районах; ИМГРЭ (С. М. Кравченко, Е. В. Власова, А. Ф. Ефимов и др.) в Центрально-Алданском районе; ИГЕМ (П. П. Смолин) в Центрально-Алданском районе. Минералогией указанных пород занимались, кроме того, А. А. Маракушев, А. М. Корчагин и др. Частным вопросам геологии мезозойских пород Центрально-Алданского района посвящены статьи Е. П. Леоновой, Г. С. Горшкова и др., вопросам пространственного размещения интрузий — работы Ю. А. Билибина, Ю. К. Дзевановского, Ю. М. Шейнманна и Л. М. Минкина. Первая общая характеристика мезозойских магматических пород всего Алданского щита дана Ю. К. Дзевановским в 1952 г.

Как показали все проведенные исследования, основными вопросами, требующими решения при изучении алданского комплекса, являются следующие: 1) установление последовательности формирования этого сложного магматического образования с выделением пород различных возрастных групп; 2) определение их возраста; 3) выявление закономерностей размещения.

Первое сообщение о существовании ассоциаций щелочных и щелочноземельных пород и выделение четырех главных разновозрастных групп было сделано Ю. А. Билибиным в 1940 г. В своей классификации он отметил, что внутри каждой группы возможно еще более дробное подразделение пород по возрасту. Установленная Ю. А. Билибиным последовательность возрастных групп сохранила свое значение до настоящего времени. Однако в результате геологосъемочных и тематических работ, проведенных в 60-е годы, были получены новые данные, расширившие представления об ассоциациях пород и фациях мезозойского магматизма.

В результате анализа и обобщения вновь полученных геологических данных схема расчленения мезозойских интрузий Ю. А. Билибина была дополнена В. А. Подкопаевым (1962—1963 гг.), С. М. Кравченко (1962 г.) и Т. В. Билибиной (1960—1963 гг.) и др.

В настоящее время в алданском комплексе выделяется пять основных возрастных групп: I, II, III, IV и V (см. табл. 16).

Следует отметить, что принципиально новым в характеристике мезозойского магматического комплекса, по сравнению с представлениями Ю. А. Билибина, является установление весьма значительной роли вулканических процессов в его формировании и отнесение его в связи

с этим к числу вулканогенно-интрузивных комплексов. Второй особенностью комплекса можно считать широкое развитие метасоматических процессов, приведших к возникновению разнообразных щелочных метасоматитов, связанных с породами соответствующих интрузивных фаций.

Возраст магматических пород алданского комплекса датируется как поздняя юра — ранний мел на основании рвущих контактов с нижне-, средне-, верхнеюрскими и отчасти нижнемеловыми отложениями (Билибин, 1940; Дзевановский, Кукс, Кац, 1956). Однако данные о наличии порфировых пород I группы в гальке конгломератов юхтинских и горкитской свит в Центрально-Алданском и Токинском районах и вулканических туфов в Суннагинском районе позволяют предполагать начало магматической деятельности в ранней юре. Мезозойский возраст щелочных и щелочноземельных пород подтверждается цифрами абсолютного возраста (табл. 15).

Таблица 15

Место взятия образца и кем отобран	Наименование породы	Абс. возраст, млн. лет	Аналитик
Голец Лебединый	Кварцевый порфир	188	—
Ключ Перебуторный (А. Д. Дашкова)	Ортофир из пластовой интрузии I группы	158	Н. И. Полевая, 1960 г.
Река Тунгурчакан (В. К. Селецкая)	Сиенит	145	—
Месторождение Таежное (Ю. К. Дзевановский)	Сиенит-порфир	130—140	—
Гора Бол. Мурун (С. И. Щукин)	Нефелиновый сиенит	127	Н. И. Полевая
Гора Инагли (В. М. Моралев, А. А. Емельянов)	Эгириновый сиенит	140	—
Река Инагли (А. Д. Дашкова)	Шонкинит	138	Н. И. Полевая, 1963 г.
Голец Мрачный (А. Д. Дашкова)	Авгитовый сиенит	136	—
Голец Шаман (П. П. Смолин)	Пегматит	135	—
Голец Лебединый (П. П. Смолин)	Пегматит	120	—
Голец Батько (Т. В. Билибина)	Псевдолейцитит	110	Э. К. Герлинг, 1964 г.
Голец Якокутский (П. П. Смолин)	Пегматит	107—120	—
Река Инаригда (В. И. Донаков)	Фонолитовый порфир	115	Н. И. Полевая
Голец Юхухта (А. Д. Дашкова)	Эгириновый гранит	127	Н. И. Полевая, 1963 г.

По вопросу генезиса щелочных пород Алданского щита существует несколько точек зрения. Ю. А. Билибин, Ф. Р. Апельцин и А. И. Казаринов рассматривают эти породы как производные трахибазальтовой магмы и относят их к интрузиям платформенного типа. Ю. К. Дзевановский считает их производными гранодиоритовой магмы, интрудировавшей по расколам из обрамляющей Алданский щит Монголо-Охотской складчатой зоны. Ю. М. Шейнманн, относя интрузии Алданского щита к магматизму рам складчатых областей, предполагает возможность смесимости основных и кислых магм. Е. П. Миронюк выделил три этапа мезозойской магматической деятельности:

1) раннеюрский (малые интрузии и эффузивы андезит-трахит-риолитового состава); 2) позднеюрский — раннемеловой (гипабиссальные интрузии щелочноземельных и щелочных пород); 3) раннемеловой (эффузивы андезит-риолитового состава в южной части щита). Многообразие мезозойских магматических пород этот исследователь объясняет дифференциацией двух генетически разных магматических очагов — базальтовой магмы, породившей щелочные породы, и магмы диоритового состава, с которой связана серия диорит-сиенит-гранитоидных пород.

Алданский вулканогенно-интрузивный комплекс щелочноземельных и щелочных пород калиевого ряда рассматривается в связи с магматизмом активизированных частей древних щитов и платформ, исключительно ярко проявившемся на территории Восточной Сибири. Как уже указывалось, этот комплекс включает пять разнообразных групп пород, период формирования которых определяется как юра — ранний мел (табл. 16).

Характер пород и геологические условия локализации магматических тел алданского комплекса отчетливо указывают на застывание их на небольших глубинах, в приповерхностной и в наземной обстановке. Обычно область локализации определяется контактом двух структурных этажей: складчатых метаморфических толщ раннего докембрия, слагающих кристаллический фундамент, и пологолежащих осадочных отложений платформенного чехла. Последние представлены карбонатными и терригенными породами верхнего протерозоя и кембрия, перекрытыми в отдельных участках песчано-глинистыми отложениями нижней, средней, верхней юры и нижнего мела.

Пластовые интрузии порфировых пород I группы залегают преимущественно среди кембрийских и верхнепротерозойских толщ платформенного покрова. Интрузии малых глубин сиенитового состава локализуются непосредственно в кристаллических породах фундамента, но чаще всего они приурочены к плоскости контакта фундамента и платформенного чехла, образуя межформационные тела. Приповерхностные внедрения и наземные излияния пород III группы пространственно приурочены к выведенным на поверхность частям интрузий этого же комплекса и прилегающим выступам докембрийского фундамента. Значительно реже вулканогенные породы ложатся на осадочные толщи верхнего протерозоя или кембрия и тем более юры. Характерной особенностью пород алданского комплекса является чередование во времени интрузивных и вулканогенных фаций, причем каждая возрастная группа представляет собой четкие петрографические ряды. Особенно ярко эти ряды выражены в щелочных породах калиевого состава интрузивных и вулканогенных (группы II и III). Каждая возрастная группа отличается вполне определенной морфологией магматических тел, что было подчеркнуто Ю. А. Билибиным и в его классификации принято за основной признак.

Как следует из табл. 16, порфировые породы и диориты I группы образуют главным образом пластовые интрузии, иногда лакколиты и в редких случаях штоки и дайки. Породы других возрастных групп харктеризуются многообразием форм магматических тел, среди которых для интрузивных разностей типичны лакколитообразные тела, штоки и дайки. Своеобразные черты строения обнаруживают штоки щелочноземельных сиенитов, представляющие собой диапировые тела, местами усложненные согласными межпластовыми апофизами, а также интрузии меланократовых сиенитов, имеющих кольцевую форму.

Метасоматические породы, особенно характерные для групп щелочных и нефелиновых сиенитов и эгириновых гранитов, локализуют-

Таблица 16

Характеристика основных возрастных групп пород алданского магматического комплекса

Геологический возраст	Абсолютный возраст, млн. лет	Фации глубинности	Возрастные группы	Петрографические ассоциации пород	Формы залегания и размеры магматических тел	Контактовый метаморфизм	Районы распространения
Ранний мел	127—108	Интрузии малых глубин, частью метасоматические	**V** Эгириновые граниты и связанные с ними породы	1. Эгириновые граниты, граносиениты, сёльвсбергиты, грорудиты 2. Метасоматические эгириновые граниты, метасоматические брекчии, сцементированные эгириновыми гранитами	Штоки (диаметр 0,5—2 *км*), дайки, прожилки Неправильные трубообразные тела (диаметр 0,5—2 *км*)	Фенитизация	Центрально-Алданский, Верхне-Амгинский, Атбастах-Мурунский, Эвотинский, Сутамский
	136—107	Интрузии малых глубин с явлениями глубинной ассимиляции	**IV** Щелочно-земельные сиениты и сиенит-порфиры	1. Авгитовые и авгит-роговообманковые сиениты, сиенит-порфиры, минетта, пегматиты 2. Монцониты, сиенит-диориты 3. Диориты, гранодиориты	Диапировые, лакколитообразные, пластообразные тела, штоки, дайки Штоки (диаметр до 3,5 *км*), дайки	Интенсивное скарнирование, ороговикование (форстерит-шпинель-флогопитовые, диопсид-тремолитовые и другие скарны)	Центрально-Алданский, Верхне-Амгинский, Эвотинский, Гонамский, Сутамский
	115—110	Вулканегенные: эффузивно-пирокластические (жерловые, прижерловые), субвулканические	**III** Щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые эффузивы и их пирокластолиты	1. Тингуаиты и псевдолейцитовые тингуаиты, щелочные трахиты и трахитовые порфиры, фонолиты и фонолитовые порфиры, псевдоэпилейцитовые порфиры 2. Переслаивание щелочных трахитов, фонолитов и других пород с их лавобрекчиями и туфами 3. Туфоагломераты, лавобрекчии, туфы	Дайки, неправильные субвулканические и пластообразные тела протяженностью от десятков метров до 5—10 *км*. Вулканические купола, покровы, пластообразные тела, некки	Слабое ороговикование, обжиг, редко эгиринизация	Центрально-Алданский, Атбастах-Мурунский, Верхне-Амгинский
	138	Интрузии малых глубин, сопровождаемые широким развитием метасоматических процессов	**IIб** Щелочные, нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты и щелочные метасоматиты	1. Меланократовые сиениты (шонкиниты, малиньиты, мельтейгиты, миссуриты, шонкинит-порфирит) 2. Щелочные эгириновые и биотитовые сиениты, пуласкиты, лаурвикиты, нордмаркиты 3. Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты	Штоки, дайки, кольцевые интрузии	Фенитизация, ороговикование ослюденение, скарнирование (лепидомелан-диопсидовые и флогопит-диопсидовые породы)	Центрально-Алданский, Атбастах-Мурунский, Верхне-Амгинский, Гонамский
	147—135			4. Щелочные метасоматиты (эгирин-анортоклазовые, эгирин-нефелин-анортоклазовые, эгиринины, альбититы, лепидомелан-анортоклаз-диопсидовые породы и пегматиты)	Лакколитообразные тела и штоки (диаметр от 2—7 до 18 *км*), неправильные, линзообразные и жилообразные тела. Ширина зон метасоматитов до 1,5, редко до 3 *км*	—	—
		Вулканогенные: субвулканические подчиненно—эффузивно-пирокластические	**IIа** Псевдолейцитовые эффузивы и пирокластолиты	Псевдо- и эпилейцитовые порфиры и их лавобрекчии, предположительно щелочные пироксениты	Покровы, пластообразные тела, вулканические кальдеры, дайки	Не ясен	Центрально-Алданский
Юра	188—158	Интрузии малых глубин, субвулканические	**I** Диоритоидные породы, щелочно-земельные порфиры и лампрофиры	1. Кварцевые, кварцсодержащие фельзитовые и сферолитовые порфиры 2. Сиенит-порфиры, трахитовые порфиры, бостониты 3. Роговообманковые сиенит-порфиры, ортофиры, керсантиты, вогезиты 4. Диориты, гранодиориты, граносиениты, диорит-порфиры	Пластовые тела, дайки То же » Мощность пластовых тел до 60—100 *м*	Ороговикование, мраморизация, скарнирование	Кет-Капский, Томптоканский, Токинский, Гонамский, Суннагинский, Центрально-Алданский, Верхне-Амгинский

ся в виде тел неправильной формы, иногда кольцевых (вдоль контактов интрузий), сильно усложняющих форму массивов. Кроме того, они образуют метасоматические брекчии, возникающие в местах доинтрузивных разломов и имеющие трубообразную или линейную форму.

Особое разнообразие морфологии магматических тел присуще вулканогенным породам, которые залегают в виде вулканических куполов, покровов, пластообразных и крутопадающих субвулканических тел и даек. Вулканические купола имеют слоистое строение, обусловленное чередованием эффузивов и пирокластических пород. Иногда наблюдаются так называемые неудавшиеся покровы того же слоистого строения, но застывшие под непроницаемой покрышкой осадочных пород. Вулканические некки встречены в единичных случаях, что, вероятно, связано с избирательно проявленной эрозией, а также с недостаточной изученностью вопроса. Что же касается вулканических кальдер, признаки которых (неполные кольцевые структуры) известны в ряде массивов (Якокутский, Томмотский), то полная их конфигурация пока неясна.

Исключительной особенностью мезозойского магматизма Алданского щита является приуроченность интрузивных и вулканогенных образований различных возрастных групп к единым центрам извержения (чаще в местах пересечения различных разрывных нарушений), что обусловило очень сложную форму таких массивов. Большинство из них представляет собой сложные долгоживущие тела, в которых сочетаются лакколитообразные интрузии и штоки различных интрузивных фаций с вулканическими куполами, покровами, кальдерами опускания, неправильными субвулканическими телами и обилием даек. Такие массивы широко распространены в Центрально-Алданском, а также в Атбастах-Мурунском, Гонамском и других районах.

Что касается пространственного размещения пород различных возрастных групп и фаций на территории Алданского щита, то здесь устанавливается достаточно четкая закономерность. Щелочноземельные порфировые породы и диориты I группы, а также щелочноземельные сиениты резко преобладают в восточной части щита (Томптоканский, Кет-Капский, Сутамский, Гонамский, Токинский районы). В Атбастах-Мурунском районе порфировые породы I группы пока не встречены, а щелочноземельные сиениты имеют совершенно ничтожное развитие (единичные дайки).

Щелочные породы калиевого ряда (интрузивные и вулканогенные) преобладают над другими членами мезозойского комплекса в западной части щита — Атбастах-Мурунском районе, широко развиты в центрально-Алданском, Верхне-Амгинском и Эвотинском районах и незначительное распространение имеют на востоке (Суннагинский, Гонамский, Кет-Капский районы).

Особенно ярко проявлялась мезозойская магматическая деятельность во все периоды ее развития в Центрально-Алданском районе, где наиболее полно представлены породы всех возрастных групп (за исключением диоритов и диорит-порфиритов, типичных для восточной части щита).

В отношении характера взаимоотношений и сопряженности алданского вулканогенно-интрузивного комплекса с другими магматическими образованиями следует отметить, что в северной и западной частях щита мезозойские интрузии пространственно связаны с полями развития палеозойских диабазов и позднепалеозойских—мезозойских кимберлитов (Верхне-Амгинский район). На юге и востоке Алданского щита породы этого магматического комплекса пространственно связаны с областями развития гранитоидов и эффузивов ларбинского

комплекса и не всегда четко от них отделяются. С другой стороны, там же, в районах развития мезозойского магматизма, отмечены проявления молодых базальтовых магм.

АТБАСТАХ-МУРУНСКИЙ РАЙОН

Мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс представлен здесь щелочными и нефелиновыми сиенитами, щелочными вулканогенными породами и эгириновыми гранитами, интрузии и вулканические тела которых четко приурочены к Кеме-Кебектинскому и Атбастах-Торгойскому региональным разломам. Большая часть мезозойских интрузий локализуется в зоне Атбастах-Торгойского разлома, имеющей длину 70 *км*. Протяженность полосы размещения интрузий вдоль Кеме-Кебектинского разлома составляет 50 *км*.

Наибольшая концентрация магматических тел приурочена к узлу пересечения этих региональных разрывных нарушений, в центре которого находится самый крупный Мурунский массив (площадью около 180 *км*^{2}). Мезозойский возраст щелочных магматических пород Атбастах-Мурунского района устанавливается только по данным определения абсолютного возраста — 135 млн. лет по нефелиновым сиенитам и 115 млн. лет по фонолитовым порфирам и по четкой аналогии с породами Центрально-Алданского района.

В пределах Атбастах-Мурунского района известны: 1) щелочные и нефелиновые сиениты, сиенит-порфиры, шонкиниты и шонкинит-порфиры и связанные с ними щелочные пегматиты и другие метасоматические породы; 2) излившиеся и субвулканические аналоги щелочных и нефелиновых сиенитов (щелочные трахиты, фонолиты, тингуаиты и их псевдолейцитовые разности, сёльвсбергиты); 3) роговообманковые сиенит-порфиры, дациты; 4) эгириновые граниты и грорудиты.

Наиболее ярко и полно представлены породы двух первых типов, значительно меньшее развитие имеют эгириновые граниты и совсем редко встречаются порфировые породы из группы щелочноземельных сиенитов (сиенит-порфиры, дациты), единичные дайки которых были встречены в юго-западной части района. Все эти породы обычно наблюдаются в пределах единых магматических тел, что позволяет с достаточной определенностью установить их возрастные взаимоотношения.

Наиболее ярко ассоциации различных пород представлены в самом крупном Мурунском массиве (рис. 47). Щелочные и нефелиновые сиениты образуют здесь наиболее крупные лакколитообразные или пластовые тела и штоки с сечениями от 0,5—2 до 14 *км*. Эти тела чаще всего располагаются на контакте двух структурных ярусов и приурочены к региональным разрывным нарушениям. В кровле их обычно залегают кварцито-песчаники кумахулахской и сеньской свит верхнего протерозоя.

В составе этой группы преобладают щелочные сиениты (эгириновые, эгирин-авгитовые, пуласкиты, нордмаркиты). Они переходят в краевых частях массива в щелочные сиенит-порфиры, которые образуют также пластовые апофизы в кровле. Нефелиновые сиениты представлены неправильными телами среди щелочных разновидностей, то связанными с ними постепенными переходами, то с четкими интрузивными контактами (нефелиновые сиениты секутся жилами и апофизами щелочных сиенитов и сиенит-порфиров).

Щелочные габброиды, завершающие формирование этой группы пород (шонкиниты, малиньиты, шонкинит-порфириты), образуют мел-

кие штоки, кольцевые тела и дайки, приуроченные к контактам сиенитов с вмещающими толщами или локализуются группами внутри сиенитовых массивов.

Исключительно широкое развитие имеют различные щелочные метасоматиты — эгирин-полевошпатовые, нефелин-эгирин-полевошпато-

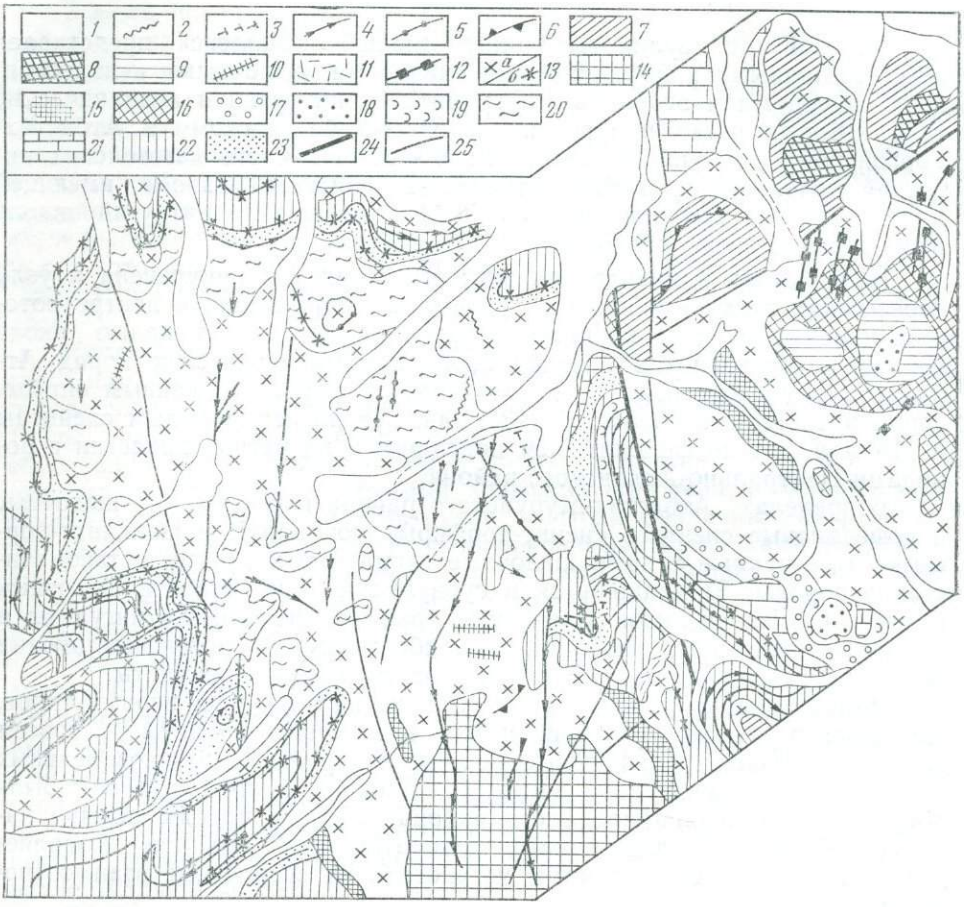


Рис. 47. Схематическая геологическая карта Мурунского массива

1 — четвертичные отложения. Мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс: *2* — эгириновые граниты; *3* — сёльвсбергиты; *4* — тингуаиты; *5* — щелочные трахиты; *6* — фонолитовые порфиры; *7* — псевдолейцитовые порфиры; *8* — щелочные трахиты, их туфы и туфолавы; *9* — туфоагломераты; *10* — шонкинит-порфиры; *11* — шонкиниты трахитоидные; *12* — эгирин-полевошпатовые нефелинсодержащие пегматиты; *13* — эгириновые сиениты равномернозернистые или порфировидные (*а*) и сиенит-порфиры (*б*); *14* — нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты; *15* — биотитсодержащие щелочные сиениты; *16* — метасоматические щелочные сиениты; *17* — эгирин-полевошпатовые метасоматиты; *18* — мономинеральные эгириновые породы (эгиринты); *19* — роговики; *20* — фенитизированные гнейсы. Верхнепротерозойские образования: *21* — торгинская и верхнесеньская свиты (афанитовые, водорослевые, оолитовые доломиты и известняки); *22* — нижнесеньская свита (кварцито-песчаники с линзами кварцево-галечных конгломератов); *23* — кумакулахская свита (пестроцветные аргиллиты, алевролиты и мраморы). Тектонические нарушения; *24* — региональные разломы, *25* — нарушения более высоких порядков

вые, лепидомелан-диопсидовые, эгиринты, альбититы и щелочные, иногда нефелинсодержащие эгирин-полевошпатовые пегматиты. Некоторые щелочные метасоматиты переходят в метасоматические нефелиновые сиениты (нефелин-эгирин-полевошпатовые) или в шонкинитоподобные породы (лепидомелан-диопсидовые). Метасоматические породы развиваются в краевых частях массивов, где они связаны постепенными переходами с метасоматическими разновидностями щелочных и не-

фелиновых сиенитов. Форма их тел неправильная с извилистыми границами. Время формирования весьма длительное, соответствующее периоду образования пород группы щелочных и нефелиновых сиенитов от ранних фаз к завершающим. Пегматиты концентрируются большей частью в линейные полосы, соответствующие положению зон разрывных нарушений в пределах Мурунского массива. Они образуют серии линз и жилообразных тел, ориентированных вдоль этих разломов. По характеру структурных соотношений намечается развитие метасоматических образований как по магматическим породам комплекса, так и по вмещающим осадочным породам. Петрографические особенности пород этой группы определяются общностью минерального состава, в целом однообразного, при большой изменчивости количественных и структурных соотношений минералов.

Главными минералами всех пород этой группы являются: анортоклаз, редко микроклин, эгирин и в нефелинсодержащих породах — нефелин. Темноцветные минералы — эгирин-авгит, авгит и биотит. Альбит имеет подчиненное развитие и встречается в основном в эгириновых сиенитах.

Нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты обладают гипидиоморфнозернистой и реже дактилоскопической и трахитоидной структурой, иногда порфировидны. В их составе резко преобладают анортоклаз (40—80%), нефелин (15—20%), эгирин (10—15%). В небольшом количестве присутствуют гранат и биотит. Реже встречаются сиениты, богатые биотитом (до 40%). Нефелин часто замещен мусковитом, либенеритом и реже цеолитом. Мусковитизированные сиениты имеют очень широкое распространение и местами образуют обособленные тела. Метасоматические нефелиновые сиениты отличаются очень неравномерной пятнистой и полосчатой текстурой и различными типами кристаллобластовых структур, вплоть до гранобластовой.

Эгириновые и эгирин-авгитовые сиениты, включая пуласкиты и нордмаркиты, характеризуются большим разнообразием структур — гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, трахитоидной, пегматоидной, нередко порфировидной. Главные минералы — анортоклаз (до 80%) и эгирин (20%); реже встречаются ортоклаз, микроклин, альбит, биотит и, как исключение, щелочной амфибол и кварц. Пироксен по составу соответствует эгирину и эгирин-авгиту с содержанием эгириновой молекулы от 10 до 40%, обусловливающей его зональное строение. Эгирин представлен несколькими разновидностями, различными по времени формирования.

Эгириновые сиенит-порфиры отличаются от сиенитов отчетливой полнокристаллической порфировой структурой и нередко связаны с ними постепенными переходами. В порфировых выделениях присутствует калинатровый полевой шпат, реже эгирин; структура основной массы аллотриоморфнозернистая и ортофировая. Некоторым отличием от состава эгириновых сиенитов является более широкое развитие процесса альбитизации. Подчиненное значение в группе щелочных сиенитов имеют кварцсодержащие сиенит-порфиры и бостониты, тяготеющие обычно к полям развития докембрийских гнейсо-гранитов.

Шонкиниты, малиньиты и шонкинит-порфириты отличаются от щелочных сиенитов меланократовым обликом, более плотным мелкозернистым сложением и магматическим типом структур — гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой. В их состав входят: анортоклаз (50%), пироксен-авгит, эгирин-авгит в переменных количествах (20—50%) и подчиненно — нефелин и биотит. В шонкинит-порфиритах порфировые выделения представлены авгитом — зональным и пятнистым, с каемками эгирин-авгита. В основной массе, имеющей мелкозернистую тра-

хитоидную структуру, присутствуют те же минералы, что и в шонкинитах.

Метасоматические щелочные породы этой группы, имеющие тот же состав, что и различные сиениты, отличаются от них разнообразием и иным типом текстурных и структурных особенностей. Среди этих пород преобладают нефелиновые сиениты, развитые внутри массивов, вдоль зон ранних тектонических нарушений и в их прикровельных частях, насыщенных ксенолитами вмещающих осадочных пород (песчано-глинистых и карбонатных). Для них характерно мелко- и среднезернистое строение и неравномерное проявление пятнистой, полосчатой, брекчиевидной и других типов текстур, а также густая сеть эгириновых прожилков. Метасоматическое происхождение сказывается прежде всего на структуре этих пород (структуры перекристаллизации — гранобластовая, лепидонематобластовая, гетеробластовая, порфиробластовая). В отдельных участках метасоматические сиениты имеют кристаллизационную сланцеватость, возникающую наряду с другими структурами перекристаллизации в результате незавершенных процессов катаклаза. Главными минералами в этих породах являются анортоклаз (30—60%), эгирин (5—50%), нефелин (5—30%) и биотит, в резко переменных количественных соотношениях. В некоторых случаях отмечается обогащение нефелиновых сиенитов гранатом, сфеном и апатитом. Исключительно характерен эгирин, обусловливающий возникновение игольчатых структур вплоть до звездчатых, гломерокристаллических и спутанно-волокнистых. Эгирин относится к нескольким генерациям. Нефелин в этих породах почти всегда замещен мелкочешуйчатым либенеритом и иногда хорошо индивидуализированными кристаллами мусковита.

Щелочные метасоматиты — эгирин-полевошпатовые, нефелин-эгирин-полевошпатовые и эгириниты — локализуются в эндоконтактовой части массивов и проявляются вдоль зон тектонических нарушений, реже встречаются в удалении от них. Возникновение их связано большей частью с влиянием процессов натрового метасоматоза, вызывающего эгиринизацию щелочных сиенитов. Эгиринизированные сиениты связаны постепенными переходами с другими щелочными метасоматитами. Морфология этих пород весьма разнообразна; они образуют неправильные линзовидные тела, гнезда, жилы. Для эгиринизированных сиенитов и других метасоматитов характерны очковая, пойкилобластовая, порфиробластовая, нематобластовая структуры. Эгирин, состав которого варьирует от чистого эгирина до эгирин-авгита с 50% эгириновой молекулы, образует сеть взаимно пересекающихся прожилков и обрастает порфиробласты анортоклаза волокнистыми, игольчатыми и звездчатыми агрегатами. Иногда встречаются эгириновые «солнца» до 12 *см* в поперечнике.

Пегматиты отличаются от других метасоматических пород крупнозернистым строением и пегматоидной структурой. Они образуют тела жильной и линзовидной формы со сложными контурами, размеры тел в длину от первых метров до 300—500 *м* и по мощности от 5—10 *см* до 40 *м*. Пегматиты концентрируются в отдельных участках вдоль зон тектонических нарушений, образуя сеть взаимосвязанных и тесно сближенных тел.

По составу выделяются эгирин-полевошпатовые пегматиты, состоящие из равного количества обоих минералов, полевошпатовые с небольшой ролью эгирина и полевошпат-биотит-эгириновые при резком преобладании первых. Эгирин слагает жилки, радиально-лучистые скопления, гигантокристаллические агрегаты. Местами полевошпато-

вые блоки пегматитов пересечены сетью взаимосвязанных эгириновых жил, что придает породе брекчиевидную текстуру.

Акцессорные минералы в щелочных и нефелиновых сиенитах и связанных с ними метасоматитах представлены гранатом (меланитом), сфеном, апатитом, анатазом, рутилом, цирконом. Реже встречаются редкоземельные и тантало-ниобиевые минералы, чаще характерные для щелочных пород натрового ряда — лампрофиллит, астрофиллит, перовскит, лопарит. Появление этих минералов отмечается в нефелиновых сиенитах, пегматитах и различных метасоматических породах, из которых особенно богаты редкими акцессорными минералами эгириниты.

Вулканогенные (эффузивно-пирокластические и субвулканические) породы включают группу излившихся аналогов щелочных и нефелиновых сиенитов, весьма характерных для Атбастах-Мурунского района. В состав этой группы входят щелочные трахиты, фонолиты и их порфировые разности, псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры, тингуаиты и псевдолейцитовые тингуаиты, сёльвсбергиты и их туфолавы, лавобрекчии и туфы. Эти породы локализуются среди крупных лакколитообразных тел сиенитового состава и образуют, кроме того, самостоятельные тела, залегающие на складчатых толщах фундамента и осадочных отложениях платформенного чехла.

Формирование вулканогенных пород происходило после затвердевания сиенитовых массивов в условиях неоднократного возобновления тектонических движений и сопровождалось пульсационным поднятием магмы различного состава. По условиям залегания и петрографическим особенностям эти породы принадлежат к трем фациям: эффузивно-пирокластической, субвулканической и жерловой.

Среди морфологических типов выделяются: а) вулканические купола пологослоистого строения суммарной мощностью до 150—180 *м* при мощности отдельных слоев от первых метров (туфы) до 30 *м* (лавы). Диаметр куполов колеблется от 0,5 до 2 *км*; б) сложнослоистые пластовые тела, залегающие в кровле сиенитовых массивов (Мурунский массив) под кровлей осадочных пород. Их общая мощность достигает 150 *м*, а мощность отдельных пластов до 40 *м*; в) простые согласные пластовые тела в толще верхнепротерозойских отложений и покровы на размытой поверхности докембрийского фундамента. Мощность их колеблется от первых метров до 100 *м*.

Для субвулканических фаций характерны особые формы залежей: а) крутопадающие протяженные (до 10 *км*) субвулканические тела, нередко изогнутые и ветвящиеся (трахиты и трахитовые порфиры); б) простые пластовые тела среди различных вмещающих пород (характерны для всех разновидностей); в) дайки мощностью 1—5 *м* при длине не свыше 2 *км*.

Породы жерловой фации сохранились в трубках взрыва, сложенных агломератовыми лавобрекчиями, содержащими крупные обломки вмещающих пород (щелочных сиенитов, метасоматитов, кварцитов и др.). В верхних частях некоторых трубок сохраняются, видимо, в связи с малой силой взрыва останцы — покрышки вмещающих пород.

Пространственное размещение вулканогенных образований весьма сложно. Главными путями их проникновения служили основные региональные разломы — Атбастах-Торгойский и Кеме-Кебектинский, приуроченность к которым вулканогенных пород выражена особенно четко. Кроме того, они тяготеют к контактам сиенитовых массивов с осадочными породами кровли, к системам трещин, сопряженных с региональными разломами и связанных с вулканической тектоникой. Как правило, хорошо выражена общая закономерность в сопряжении центров извержения магмы различного состава, в связи с чем вулканиче-

ские породы образуют группы паразитических конусов, возникших на наиболее крупных массивах щелочных сиенитов.

Минеральный состав пород вулканогенной группы соответствует составу щелочных и нефелиновых сиенитов. Различия между породами этих двух групп выражены в фациях глубинности и соответственно в их структуре.

Щелочные трахиты и трахитовые порфиры, образующие пластовые тела, покровы (трахиты), а также дайки и субвулканические тела (трахитовые порфиры), как правило, лейкократовые породы, состоящие существенно их калинатрового полевого шпата (санидина, анортоклаза) и подчиненно — из темноцветных минералов — эгирин-авгита, эгирина, биотита и амфибола. Порфировые выделения образованы санидином, анортоклазом и в некоторых разновидностях — авгитом, биотитом, амфиболом. Темноцветные минералы большей частью разложены, замещены тонкочешуйчатым слюдистым агрегатом и гидроокислами железа. В порфировых выделениях щелочных трахитов заметно преобладает санидин, а в трахитовых порфирах — анортоклаз. Основная масса имеет микролитовую, трахитовую и реже бостонитовую структуру. В щелочных трахитах отмечается очень характерное сетчатое, лучистое и флюидальное расположение микролитов калинатрового полевого шпата, а в трахитовых порфирах, более раскристаллизованных, лейсты этого минерала отчетливо индивидуализированы. Темноцветные минералы в основной массе обычно разложены, лимонитизированы и карбонатизированы. Иголочки эгирина и биотит появляются только в трахитах, ассимилирующих сиениты. В ассоциации с этими минералами отмечен бурый гранат.

Для фонолитов и фонолитовых порфиров характерны пластовые и реже неправильные субвулканические тела. Эти редкие породы представлены здесь особенно ярко. Обычно они обладают порфировой структурой, имея во вкрапленниках редкие и мелкие кристаллы анортоклаза и еще реже эгирина. Наиболее характерные черты свойственны основной массе фонолитовых порфиров и фонолитов обычно лейкократовой с трахитоидной и реже фонолитовой структурой, обусловленной флюидальными, лучистыми и веерообразными сростками лейст калинатрового полевого шпата, нефелина и длинных игольчатых кристаллов эгирина. Нефелин, как правило, свежий, реже замещен цеолитами, канкринитом и бесцветной слюдкой. Меньшее распространение имеют микрозернистые разновидности фонолитов, состоящие из микролитов полевого шпата и нефелина и тонких иголочек эгирина.

Псевдо- и эпилейцитовые порфиры, имеющие незначительное распространение, залегают в виде пластовых и неправильных субвулканических тел. В порфировых выделениях присутствуют хорошо ограненные кристаллы псевдолейцита или эпилейцита, различные по размерам и находящиеся в переменных количественных соотношениях с основной массой. Псевдолейциты выполнены агрегатом ортоклазовых зерен, содержащих микропегматитовые вростки нефелина и секториально прорастающих друг друга. Эпилейцит, кристаллы которого имеют зональное строение, как обычно, сильно разложен, замещен тонкозернистым агрегатом калиевого полевого шпата, карбонатом, мусковитом, тонкочешуйчатым биотитом, гидроокислами железа. Основная масса, сходная с основной массой щелочных трахитов, имеет микролитовую и трахитовую структуру и состоит из калинатрового полевого шпата. Очень характерна высокая степень постмагматических изменений основной массы, выраженная в биотитизации, развитии пятнистых участков гидроокислов железа, насыщенности их рудной пылью в ассоциации с тонкозернистым агрегатом карбонатов.

Тингуаиты и псевдолейцитовые тингуаиты широко распространены в виде даек, залегающих среди щелочных массивов и во вмещающих породах; значительно реже они образуют пластовые тела. Это очень характерные породы, содержащие в порфировых выделениях псевдолейцит и калинатровый полевой шпат (анортоклаз и санидин). Псевдолейцит, хорошо ограненный, выполнен сложными сростками калиевого полевого шпата и нефелина. Исключительно редко порфировые выделения образованы эгирин-авгитом, авгитом и биотитом. Основная масса этих пород необычайно изменчива по структуре от стекловатых до полнокристаллических среднезернистых разновидностей. Состав ее определяется прежде всего эгирином, калинатровым полевым шпатом при подчиненном значении нефелина, часто замещенного цеолитами и канкринитом. Значительно реже основная масса образована мелкими индивидами псевдолейцита. Структура пород преимущественно трахитоидная, криптовая и призматическизернистая. В витрофировых разностях бурое стекло флюидальной текстуры содержит войлок тонких иголочек эгирина и микролиты полевого шпата.

Сёльвсбергиты, образующие как дайки, так и пластовые тела среди различных вмещающих пород, включая массивы щелочных сиенитов и вулканогенные образования, отличаются от тингуаитов отсутствием нефелина. Большинству из них свойственна порфировая структура с трахитоидной и микрозернистой основной массой. По вариациям в содержании темноцветных минералов выделяются меланократовые и лейкократовые разности. Порфировые выделения принадлежат калинатровому полевому шпату — анортоклазу и ортоклазу, нередко с порфировыми врастками альбита. Меньшую роль играют порфировые выделения эгирин-авгита, окруженного каймой эгирина. Меланократовые сёльвсбергиты связаны постепенными переходами с тингуаитами. Основная масса этих пород образована ориентированными сростками иголочек эгирина и микролитов и лейст калинатрового полевого шпата. Изредка в ней появляется бурый гранат. Лейкократовые сёльвсбергиты обычно более крупнозернистые, отличаются преобладанием в основной массе лейст калинатрового полевого шпата, пронизанного беспорядочно расположенными иголочками эгирина.

Туфобрекчии и лавобрекчии щелочных трахитов и псевдолейцитовых пород имеют широкое распространение в составе эффузивно-пирокластических пород. Они залегают полого и согласно среди щелочных трахитов и фонолитов, образуя пластовые тела и связываясь с ними постепенными переходами. Преобладают туфо- и лавобрекчии трахитов, сцементированные лавой щелочных трахитов или перекристаллизованным пепловым и витрокластическим материалом. Состав пирокластов в лавобрекчиях представлен осколками щелочных трахитов, трахитовых порфиров, зерен калинатрового полевого шпата и различных вмещающих пород (щелочных сиенитов, кварцитов, гнейсо-гранитов). Цементирующей массой является более тонкозернистая — фельзитовая, микрофельзитовая или витрофировая — лава щелочных трахитов. Более ограниченное распространение имеют лавобрекчии щелочных трахитов, псевдолейцитовых тингуаитов и эпилейцитовых порфиров, характеризующиеся меньшей насыщенностью пирокластическим материалом. В составе обломков наряду с трахитами и трахитовыми порфирами присутствуют псевдолейцитовые тингуаиты, эпилейцитовые порфиры и единичные кристаллы псевдолейцита, калинатрового полевого шпата, альбита и эгирина. Псевдолейцитовые тингуаиты из обломков пирокластов принадлежат к разновидностям с весьма слабо раскристаллизованной и стекловатой основной массой. Лавы, цементирующие обломки, обладают обычно флюидальной текстурой и рас-

кристаллизованы до микрофельзитового и микросферолитового агрегатов, в связи с чем образуются разности, переходные к витрокластическим туфам.

Туфобрекчии характеризуются значительно большей насыщенностью пирокластами эффузивных пород — щелочных трахитов, псевдолейцитовых порфиров и псевдолейцитовых тингуаитов и подчиненно — осколками минералов и вмещающих пород. Цементирующая масса образована очень неравномерным микрофельзитовым агрегатом калинатрового полевого шпата и кристаллов цветных минералов, а также осколками стекла и скоплениями пепла. В отдельных участках сохраняются реликты обломочной и витрокластической структуры туфов.

Перекристаллизованные кристалло-витрокластические туфы залегают совместно с другими пирокластическими породами, образуя самостоятельные пластовые тела и частично цемент туфобрекчий. Это очень тонкозернистые однородные и иногда полосчатые породы (полосчатость, видимо, отражает микроритмы в накоплении пирокластического материала). Туфы состоят из мельчайших осколков трахитового стекла и подчиненно — полевых шпатов, пироксенов, апатита и сфена. Обломки стекла раскристаллизованы и плотно сцементированы пепловым материалом, образуя однородную массу с реликтами кристаллокластической и витрокластической структуры.

Акцессорные минералы в щелочных вулканогенных породах менее разнообразны, чем в щелочных сиенитах и метасоматитах. Среди них более распространены анатаз, апатит, иногда сфен и гранат. Как исключение встречается лампрофиллит (в тингуаитах). Характерно увеличение роли сульфидов — пирита, галенита, сфалерита, магнетита.

Формирование субвулканических пород завершается стадией щелочного метасоматоза. Эта стадия характеризуется появлением в отдельных участках, среди пород рассматриваемой группы тонких (до 0,5 *см*) жилок игольчатого эгирина и еще реже эгирин-полевошпатовых жил небольшой мощности.

Наиболее молодые породы алданского комплекса — эгириновые граниты и грорудиты — образуют отдельные массивы в западной части района (Кумахулахский, Малоторский) или развиваются вдоль зон дробления, цементируя эруптивные или метасоматические брекчии. В Мурунском массиве они присутствуют в виде мелких неправильных и жилообразных тел и тонких прожилков среди щелочных сиенитов. Эгириновые граниты характеризуются непостоянством структуры и количественных соотношений между минералами. Состав их определяется анортоклазом, микроклином, кварцем и эгирином, вариации количества которых обусловливают возникновение разностей, переходных от гранитов к граносиенитам и от меланократовых гранитов к лейкократовым. Наряду с обычной гипидиоморфнозернистой структурой гранитов в них часты метасоматические типы структур — порфиробластовая, пойкилобластовая, гетеробластовая. В эгириновых гранитах наблюдаются идиоморфные кристаллы кварца с зонально ориентированными вростками иголочек эгирина, впервые отмеченные Ю. А. Билибиным в гранитах Алданского района.

Метасоматические процессы ведут к появлению в гранитах позднего решетчатого микроклина, шахматного альбита и тонкочешуйчатого биотита. Такие изменения свойственны областям контакта этих пород с докембрийскими гнейсо-гранитами. Здесь эгириновые граниты приобретают кристаллизационную сланцеватость, обусловленную линейным расположением скоплений эгирина.

Эгириновые гранит-порфиры (грорудиты) образуют дайки мощностью до 2—3 *м* и прожилки, чаще всего приуроченные к зонам тек-

тонических нарушений. Эти породы обладают эвпорфировой структурой с двумя генерациями порфировых выделений: более ранней, представленной крупными кристаллами микропертита и подчиненно — кварца, и более поздними мелкими кристаллами этих минералов, густо пронизанных иголочками эгирина. Значительно реже среди порфировых выделений встречаются эгирин и эгирин-авгит. Основная масса обладает микроаллотриоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Характерный для эгириновых гранитов идиоморфный кварц с вростками эгирина присутствует и здесь, наряду с поздним микроклином и шахматным альбитом, развивавшимся по анортоклазу порфировых выделений и в основной массе.

Акцессорных минералов в породах этой группы немного; из них обычны апатит, сфен, анатаз, циркон и магнетит.

Постмагматические процессы и контактовое воздействие пород алданского комплекса на вмещающие породы в этом районе весьма разнообразны. Постмагматические процессы наиболее интенсивно проявлены в щелочных эффузивах и пирокластолитах вулканогенной группы. Сильно изменены трахиты и псевдолейцитовые породы. Они карбонатизированы, лимонитизированы за счет разложения темноцветных минералов; иногда появляется тонкочешуйчатый биотит. Для многих пород характерны изменения, связанные с растворением нефелина и псевдолейцита (мусковитизация, либенеритизация, цеолитизация, канкринитизация).

Контактовый метаморфизм особенно ярко выражен в связи с щелочными сиенитами и эгириновыми гранитами; очень слабое контактовое воздействие оказывают вулканогенные породы. Контактовый метаморфизм вмещающих пород проявляется различно в карбонатных и песчано-глинистых породах верхнего протерозоя и в архейских гнейсах и гнейсо-гранитах. Изменения в известняках в контакте с нефелиновыми и эгириновыми сиенитами выражены в образовании лепидомелан-диопсидовых, диопсидовых и тремолитовых скарнов и слюдяных метасоматитов. Скарнообразование сопровождается сульфидизацией и гематитизацией. Песчано-глинистые породы верхнего протерозоя в зоне контакта превращены в эгиринсодержащие роговики.

В архейских кристаллических породах широко выражены процессы фенитизации, приведшие к их перекристаллизации и появлению тонкозернистых агрегатов калинатрового полевого шпата и эгирина. Ширина ореолов фенитизированных пород достигает 2 *км*, лепидомелан-диопсидовых скарноподобных пород — около 300 *м*, а мощность скарновых зон не превышает первых метров.

Изменения, вызываемые эгириновыми гранитами, выражены только в фенитизации. Влияние эффузивных и субвулканических пород проявлено в слабом ороговиковании и эгиринизации вмещающих или подстилающих пород.

ВЕРХНЕ-АМГИНСКИЙ РАЙОН

Этот район располагается у северной окраины Алданского щита между Центрально-Алданским и Атбастах-Мурунским районами.

Верхне-Амгинский район является ареной длительного проявления послекембрийского магматизма. В его пределах локализуются многочисленные дайки палеозойских диабазов и известны, кроме того, самые южные для Сибирской платформы проявления позднепалеозойско-раннемезозойских кимберлитов и их туфов. Здесь же встречены оливиновые базальты, условно относимые Л. Н. Малковым к кайнозою. Воз-

раст мезозойского щелочного комплекса предположительно считается раннемеловым.

Магматические тела мезозойского комплекса тяготеют в Верхне-Амгинском районе к узкой полосе северо-восточного простирания протяженностью 80 *км*. Ширина ее на юге 44 *км*, а на севере сужается до 5—8 *км*. Интрузии образуют гольцовую гряду, в пределах которой наиболее крупным массивам соответствуют гольцы Тулайах, Хатынский, Ямалахский, Бол. и Мал. Неликан, Йэкээн (Джангалах), Горбуша, Онхойский, Гладкий и Шайтан.

Большинство магматических тел залегают в Верхне-Амгинском районе среди карбонатных пород кембрия и терригенных юрских отложений. При существующем эрозионном срезе здесь обнажена серия крупных пластовых интрузий, многочисленные мелкие штоки и единичные массивы сложного строения, сходные с массивами Центрально-Алданского и Атбастах-Мурунского районов. Широко развиты также дайки и крутопадающие субвулканические тела.

В размещении магматических тел намечается определенная приуроченность к разрывным тектоническим нарушениям, главным образом к крупным сбросам близмеридионального простирания и к узлам их пересечения с северо-западными разломами. Наиболее протяженным (длиной свыше 100 *км*) является крупный сброс, положение которого четко маркируется приуроченностью к нему цепи даек палеозойских диабазов. Мезозойские щелочные массивы (Бол. и Мал. Неликан, Йэкээн) располагаются вдоль другого разлома, параллельного главному и расположенному в 5 *км* западнее. Остальные массивы локализуются в этой же полосе в местах пересечения разломов двух указанных направлений, локализуясь в краевых частях Ямалахского (Онхойского) горста (массивы Хатынский, Ямалахский и др.). В южной части Верхне-Амгинского района узлы проявления мезозойского магматизма совпадают с областями извержения кимберлитов (район р. Чомполо), где кимберлитовые дайки и трубки пространственно связаны с массивами мезозойских сиенитов, сиенит-порфиров и других пород.

Ассоциации магматических пород и их взаимоотношений изучались в Верхне-Амгинском районе большим коллективом геологов, однако эти вопросы еще недостаточно ясны. Первая сводная работа по систематике мезозойского магматизма принадлежит Д. К. Зегебарту, который дал характеристику массивов Западного и Йэкээн (Джангалах). В массиве Йэкээн Д. К. Зегебарт выделяет две зоны: 1) северную, образованную порфировидными кварцевыми сиенитами и главным образом сиенит-порфир-эгириновыми и пироксен-амфиболовыми породами; 2) центральную, в строении которой принимают участие нефелин-сиенитовые породы (шонкиниты) и монцониты. В числе дайковых пород этим автором отмечены щелочные трахиты (анортоклазовые), которые секут сиенит-порфиры и кварцевые сиениты северной зоны. Строение лакколита в верховьях рек Сергееляха и Хохоя, согласно данным Д. К. Зегебарта, более простое. Здесь преобладают монцонит-порфиры и сиенит-порфиры (биотит-пироксеновые, биотитовые, иногда кварцсодержащие); сиенит-порфиры секутся дайками бостонитовых порфиров и лейцитового базальта.

Петрографическая характеристика пород Верхне-Амгинского района, по описаниям Ю. А. Билибина, опубликованным в 1959 г., сходна с данными Д. К. Зегебарта. Ю. А. Билибин отмечает зональное строение Джангалахского массива и наличие интрузивных контактов между породами. Ядро этого массива сложено монцонитами и нефелиновыми сиенитами, а периферическая часть — сиенит-порфирами и кварцевыми сиенитами. В составе интрузий Бол. и Мал. Неликан Ю. А. Билибиным

указаны сиенит-порфиры. Ассоциации дайковых пород представлены щелочными и щелочноземельными сиенит-порфирами и лейцитовыми базальтами.

В обобщающей работе по характеристике Амгинской зоны Ю. К. Дзевановский, Г. Ю. Лагздина и др. выделяют две возрастные группы: 1) комплекс нормальных сиенитов, включающий базокварцевые порфиры — лейкократовые, роговообманковые и биотит-амфибол-авгитовые (лакколиты, Йэкээн и Бол. Неликан) и роговообманковые сиенит-порфиры (гольцы Горбуша, Онхойский, Гладкий и др.), сопоставляя их с породами первой группы Центрально-Алданского района; 2) комплекс субщелочных и щелочных пород — монцонит-пуласкитов и малиньит-лаурвикитов (гольцы Йэкээн, Бол. Неликан, Гладкий) — для этих пород отмечается штокообразное залегание с крутым падением контактов.

Более полной является классификация мезозойских магматических пород А. В. Зинкина, который устанавливает следующую последовательность внедрения отдельных групп пород: 1) роговообманковые порфириты; 2) меланократовые фельдшпатоид-ортоклазовые и нефелиновые сиенит-порфиры; 3) эгириновые сиенит-порфиры, пуласкиты и пуласкит-порфиры; 4) монцониты, микросиениты и сиенит-диориты; 5) лейкократовые граносиениты, кварцсодержащие лейкократовые сиениты, биотит-авгитовые, роговообманково-пироксеновые, роговообманковые сиениты и сиенит-порфиры; 6) шонкиниты, пироксениты, псевдолейцитовые порфиры, ортоклазовые сиенит-порфиры, ортоклазовые базальты, лампрофиры (минетта-вогезит); 7) сёльвсбергиты, бостониты и бостонит-порфиры, грорудиты; 8) эгириновые граниты. В схеме А. В. Зинкина дается более дробное подразделение крупных возрастных групп, принимающих участие в строении алданского комплекса. Несколько разнородной представляется VI группа, в которой объединены дайковые породы, принадлежащие, по всей вероятности, к различным возрастным группам (шонкиниты, псевдолейцитовые порфиры, различные сиенит-порфиры).

Сопоставление известных данных о геологии мезозойского магматического комплекса дает основание полагать, что в Верхне-Амгинском районе распространены породы всех известных возрастных групп.

Относительно небольшое распространение имеют порфиры и лампрофиры I группы, представленные в этом районе базокварцевыми роговообманковыми сиенит-порфирами, бостонит-порфирами и щелочноземельными трахитовыми порфирами. Они образуют периферическое кольцо сложной интрузии Йэкээн, серию даек близмеридионального простирания в северной части района и единичные дайки и пластовые тела вблизи Ямалахского горста.

Щелочные породы II группы, среди которых известны нефелиновые и щелочные сиениты, образуют небольшие штокообразные тела и мелкие лакколиты. Наиболее крупное (диаметром 2,5 *км*) тело нефелиновых и щелочных сиенитов слагает внутреннюю часть сложного йэкээнского массива. Мелкие лакколитоподобные тела и штоки нефелиновых и щелочных сиенитов локализуются в зонах разломов, ограничивающих Ямалахский горст.

К вулканогенным породам в этом районе относятся лейцититы, эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры, обнаруженные А. П. Дашковой в 1960 г. на правом берегу р. Хохоя, среди доломитов тумулдурской свиты и восточнее гольца Шайтан среди доломитов юдомской свиты — трахиты, трахитовые порфиры и их туфы, тингуаиты и фонолиты. Положение лейцитовых и лейцититовых базальтов, сведения о которых имеются у Д. К. Загебарта и Ю. А. Билибина, пока неясно. Большое

количество их выходов отмечено, по данным А. Д. Дашковой и А. Ф. Шпагина, в краевых частях массивов Бол. и Мал. Неликан и среди кембрийских карбонатных пород, примыкающих к Ямалахскому горсту. Псевдолейцитовые породы, залегающие в кембрии, образуют, по-видимому, покровы, в настоящее время сильно размытые (район восточнее гольца Шайтан), и неправильные субвулканические тела (северная часть Неликанского массива). Остальные породы этой группы образуют, по всей вероятности, небольшие покровы, пластовые тела и дайки.

Наиболее широким распространением среди мезозойских магматических пород Верхне-Амгинского района пользуются щелочноземельные породы, представленные большей частью порфировыми разностями. Ими сложены все крупные массивы — Неликан, Гладкий, Ямалахский, Хатынский, Онхойский, Порфировый, Шайтан и др., а также дайки и пластовые тела среди карбонатных пород юдомской, пестроцветной и тумулдурской свит. Возрастное положение их определяется как более позднее по отношению к нефелиновым сиенитам на основании пересечения последних дайками щелочноземельных сиенит-порфиров.

Щелочноземельные породы могут быть подразделены на две подгруппы: а) пироксен-амфиболитовые и роговообманковые сиенит-порфиры и подчиненно сиениты; б) монцониты, монцонит-порфиры, сиенит-диориты. Среди первых резко преобладают, как уже указывалось выше, сиенит-порфиры, образующие крутопадающие штокообразные тела диапирового типа. Внедрение этих пород сопровождалось крутым воздыманием пластов кембрийских известняков. Исследования А. Ф. Шпагина и В. К. Титова показали многофазность в формировании пород этой группы и существование нескольких фаз сиенит-порфиров (массивы Бол. и Мал. Неликан).

Монцониты и монцонит-порфиры образуют несколько штоков (Шайтан, Ямалах, шток в верховьях р. Хатына), отчетливо тяготеющих к разломам, ограничивающим Ямалахский горст, или залегают среди кембрийских пород юдомской свиты. В крупных массивах (Бол. и Мал. Неликан, Ямалах, Гладкий) монцониты находятся в ассоциации с сиенит-порфирами, образуя среди них штоки, иногда ограниченные разрывными нарушениями. Недостаточно ясным остается возрастное положение даек вогезитов и минетт, которые залегают главным образом среди доломитов юдомской свиты.

Эгириновые граниты, кварцевые сиениты, сёльвсбергиты и грорудиты имеют относительно широкое распространение и размещение их четко связывается с разрывными нарушениями. Массивы щелочных гранитов, площадь которых редко больше 1—2 $км^2$, приурочены к разломам, ограничивающим с востока Неликанский массив и локализуются, кроме того, в контактах различных пород внутри Иэкээнского массива.

Породы I группы — роговообманковые сиенит-порфиры, щелочноземельные трахиты и их базокварцевые разновидности — очень сходны с аналогичными породами Центрально-Алданского района. В порфировых выделениях присутствуют серицитизированный и альбитизированный плагиоклаз, подчиненно — калинатровый полевой шпат, обыкновенная роговая обманка и редко биотит. Очень характерно наличие опацитовых каемок вокруг цветных минералов, которые большей частью замещены хлоритом, карбонатом, мусковитом и иногда минералами группы эпидота. Основная масса, имеющая трахитовую и реже фельзитовую структуру, состоит существенно из калинатрового полевого шпата; темноцветные минералы в ней разложены и замещены лимонитом. В базокварцевых разновидностях кварц в виде ксеноморф-

ных зерен распределен очень неравномерно. Акцессорные минералы в породах этой группы представлены сфеном и магнетитом, в редких зернах присутствует апатит.

Нефелиновые сиениты из массива гольца Йэкээн характеризуются переменным минеральным составом от лейкократовых до меланократовых разностей и различной величиной зерна, но чаще преобладают крупнозернистые трахитоидные сиениты. Содержание нефелина в этих породах достигает 30%, анортоклаза и менее альбита до 40—60%, темноцветных минералов — эгирина и эгирин-авгита (10—30%). Обычен гранат (меланит), составляющий наряду с биотитом 5—7% объема породы. Нефелин обычно замещен цеолитом, но встречаются сиениты со свежим нефелином (голец Йэкээн).

Эгириновые сиениты, пуласкиты имеют трахитоидную аллотриоморфнозернистую структуру. В метасоматических разновидностях отмечается гранобластовая структура. Как особая разновидность выделяются биотит-авгитовые порфировидные сиениты, отличающиеся от шонкинитов по типу структур и отсутствию нефелина. Щелочные сиениты местами обнаруживают следы катаклаза и сильной перекристаллизации.

Шонкиниты подразделяются на мелко-, средне- и крупнозернистые, а также порфировые разности (шонкинит-порфириты). Петрографические особенности этих пород отвечают классическому типу шонкинитов с пойкилитовой и трахитоидной структурой. Состоят они из авгита, коричневого густоокрашенного биотита, калинатрового полевого шпата и нефелина (до 10%), обычно цеолитизированного. Очень характерен апатит. Шонкинит-порфириты отличаются только структурой.

Малиньиты, обычно более крупнозернистые породы, содержат среди темноцветных минералов эгирин-авгит, кучно срастающийся с биотитом и щелочным амфиболом в линейных или гнездовых скоплениях, придавая породе такситовое строение.

Шонкиниты иногда дают переходы к щелочным пироксенитам, в которых редко преобладает авгит (до 85%) в ассоциации с биотитом, калинатровым полевым шпатом, фельдшпатидами и, как обычно, апатитом. Наиболее крупнозернистые меланократовые шонкиниты, малиньиты и щелочные пироксениты развиты среди нефелиновых сиенитов на северо-восточном склоне гольца Йэкээн, но геологическая позиция их не ясна.

Акцессорные минералы в породах группы щелочных и нефелиновых сиенитов специально не изучались. По предварительным данным, среди них преобладают меланит, сфен, апатит, рутил, циркон. Вероятно также присутствие редкоземельных и тантало-ниобиевых минералов.

Щелочноземельные сиениты (авгитовые и авгит-роговообманковые) отличаются от щелочных сиенитов сходного состава присутствием плагиоклаза (олигоклаз-андезина), обычно замещаемого калинатровым полевым шпатом и сохранившегося среди последнего в виде реликтовых удлиненных кристаллов. Пироксен представлен диопсид-авгитом, зерна которого имеют зубчатые очертания и часто разъедены с краев.

Щелочноземельные сиенит-порфиры (роговообманковые и пироксеновые) содержат в порфировых выделениях обыкновенную роговую обманку, пироксен (диопсид-авгит) и зональный плагиоклаз (от андезина в ядре до альбита у периферии зерен). Основная масса, состоящая существенно из калинатрового полевого шпата, менее альбита и сильно разложенных темноцветных минералов, обладает призматическизернистой и трахитовой структурой.

Акцессорные минералы в этих породах — сфен, апатит, меланит, магнетит.

Монцониты и монцонит-порфиры связаны между собой переходными разностями — мелкозернистыми порфировидными монцонитами, а по содержанию плагиоклаза и темноцветных минералов сходны с щелочноземельными сиенитами. Наиболее типичные монцониты состоят из зонального плагиоклаза (25—30%), калинатрового полевого шпата (до 30%), тонкозонального пироксена — диопсид-авгита (25%), пятнистой буро-зеленой роговой обманки (до 15%) и в подчиненном количестве — биотита. Им свойственна монцонитовая структура, иногда с трахитоидным расположением минералов и очень характерными обрастаниями и взаимными прорастаниями темноцветных минералов.

В монцонит-порфирах среди порфировых выделений присутствуют с переменным преобладанием все главные минералы, за исключением калинатрового полевого шпата, в очень различных формах — от неправильных, разъеденных в краях зерен до идиоморфных кристаллов; основная масса монцонитовая, нередко перекристаллизована. В монцонитах много ксенолитов меланократовых пород, обогащенных густой вкрапленностью магнетита. Среди акцессорных минералов заметно преобладают сфен, магнетит, циркон и апатит.

Вулканогенные породы представлены псевдолейцитовыми порфирами и щелочными трахитами. В псевдолейцитовых порфирах порфировые выделения образуют крупные хорошо ограненные кристаллы нефелина и ортоклаза. Нефелин замещается тонкочешуйчатым агрегатом мусковита и эпилейцитом. Не менее распространены порфировые выделения крупных идиоморфных кристаллов титанистого авгита с очень тонкой зональностью, часто образующих гломеропорфировые сростки. Основная масса — полнокристаллическая, состоит из калинатрового полевого шпата, псевдолейцита и темноцветных — буро-зеленого биотита и малых количеств авгита и эгирина. Обычно основная масса подвержена постмагматическим изменениям, выразившимся в появлении тонкочешуйчатого мусковита, цеолитов и карбоната.

Щелочные трахиты — лейкократовые породы с вкрапленниками калинатрового полевого шпата (анортоклаза) и существенно полевошпатовой трахитовой основной массой с элементами бостонитовой структуры. Как правило, эти породы сильно разложены, полевые шпаты пелитизированы, темноцветные минералы основной массы замещены лимонитом, карбонатом. Туфобрекчии трахитов содержат в обломках трахиты, а также вмещающие архейские и другие породы.

В лейцититах в качестве порфировых выделений присутствуют цветной минерал (амфибол?), полностью замещенный микроволокнистым биотитом, карбонатом и гидроокислами железа, лейцит и калинатровый полевой шпат. Основная масса состоит из бурого стекла, насыщенного мелкими, хорошо ограненными кристалликами лейцита. Стекло включает кристаллиты цветных минералов и слегка диспергирует. Характерно наличие крупных кристаллов апатита, приближающихся по размерам к порфировым выделениям.

Минетта содержит в порфировых выделениях биотит и обладает микрогранитовой и призматическизернистой структурой основной массы. В состав ее входят калинатровый полевой шпат, биотит и в подчиненном количестве кварц. Характерна сильная карбонатизация этих пород, биотит хлоритизирован.

Эгириновые граниты и сёльвсбергиты аналогичны породам Центрально-Алданского района. Они имеют очень характерную пойкилитовую структуру, обусловленную обилием идиоморфных кристалликов полевого шпата и иголочек эгирина в кварце.

Контактовые воздействия мезозойских магматических пород в Верхне-Амгинском районе наиболее ярко выражены в известняках и доломитах нижнего кембрия, которые преобразуются в диопсидовые и тремолитовые скарны и кальцит-форстерит-эпидотовые породы, богатые сульфидами. Скарны возникают чаще всего в контактовом ореоле интрузий щелочноземельных сиенитов. Диопсидовые скарны встречены А. Д. Дашковой в районе гольца Шайтан, форстеритовые мраморы описаны Д. К. Зегебартом на водоразделе ключей Мохового и Песчаного (Йэкээнский массив). В этом же районе им отмечена своеобразная шпинель-андалузит-карбонатная порода, возникшая за счет глинисто-карбонатных пород тумулдурской свиты. Кроме обычных контактовых изменений, имеются указания на окварцевание и пиритизацию доломитов и известняков, связанную с гидротермально-метасоматическими процессами.

ЦЕНТРАЛЬНО-АЛДАНСКИЙ РАЙОН

Центрально-Алданский район изучен значительно лучше других районов распространения мезозойских магматических образований. Первые описания щелочных пород Центрально-Алданского (Томмотского) района даны В. Н. Зверевым (1931) и А. П. Бахваловым (1932), получены в результате специальных поисково-разведочных работ на золото в 1924—1925 гг. Впоследствии в результате специального изучения щелочных пород этого района в 1926—1927 гг. и в 1937 г. Ю. А. Билибиным были опубликованы две монографии (Билибин, 1940, 1947), в которых мезозойские щелочные породы Алдана рассматривались как самостоятельная петрографическая провинция. Здесь же было дано их обстоятельное описание с разделением на четыре возрастные группы. Дальнейшее изучение мезозойских магматических пород этого района происходило попутно с поисками золота и флогопита. Следует отметить труды А. И. Кукса, Ю. К. Дзевановского, М. Б. Бородаевской, А. И. Казаринова и др.

Много новых данных по геологии мезозойских щелочных пород получено в 1957—1963 гг. в результате геологических съемок ЯТГУ (В. А. Подкопаев, А. Н. Угрюмов, Е. П. Максимов, Е. С. Дубов, А. Р. Энтин и др.) и тематических исследований ВСЕГЕИ (А. Д. Дашкова, А. Ф. Шпагин). Детальные минералого-геохимические исследования со специальным изучением акцессорных минералов произведены ИМГРЭ (С. М. Кравченко, Е. В. Власова, А. Ф. Ефимов и др.). Кроме того, имеется ряд работ, посвященных отдельным вопросам петрографии, контактового метаморфизма, определению абсолютного возраста, характеристике отдельных минералов (П. П. Смолин, А. А. Маракушев и ряд других).

Центрально-Алданский район располагается у северного края крупного сводового поднятия в области погружения кристаллических пород фундамента под осадочный покров Сибирской платформы.

Древние складчатые сооружения Алданского щита и перекрывающие его осадочные отложения платформенного покрова здесь интенсивно разбиты дизъюнктивными нарушениями. Особенно ярко блоково-мозаичное строение выражено в структурах архейского фундамента. Положение блоковых структур определяется системой взаимно пересекающихся разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений (рис. 48).

Мезозойские магматические процессы проявились в Центрально-Алданском районе особенно интенсивно, что привело к сочетанию в его пределах всех известных в настоящее время возрастных групп и ассо-

циаций пород вулканогенно-интрузивного комплекса. Наличие благоприятных вмещающих структур обусловило в свою очередь большое разнообразие морфологии магматических тел.

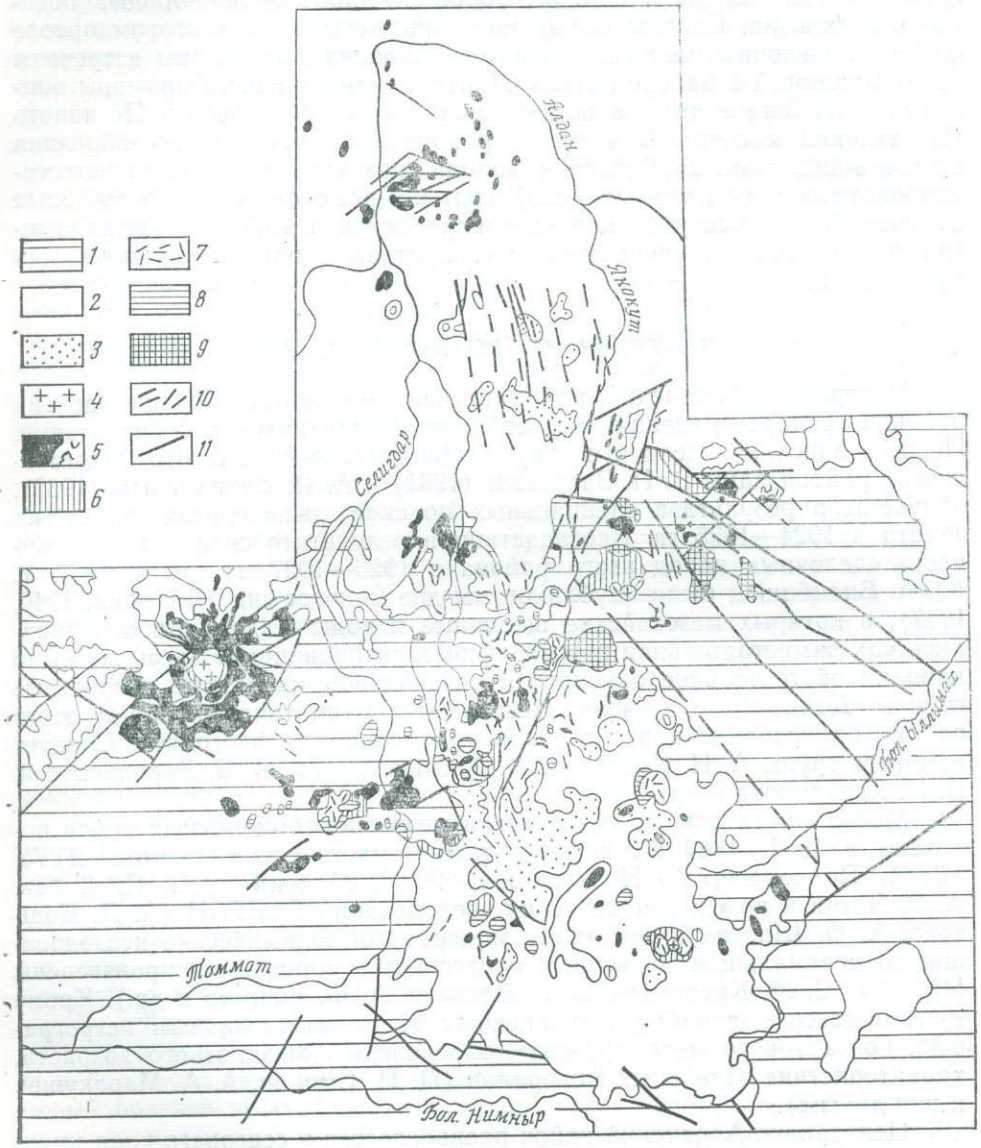


Рис. 48. Схематическая карта Центрально-Алданского района

1 — архейские кристаллические породы; *2* — кембрийские карбонатные породы; *3* — юрские песчано-глинистые породы. Мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс: *4* — кварцевые порфиры, лампрофиры и другие породы I группы; *5* — щелочные, нефелиновые сиениты и другие породы II группы; *6* — щелочные вулканогенные породы III группы; *7* — щелочноземельные сиениты IV группы; *8* — эгириновые граниты, гроруди ты и другие породы V группы; *9* — граносиениты и другие породы V группы; *10* — дайки; *11* — разломы, установленные и предполагаемые

Породы алданского комплекса локализуются среди архейских кристаллических толщ и осадочных отложений платформенного покрова, а также межформационно в их контакте. Для этого района очень характерна приуроченность интрузий и вулканогенных пород к единым магмоподводящим трещинам, в связи с чем возникают сложным долго-

живущие магматические тела. К числу таких массивов принадлежат (с запада на восток): Инаглинский (Лапчатый), Томмотский, Мрачный, Дефективный, Якокутский, Юхтинский, Стрелка, Юхухтинский, Рябиновый, Острый, Ыллымахский, Еннье, Распадистый и др.

Для Центрально-Алданского района характерны все (I—V) основные возрастные группы пород.

Интрузивные субвулканические щелочноземельные сиенит-порфиры и лампрофиры, соответствующие группе пластовых интрузий Ю. А. Билибина, являются по общему признанию наиболее ранними породами комплекса. В состав этой группы входят кварцсодержащие и кварцевые порфиры и кератофиры, щелочноземельные трахиты, трахитовые порфиры и бостониты, сферолитовые порфиры, плагиопорфиры, роговообманковые порфиры, керсантиты и минетта. Они образуют пластообразные тела, залегающие горизонтально или почти горизонтально, преимущественно в толще кембрийских известняков, согласно с ними, а также дайки. Средняя мощность этих залежей, по Ю. А. Билибину, 5—10 *м*, изменяясь от 1—2 до 60—80 *м*, при очень крупных горизонтальных размерах. Сечения площадей выходов пластовых интрузий колеблются от 1—2 до 10—12 *км*, в некоторых случаях 15—20 *км* (Ороченский Увал). Дайки имеют ограниченное распространение и иногда, согласно данным М. Б. Бородаевской (1951) и др., непосредственно связаны с пластовыми интрузиями.

Породы этой группы развиты преимущественно в северной части Центрально-Алданского района. Наиболее крупные тела известны в области распространения кембрийских платформенных отложений.

Единичные пластовые интрузии размещены в контакте кембрийских и юрских пород (голец Моисей) или залегают на размытой поверхности архейского кристаллического фундамента (гольцы Обман, Продолговатый, Средний). Характерно преобладание пластовых интрузий в нижних горизонтах кембрийских отложений в низах юдомской свиты (Билибин, 1941). Абсолютный возраст порфировых пород I группы по данным анализа ортофира ключа Перебуторного и кварцевого порфира гольца Лебединого составляет 158—188 млн. лет.

Обоснование нижней границы возраста рассматриваемых пород произведено на основании находок их многочисленных галек в конгломератах юхтинской свиты нижней юры. Гальки были обнаружены А. П. Бахваловым и Ю. А. Билибиным, которые считали их чуждыми для Алданского района. В. А. Подкопаевым, В. А. Лукониной и др. в нижнеюрских конгломератах были встречены гальки фельзитовых и сферолитовых кварцевых порфиров, трахитовых порфиров, ортофиров, плагиопорфиров и роговообманковых порфиров, несомненно принадлежащих к I группе порфировых пород мезозойского комплекса.

В. А. Подкопаевым в районе горы Порфировой и гольцов Тохто и Люкс установлен факт нахождения гальки порфировых пород только в горизонте конгломератов, залегающем выше базального горизонта на 30—50 *м*.

Дополнительное изучение состава гальки конгломератов в районе гольцов Тохто, Вулкан, Острый, Люкс, Новый и горы Порфировой, произведенное Т. В. Билибиной, А. Ф. Шпагиным и А. Д. Дашковой, подтвердило правильность отнесения порфировых пород из гальки конгломератов к I возрастной группе. Кроме перечисленных выше разновидностей были встречены гальки лавобрекчий и витрокластических туфов, кварцевых порфиров, кварцевых порфиров с микропойкилитовой структурой, кварцевых сиенитов и микропегматитов. Интересен факт нахождения в гальке конгломератов пирокластолитов кварцевых порфиров и кварцевых сиенитов, не встреченных среди пород I группы и поз-

воляющих предполагать, что в состав этой группы входили, ныне уничтоженные эрозией, наземные излияния кварцевых порфиров (риолитов) и субвулканические интрузии кварцевых сиенитов.

Внутри группы порфировых пород, согласно В. А. Подкопаеву, намечается возрастная последовательность от меланократовых разностей к более поздним — лейкократовым. Основанием к этому служит обнаружение ксенолитов роговообманковых порфиров и керсантитов в меланократовых сиенит-порфирах (данные М. Б. Бородаевской по месторождениям Лебединому и Радостному), прорывание интрузий роговообманковых порфиров и минетта пластовым телом кварцевых порфиров (залежь Июньская) и др.

Всем породам I группы свойственны определенные черты минерального состава и структуры, детально рассмотренные Ю. А. Билибиным (1940).

Кварцевые и кварцсодержащие порфиры обладают фельзитовой, микропойкилитовой и псевдосферолитовой структурой основной массы, состоящей существенно из ортоклаза, кварца и подчиненно альбита. Порфировые выделения, иногда весьма многочисленные, представлены кварцем, олигоклазом № 29—35, ортоклазом и темноцветными минералами (биотитом и роговой обманкой), как правило, замещенными хлоритом, кальцитом, серицитом, лейкоксеном и лимонитом. Очень характерна опацитизация роговой обманки. Количественные соотношения кварца и полевых шпатов весьма переменные, при незначительной роли темноцветных минералов — 5—7%.

Сферолитовые порфиры, видимо связанные с некоторыми разновидностями кварцевых и бескварцевых порфиров, характеризуются сферолитовой и псевдосферолитовой основной массой, в которой сферолиты различных размеров и очертаний образованы сочетанием лейст и микролитов ортоклаза и иногда кварца.

Щелочноземельные трахиты, трахитовые порфиры, ортофиры и бостониты — порфировые, иногда афировые породы, содержат в порфировых выделениях калинатровый полевой шпат, микропертит и плагиоклаз-альбит и альбит-олигоклаз. Псевдоморфозы кальцита, хлорита и др. по темноцветным минералам присутствуют в переменном, но очень незначительном количестве. Ю. А. Билибин отмечает среди них реликты биотита, буровато-зеленой роговой обманки и авгита. Основная масса этих пород, состоящая из ортоклаза и спорадической примеси кварца, обладает трахитовой, микролитовой и иногда бостонитовой структурой.

Роговообманковые порфиры занимают самые значительные площади. Порфировые выделения в них образованы плагиоклазом-андезином, с очень характерной обратной зональностью, желтовато-бурой обыкновенной роговой обманкой и в подчиненном количестве калинатровым полевым шпатом. Роговая обманка образует хорошо ограненные кристаллы, правильность которых нарушена резорбцией и, что очень типично для всех пород этой группы, опацитизацией. В некоторых разновидностях к роговой обманке присоединяются авгит и биотит. Основная масса, состоящая существенно из ортоклаза, имеет трахитоидную и микролитовую структуру, сходную с структурой трахитов; при появлении кварца возникают роговообманковые порфиры с пойкилитовой структурой. Темноцветные минералы, встречающиеся очень редко, представлены биотитом, авгитом и роговой обманкой. Очень близки к ним по составу плагиопорфиры, керсантиты и минетта, содержащие в порфировых выделениях буро-зеленый биотит с включениями сагенита и калинатровый полевой шпат. Биотит замещается хлоритом и рудным веществом. В основной массе, обладающей аллотриоморфнозернистой,

призматическизернистой и микролитовой структурой, присутствуют: в керсантитах — плагиоклаз и подчиненно ортоклаз и кварц, и в минетте — преимущественно ортоклаз.

Акцессорные минералы представлены в породах I группы апатитом, магнетитом, сфеном и иногда ортитом, образующим в роговообманковых порфирах крупные кристаллы, приближающиеся по величине к порфировым выделениям.

Постмагматические изменения выражены в появлении минеральных новообразований, свойственных щелочноземельным породам, к которым относятся хлорит, кальцит, серицит, лейкоксен, минералы группы эпидота, рудное вещество, развивающееся по цветным минералам, и т. д.

Интрузивные, метасоматические и субвулканические щелочные, нефелиновые и лейцитовые породы подразделяются на три подгруппы: а) псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры и их туфы и лавобрекчии; б) псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры, малиньито-фойяиты, малиньиты, шонкиниты; в) щелочные сиениты, сиенит-порфиры, лаурвикиты, пуласкиты и щелочные метасоматиты (эгирин-полевошпатовые, альбититы, пегматиты и др.). К этой же группе, вероятно, могут быть отнесены щелочные пироксениты и щелочные метасоматиты слюдяно-арфведсонитового состава, образующие многочисленные дайки в юрских песчаниках в окрестностях Якокутского массива. Эти породы локализуются в пределах крупных сложных массивов. Наибольшее развитие они имеют в Ыллымахском, Якокутском, Томмотском, Юхтинском и Рябиновом массивах.

Для этой группы характерно богатство петрографических разновидностей, разнообразие морфологии магматических тел и сложность и длительность процесса формирования магматических тел.

Образование щелочных интрузивных пород сопровождается здесь, как и в Атбастах-Мурунском районе, широким развитием метасоматических процессов, ведущих к возникновению различных щелочных метасоматитов (Кравченко, 1962; Билибина и др., 1960).

Возрастные взаимоотношения пород внутри рассматриваемой группы определяются следующими данными: 1) по пересечению псевдолейцитовых порфиров и лавобрекчий жилками нефелиновых сиенитов, которые в свою очередь содержат ксенолиты этих пород в районе ключа Перевального в Якокутском массиве; 2) щелочные сиениты моложе нефелиновых, псевдолейцитовых сиенитов и шонкинитов, что определяется по пересечению последних дайками и апофизами щелочных сиенитов. Отмечаются факты пересечения щелочных и меланократовых сиенитов дайками и штоками лейкократовых сиенитов — пуласкитов и лаурвикитов. Возрастное положение всей группы щелочных и фельдшпатоидных пород установлено в районе Якокутского массива на основании контактового воздействия псевдолейцитовых порфиров на пластовое тело кварцевых порфиров I группы, которое приподнято и слегка деформировано.

Абсолютный возраст щелочных эгириновых сиенитов Инаглинского массива определен в 140 млн. лет (Ельянов, Моралев, 1961), шонкинита с р. Инагли — в 138 млн. лет, гранатсодержащего сиенита гольца Шаман — в 135 млн. лет (Смолин, 1959).

Субвулканические псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры, туфы и лавобрекчии встречены в Якокутском и Ыллымахском массивах, где они образуют некки, покровы, пластовые, кольцевые тела и дайки. Крупный некк располагается в центральной части Ыллымахского массива (рис. 49). Форма кольцевого тела псевдолейцитовых пор-

фиров в Якокутском массиве нарушена внедрением штоков более молодых сиенитов, но вполне вероятно, что она обусловлена вулканическими структурами типа кальдер опускания. Дайки эпилейцитовых порфиров концентрируются среди пород юхтинской свиты и, в том числе в верхней ее подсвите в районе Юрского хребта к югу и востоку от Якокутского массива.

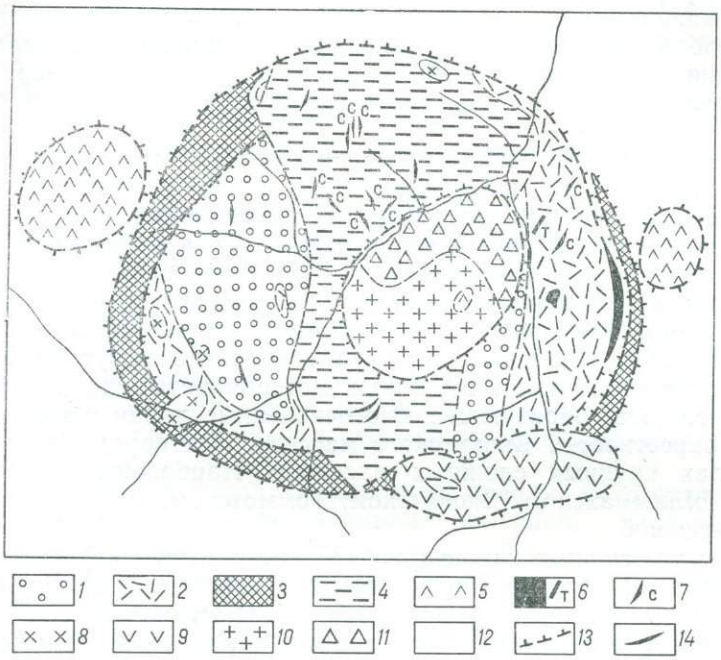


Рис. 49. Геологическая карта Ыллымахского щелочного интрузива. По Ю. А. Билибину

1 — эпилейцитовые порфиры; *2* — псевдолейцитовые порфиры; *3* — малиньиты; *4* — мусковитизированные микросиениты; *5* — меланократовые микросиениты и микромонцониты; *6* — тингуаиты; *7* — сёльвсбергиты; *8* — пуласкиты; *9* — щелочноземельные сиенит-порфиры; *10* — эгириновые граниты и граносиениты; *11* — брекчии, связанные с эгириновыми гранитами; *12* — кембрийские известняки; *13* — интрузивные контакты; *14* — дайки

Псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры содержат в порфировых выделениях правильные и округлые кристаллы псевдолейцита и эпилейцита, количество которых иногда весьма значительно (ключ Перевальный), а размер достигает 6—10 *мм,* и подчиненно ортоклаз.

В очень редких случаях в составе порфировых выделений отмечены авгит (дайки в районе Юрского хребта) и биотит. Основная масса, состоящая существенно из ортоклаза и подчиненного ему биотита и мусковита, обладает микролитовой, спутанно-волокнистой, фельзитовой, а в более перекристаллизованных разностях — призматическизернистой и гранобластовой структурой. Слюды рассеяны в основной массе в виде мелких чешуек и иногда образуют неправильные скопления.

Туфолавы и лавобрекчии псевдолейцитовых порфиров залегают в виде отдельных слоев, чередующихся с порфирами. Участками в них хорошо выражена флюидальная текстура. Цементирующая масса этих пород представлена микрофельзитовой или микролитовой лавой псевдолейцитовых порфиров. В лавобрекчиях изредка встречаются угловатые и оплавленные обломки псевдолейцитовых лав со слабо раскрис-

таллизованной бурой стекловатой основной массой и крупнозернистые ортоклазовые породы (псевдолейцитовые порфиры или сиениты?).

В лавобрекчиях Ыллымахского массива Ю. А. Билибиным отмечены, кроме того, обломки плагиопорфиров и щелочноземельных трахитов, видимо относящихся к породам I группы. Размеры обломков, по данным Ю. А. Билибина, колеблются от долей миллиметров до 10—20 *см*.

Все псевдолейцитовые и эпилейцитовые породы этой группы обнаруживают следы постмагматического метасоматоза и контактового метаморфизма, выраженные в мусковитизации, биотитизации, местами эгиринизации, карбонатизации, обогащенности тонкораспыленным рудным веществом, и, как правило, общей перекристаллизации пород.

Нефелиновые и псевдолейцитовые сиениты и их мусковитизированные разновидности принимают участие в строении Якокутского, Ыллымахского, Томмотского, Рябинового, Стрелка, Ённье, Распадистого и других массивов. Они образуют лакколитообразные тела, штоки, имеющие в диаметре 3×4,5 *км* и более, и дайки. Меланократовые породы этой группы — малиньито-фойяиты, малиньиты и шонкиниты — известны в кольцевой интрузии гольца Лапчатого (Инагли), где они обрамляют более древнюю ультраосновную интрузию, а также в других массивах совместно с нефелиновыми и псевдолейцитовыми сиенитами.

Нефелиновые сиениты оказывают, как указывалось выше, контактовое воздействие на более ранние эпилейцитовые и псевдолейцитовые порфиры и лавобрекчии и в свою очередь секутся дайками пуласкитов и других щелочных сиенитов (массивы Рябиновый, Робкий и др.).

Нефелиновые сиениты характеризуются большим разнообразием структурных и текстурных особенностей. Среди них отмечены разновидности от мелкозернистых до грубозернистых пегматоидных, обладающие как трахитоидной, так и гипидиоморфнозернистой (гранитной) структурой, а в мелкозернистых разностях аллотриоморфнозернистой и пойкилитовой, иногда порфировидной. По составу это эгириновые и эгирин-авгитовые нефелиновые сиениты, относительно бедные нефелином (до 10—20%). Щелочной полевой шпат представлен в них анортоклазом, часто пертитом; альбит встречается непостоянно, образуя оторочки вокруг полевого шпата или агрегат мелких кристаллов в мезостазисе. Эгирин и эгирин-авгит образуют игольчатые агрегаты и реже крупные зональные индивиды (эгирин, авгит с оторочкой эгирина). Свежий нефелин встречается относительно редко; большей частью он замещен мусковитом крупнокристаллическим и либнеритом, цеолитами и анальцимом.

Меланократовые разновидности щелочных и нефелиновых сиенитов и щелочные габброиды — малиньито-фойяиты, шонкиниты — слагают большей частью периферические зоны крупных массивов (Ыллымахского, Инаглинского и др.), образуя крутопадающие кольцевые тела, штоки, дайки. Среди них, как в Атбастах-Мурунском районе, могут быть выделены магматические и метасоматические разновидности.

Малиньито-фойяиты, по данным Ю. А. Билибина, среднезернистые породы с гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой. Состоят из ортоклаза, нефелина, часто замещенного цеолитами и канкринитом, эгирин-авгита и биотита. Количественные соотношения минералов изменчивы. Характерно повышенное количество темноцветных минералов и нефелина. Интересно присутствие реликтов кристаллов лейцита овоидальной или правильной формы.

Шонкиниты, пространственно связанные с малиньито-фойяитами, отличаются от них еще более высоким содержанием темноцветных минералов и низким содержанием нефелина. Выделяются среднезерни-

стые и крупнозернистые разновидности с характерной пойкилитовой (вростки цветных минералов в ортоклазе) и гипидиоморфнозернистой, иногда трахитоидной структурой. Минеральный состав их представлен ортоклазом (50%), нефелином (2—5%), пироксеном — зональным эгирин-авгитом с оторочкой эгирина (30%), оливином (3—5%) и биотитом (3—5%). От типичных шонкинитов они отличаются несколько пониженным содержанием темноцветных минералов и скорее могут быть названы шонкинитовыми сиенитами или шонкинитовыми малиньитами (Билибин, 1940).

Среди щелочных сиенитов преобладают эгириновые сиениты и сиенит-порфиры. Они широко развиты в северо-западной части района (массивы Рябиновый, Распадистый, Еннье) и в крупных сложных массивах — Инаглинском, Томмотском, в районе ключа Золотого и в других местах. Эти породы обычно крупнозернистые, отличаются большим разнообразием структур — от гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой до кристаллобластовой. Состоят существенно из микропертита, альбита, эгирина и спорадического щелочного амфибола.

Лаурвикиты слагают шток гольца Шаман, ряд мелких штоков в центральной части района и принимают участие в строении Томмотского массива. Они отличаются от других щелочных сиенитов трахитоидной и призматическизернистой структурой и заметно повышенным содержанием темноцветных минералов. В их составе преобладают ортоклаз-микропертит, зональный пироксен-авгит и эгирин-авгит и обыкновенная роговая обманка, иногда синевато-зеленая. В небольшом количестве присутствует альбит, образующий цепочки зерен между крупными кристаллами ортоклаза.

Пуласкиты, развитые шире, нежели лаурвикиты в составе пород Томмотского сложного массива, образуют штоки и дайки в Ыллымахском и Якокутском массивах, а также в крупных сиенитовых телах в северо-восточной части района (гольцы Рябиновый, Распадистый, Еннье). Эти породы отличаются от лаурвикитов лейкократовым обликом, сохраняя характерную трахитоидную структуру. Состоят существенно из калинатрового полевого шпата — микропертита с обильными ориентированными вростками альбита и подчиненно из пироксена — авгита и эгирин-авгита. В качестве примесей отмечены биотит и редко амфибол.

Всем разновидностям щелочных пород соответствуют порфировые разности (различные сиенит-порфиры), для которых характерна аллотриоморфнозернистая или ортофировая структура основной массы. Состав их каких-либо отклонений от составов сиенитов не обнаруживает. Сиенит-порфиры слагают краевые части штоков, пластовые апофизы и дайки. Дайки локализуются чаще всего в кембрийских карбонатных породах и в юрских песчаниках.

Акцессорные минералы в породах группы нефелиновых и щелочных сиенитов (на примере Ыллымахского и Томмотского массивов) присутствуют в значительном количестве и характеризуются весьма значительными размерами отдельных индивидов (Кравченко, Власова, 1962).

Акцессорные минералы нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов представлены цирконом, бурым плеохроичным сфеном, ильменитом, гранатом. Редкие примеси: анатаз, апатит, флюорит, корунд, турмалин. Рудные минералы — магнетит, пирит, галенит, сфалерит. В мусковитизированных разновидностях нефелиновых сиенитов обнаружены акцессории бадделеита, ксенотима, ортита, торита. Отмечается развитие сфена, апатита, магнетита и флюорита в процессе мусковитизации.

Акцессорные минералы шонкинитов, малиньитов и меланократовых щелочных сиенитов Инаглинского, Ыллымахского и Якокутского массивов представлены цирконом, апатитом, сфеном, меланитом, рутилом, флюоритом. Редко встречаются рамзаит, торит, ринколит и новый минерал батисит. Рудные — магнетит, хромит, пирит, молибденит и галенит. Преобладают только апатит и магнетит. Размеры и формы зерен большинства минералов различны. Особенно крупные кристаллы образует меланит, нередко зональный.

В щелочных сиенитах — эгириновых, пуласкитах и др.— количество и ассоциация акцессорных минералов несколько иные. Среди них С. М. Кравченко и Е. В. Власова и др. отмечают циркон, апатит, сфен, гранат, рутил, анатаз, ильменит; характерны новые минералы батисит и иннэлит (в пуласкитах Инаглинского массива), а также монацит и ураноторит. Рудные — магнетит, ильменит, пирит. Образование батисита и иннэлита связывается с альбитизацией пуласкитов, а молибденита, галенита, монацита и ураноторита — с наложением гидротермального процесса.

Метасоматические породы представлены чаще всего метасоматическими разностями нефелиновых и эгириновых сиенитов, а также эгирин-полевошпатовыми метасоматитами, имеющими иногда реликтовую брекчиевую текстуру, и альбититами. Формирование их тесно связано с близкими по составу сиенитами. Образование большинства метасоматических пород обязано процессу калиевого и остаточного натрового метасоматоза.

Метасоматические породы развиты в ассоциации с нефелиновыми и щелочными сиенитами в краевых и глубинных частях массивов: Ыллымахского, Томмотского, Инаглинского, Стрелка, Рябинового, Еннье, Распадистого и др. Относительно меньшее распространение имеют нефелинсодержащие метасоматиты, сходные по составу с нефелиновыми сиенитами, но обладающие мелкозернистой гранобластовой структурой и полосчатым сложением. Такие метасоматиты встречены в северной части массива Рябинового в контакте нефелиновых сиенитов с осадочными породами кровли.

Несомненно метасоматическими являются некоторые разновидности меланократовых щелочных сиенитов, шонкинитов, малиньитов, особенно в случае развития их в краевой части массивов в контакте с карбонатными породами.

Метасоматические щелочные сиениты и эгирин-полевошпатовые метасоматиты особенно широко распространены в северо-восточной части Эльконского горста в массивах Рябиновом, Еннье, Распадистом, Стрелка и др., где они залегают среди архейских кристаллических пород. Эти массивы относительно более глубоко эродированы, метасоматические образования приурочены к их наиболее глубоким частям, нередко локализуясь вдоль систем разрывных нарушений. Такая полоса эгирин-полевошпатовых щелочных метасоматитов и метасоматических сиенитов шириной до 500—700 *м* прослеживается вдоль ключа Рябинового, прорезающего наиболее глубокие части щелочного массива вдоль зоны дробления. Реликты зоны дробления отчетливо опознаются по брекчиевой текстуре метасоматитов, в которых метасоматозу подверглись обломки различных пород архея и более ранних разновидностей сиенитов этого же массива. Альбититы (точнее, в различной степени альбитизированные нефелиновые сиениты) описаны С. М. Кравченко (1962) в Инаглинском, Томмотском, Ыллымахском и других массивах. Эти породы приурочены к зонам разлома и к контактам различных пород. Мономинеральные альбититы практически не встречаются. Щелочные пегматиты, детально изученные С. М. Кравченко и А. Ф. Ефи-

мовым, локализуются в пределах Инаглинского массива, где они образуют несколько жил.

Акцессорные минералы метасоматических щелочных пород исключительно разнообразны и присутствуют в более значительном количестве, чем в близких к ним по составу сиенитах. Особенно богаты акцессорными минералами альбититы, в которых С. М. Кравченко отмечает циркон, сфен, гранат, рутил, анатаз, апатит, флюорит и характерные для щелочных пород редкометальные минералы — бадделеит, эвдиалит, лопарит, ремзаит, лампрофиллит, ринколит, ортит, ураноторит. Эти минералы главным образом встречены в альбититах из массивов Ыллымах и Стрелка. Рудные представлены ильменитом, отчасти магнетитом, галенитом, сфалеритом и касситеритом. Часть акцессорных минералов — циркон, апатит, сфен, ильменит, гранат, рутил, магнетит, корунд, ортит — относится к реликтовому парагенезису нефелиновых сиенитов и пегматитов, а остальные — к более поздним стадиям формирования метасоматитов.

Вулканогенные (эффузивно-пирокластические и субвулканические) образования представлены щелочными, нефелиновыми и псевдолейцитовыми породами, аналогами щелочных нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов предыдущей группы. Эта группа выделена как самостоятельная на основании работ ВСЕГЕИ. Остальные исследователи или не располагали материалами к ее характеристике (Билибин, 1941), или частью выделяли ее в составе более ранних псевдо- и эпилейцитовых порфиров (вулканогенно-осадочная серия С. М. Кравченко (1960, 1962), или же объединяли с дайковыми породами других возрастных групп, именуя дайковой серией.

Данные, полученные геологами ВСЕГЕИ (Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, Б. А. Ермолаев, А. Ф. Шпагин), позволяют говорить о самостоятельном значении вулканических пород этой группы на основании их петрографической ассоциации, морфологии магматических тел и взаимоотношений с другими породами. В состав этой группы, относящейся к жерловой, прижерловой и субвулканической фациям, входят: 1) лейцититы, лейцитовые базальты и псевдолейцититы, 2) лейцитовые фонолиты, фонолиты и фонолитовые порфиры, 3) псевдо- и эпилейцитовые порфиры, 4) трахиты и трахитовые порфиры, 5) псевдолейцитовые тингуаиты и тингуаиты. Пирокластические породы представлены туфолавами и лавобрекчиями, а также туфами — кристаллолитокластическими и пепловыми.

Вулканогенные породы залегают в виде слоистых вулканических куполов, покровов, вулканических жерл, пластообразных и крутопадающих субвулканических тел и даек. Мощность куполов или покровов достигает 150—200 *м*, при мощности отдельных пластовых тел не более 2—3 *м*.

Возрастные взаимоотношения указанных пород определяются на основании: а) пересечения многочисленными дайками трахитов, трахитовых порфиров, псевдолейцитовых порфиров и псевдолейцитовых тингуаитов различных нефелиновых и щелочных сиенитов II группы, б) наличия обломков эгириновых сиенитов, пуласкитов, мусковитизированных сиенитов и щелочных метасоматитов в туфолавах и лавобрекчиях щелочных трахитов. Указание на существование обломков пуласкитов и других пород в эффузивных брекчиях (А. Н. Угрюмов и др.) дает основание предполагать о периодическом возобновлении вулканической деятельности на протяжении длительного времени.

Породы этой группы слагают вулканические тела в составе массивов Острого, Томмотского, Стрелка, Мрачного, Рябинового, Еннье, Распадистого. Кроме того, они залегают на размытой поверхности ар-

хейских кристаллических пород в северо-восточной части Эльконского горста. В строении слоистых куполов, покровов и жерл принимают участие лейцититы, псевдолейцититы, лейцитовые базальты, псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры и фонолиты, переслаивающиеся с туфолавами и лавобрекчиями и в отдельных участках с туфами (массивы Томмотский, Рябиновый, Стрелка, Острый, Мрачный). Пластообразные тела простого строения чаще всего отложены трахитовыми и фонолитовыми порфирами и иногда псевдолейцитовыми порфирами, псевдолейцитовыми тингуаитами и тингуаитами. Дайки трахитов, фонолитов и их порфиров, а также тингуаитов и псевдолейцитовых тингуаитов прорывают щелочные породы внутри перечисленных сложных массивов, а также приурочены к разрывным нарушениям в архейских кристаллических толщах Эльконского горста.

Размещение куполов, покровов и пластовых тел в пределах сложных массивов определяется размещением более ранних магматических и метасоматических тел щелочных и нефелиновых сиенитов (Рябиновый, Острый, Стрелка) и с разрывными нарушениями внутри этих массивов (Томмотский массив).

Лейцититы, лейцитовые базальты и псевдолейцититы, развитые у западного края Томмотского массива, слагают вулканический некк и покров, где они переслаиваются с фонолитами, трахитами и пирокластами. Они обладают стекловатой и слабо раскристаллизованной основной массой с витрофировой, кристаллитовой, гиалиновой, переходящей в криптокристаллическую, структурой. В порфировых выделениях присутствуют псевдолейцит, авгит, редко биотит и оливин, обычно полностью замещенный тремолитом. Основная масса содержит многочисленные скелетные формы кристаллов лейцита, кристаллиты темноцветных минералов, пропитана рудной пылью и часто хлоритизирована.

Щелочные трахиты и трахитовые порфиры, наиболее распространенные в этой группе, образуют пластообразные тела внутри куполов и покровов, самостоятельные тела и многочисленные дайки.

Это лейкократовые породы, различающиеся соответственно по величине зерна основной массы: трахитовой и микролитовой — у трахитов, ортофировой и бостонитовой — у трахитовых порфиров. Она состоит из микролитов и лейст пелитизированного калинатрового полевого шпата и отчасти иголочек темноцветных минералов, полностью лимонитизированных и гематитизированных. Скопления либенерита и цеолитов свидетельствуют о незначительном содержании в ней нефелина. Микролиты и лейсты полевых шпатов образуют очень характерные перистые, звездчатые и сетчатые агрегаты. В порфировых выделениях присутствуют ортоклаз, анортоклаз и редко санидин. Форма кристаллов правильная удлиненная, чаще изометричная, внутри них сочетаются гломеропорфировые сростки различных зерен. Несомненно, что часть порфировых выделений полевых шпатов поглощена из вмещающих пород. В некоторых разностях трахитов встречаются реликты темноцветных минералов роговой обманки, биотита, эгирина, замещенных скелетным агрегатом гематита, лимонита, карбоната. Как исключение в этих породах отмечен свежий эгирин в агрегатах призматических зерен, срастающихся с тонкочешуйчатым зеленым биотитом.

Трахиты и трахитовые порфиры, как правило, сильно изменены постмагматическими процессами (пелитизация, лимонитизация, либнеритизация и пр.).

Фонолиты и фонолитовые порфиры являются редкими породами и встречены в виде даек, пластообразных тел и крутопадающих субвулканических интрузий в районе Эльконского горста, главным обра-

зом в его северо-западной части (район рек Редерги, Элькона, Конкулаха, ключа Рябинового).

Фонолитовые порфиры и реже фонолиты обладают трахитовой и трахитоидной структурой с ориентированным расположением резко удлиненных лейст и микролитов калинатрового полевого шпата, нефелина и игольчатых кристаллов эгирина, количество которого иногда доходит до 30%. Линейные сростки этих минералов изгибаются, образуя волнистые и пальмовидные срастания. Значительно реже в них появляются незакономерные сетчатые и другие агрегаты микролитов полевых шпатов, обычные для трахитов.

Порфировые выделения образованы калинатровым полевым шпатом, реже эгирином и нефелином. Калинатровый полевой шпат — анортоклаз — образует удлиненные правильные кристаллы и их сростки с очень характерными поперечными врастками копьевидных кристалликов альбита. Реже встречаются сростки крупных неправильных зерен калинатрового полевого шпата, заимствованные из вмещающих пород.

Эгирин образует короткопризматические кристаллы, по величине уступающие полевым шпатам, иногда он замещается лимонитом и флюоритом. Нефелин в порфировых выделениях встречается очень редко, обычно он замещен либнеритом. В отличие от трахитов эти породы в очень слабой степени подверглись постмагматическим изменениям.

Псевдолейцитовые и эпилейцитовые порфиры залегают в ассоциации с трахитами, переслаиваясь с туфолавами внутри покровов, куполов, а также образуют дайки и крутопадающие субвулканические тела. Иногда они связываются с трахитами постепенными переходами, образуя промежуточные разности — псевдолейцитовые трахиты. Более широкое распространение имеют эпилейцитовые порфиры.

Для рассматриваемых пород характерно изменение структуры основной массы от микролитовой до гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой с перистыми и радиальнолучистыми сростками крупных лейст калинатрового полевого шпата. Состав основной массы определяется калинатровым полевым шпатом и переменным количеством крупночешуйчатого мусковита и либенерита — от ничтожно малого до 30%. Реликты правильных или овоидальных зерен псевдолейцита имеют ограниченное распространение. Темноцветные минералы — эгирин и биотит — присутствуют в незначительном количестве, сильно лимонитизированы, гематитизированы и карбонатизированы.

В порфировых выделениях присутствуют овоиды и очень редко кристаллы псевдолейцита и эпилейцита, калинатровый полевой шпат в таких же формах, как в трахите, и в подчиненном количестве нефелин, полностью либенеритизированный. Часть порфировых выделений калинатрового полевого шпата и здесь является ксенокристаллами, извлеченными из вмещающих пород. Темноцветные минералы — биотит и очень редко эгирин — встречаются только в отдельных участках и в значительном количестве. Эти породы, как правило, заметно изменены постмагматическими процессами. В них широко развиты мусковит, либнерит, цеолиты, канкринит, иногда карбонат, флюорит, гематит, лимонит и пр.

Тингуаиты и псевдолейцитовые тингуаиты образуют в большинстве случаев дайки, тяготеющие пространственно к сложным массивам (Якокутский, Томмотский, Ыллымахский), прорывая различные породы мезозойского комплекса, юрские песчаники и другие вмещающие породы. В порфировых выделениях присутствуют псевдолейцит, калинатровый полевой шпат — анортоклаз и нерешетчатый микроклин, эгирин-

авгит с оторочкой эгирина и вторичного щелочного амфибола и эгирин. Размеры кристаллов и овоидов псевдолейцита составляют 1—10 *мм*; описание их строения дано Ю. А. Билибиным (1940 г.).

Основная масса микрозернистой структуры состоит из мелких беспорядочно ориентированных индивидов калинатрового полевого шпата и громадного количества тонкоигольчатого эгирина, образующих войлокоподобные прорастания. Нефелин присутствует в переменном, обычно незначительном количестве. В псевдолейцитовых тиангуитах появляются мелкие кристаллики с полигональными очертаниями (до 0,3—0,4 *мм* в диаметре), овоиды и округлые зерна псевдолейцита, местами превращенного в агрегат ортоклаза, нефелина и тонкочешуйчатой бесцветной слюдки. В небольшом количестве присутствует биотит.

Тингуаиты и псевдолейцитовые тингуаиты — свежие породы, в которых только иногда развиваются либенерит, серицит, цеолиты, анальцим, карбонат и гидроокислы железа.

Туфолавы и лавобрекчии лейцитовых базальтоидов, трахитов и псевдолейцитовых порфиров имеют весьма широкое распространение в куполах гольцов Острого, Стрелка, Рябинового, Мрачного, образуя пластообразные тела, иногда связанные постепенными переходами с лавами того же состава. Туфолавы и туфоагломераты Томмотского массива включают обломки лейцититов, псевдолейцититов, лейцитовых базальтов и других пород, сцементированных стекловатой основной массой и иногда лавой трахитового состава.

Туфолавы и лавобрекчии трахитов содержат в обломках, обычно угловатых, щелочные трахиты с различными типами структур, осколки и кристаллы калинатрового полевого шпата и в отдельных случаях различных вмещающих пород. Так, в пирокластических породах гольца Острого отмечены обломки плагиопорфиров и роговообманковых порфиров I группы, в лавобрекчиях гольца Мрачного — архейские гнейсограниты, доломиты кембрия, скарнированные доломиты и щелочные сиениты. Обломки различных щелочных сиенитов встречены, как указывалось выше, в туфолавах, залегающих вместе с ними.

Цементирующая масса в пирокластолитах, отвечающая наиболее тонкозернистым лавам трахита, как правило, обладает такситовым или флюидальным строением. Лишь в отдельных линзовидных участках сохраняется слабо раскристаллизованное стекло. В лавобрекчиях она присутствует в относительно чистом виде, а в туфобрекчиях нередко переполнена мелкими осколками пород и минералов.

Туфобрекчии и литокристаллокластические туфы содержат наряду с обломками трахитовых лав и полевых шпатов обломки крупнозернистых эпилейцитовых порфиров и скопления крупночешуйчатого мусковита, образовавшиеся, видимо, по псевдолейциту, а также крупные обломки мусковитизированных сиенитов (ключ Рябиновый). Цементирующая масса в них имеет не только трахитовую, но и фельзитовую структуру и характеризуется постоянным присутствием мусковита, либнерита и реже мелких овоидов эпилейцита. В этих породах весьма сильно проявлена гематитизация, но в общем туфолавы и лавобрекчии изменены очень неравномерно.

Мелкозернистые пирокластические породы принимают участие в строении слоистых вулканических тел в районе гольцов Стрелка, Острого, Мрачного, у южного края массива Рябинового и в других местах. Они представлены литокристаллокластическими туфами, очень тонкозернистыми витрокристаллокластическими и пепловыми туфами и в подчиненном количестве — туфоалевролитами. Эти породы переслаиваются с лавами трахитов и псевдолейцитовых порфиров, но чаще, повидимому, образуют пачки переслаивания, локализующиеся в отдель-

ных частях вулканических куполов. Литокристаллокластические туфы содержат в обломках трахиты, щелочные сиениты, юрские песчаники и большое количество осколков зерен калинатрового полевого шпата и кислого плагиоклаза, почти не встречающихся в туфолавах и лавобрекчиях.

Цементирующая масса образована агрегатом зерен полевого шпата с примесью пепловых частиц. Туфы местами дают переходы к туфопесчаникам — породам того же состава, но обнаруживающим слабую окатанность обломков.

Тонко- и микрозернистые витрокристаллокластические туфы и туфоалевролиты состоят из угловатых осколков калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, обломочков сильно измененного стекла и чешуек слюды. Изредка в них присутствуют мельчайшие осколки трахита. Цементирующая масса очень тонкозернистая, образована пепловым веществом, иногда дифференцированным по величине зерен. Пепловые туфы соответствуют по составу цементирующей основной массе туфов и только в отдельных слоях образованы очень тонкодисперсным пепловым веществом. Вторичные изменения выражаются в карбонатизации, иногда обильной гематитизации и лимонитизации.

Акцессорные минералы вулканических пород этой группы систематически не изучались. Согласно определению Л. И. Давыдовой по сборам А. Д. Дашковой, в трахитах, псевдолейцитовых порфирах и их туфолавах в числе акцессорных минералов встречены: циркон, апатит, рутил, анатаз, сфен, иногда гранат и рудные — магнетит, пирит, галенит.

Интрузивные щелочноземельные сиениты и сиенит-порфиры представлены авгитовыми меланитсодержащими авгит-роговообманковыми сиенитами и сиенит-порфирами, монцонитами, меланократовыми микросиенитами, лейкократовыми граносиенитами и сиенит-аплитами. Сиениты и сиенит-порфиры образуют штоки, лакколитообразные и неправильные интрузивные тела. Размеры штоков составляют 1—2, реже 3—4 *км* в диаметре. Мощность лакколитообразных тел 500—600 *м*.

Ю. А. Билибин (1941) отмечает диапировую форму штоков и ответвление от них многочисленных пластовых апофиз. В этом случае образуются очень характерные интрузии, в которых между апофизами щелочных сиенитов сохраняются пластовые тела более ранних порфиров в спокойно залегающих или слегка приподнятых кембрийских доломитах. Характерна пространственная сопряженность щелочноземельных сиенитов с пластовыми интрузиями порфировых пород и более ранними щелочными сиенитами. Штоки щелочноземельных сиенитов, согласно Ю. А. Билибину, вызывают в некоторых случаях куполообразное поднятие пластовых интрузий порфиров, находящихся в их кровле (верховья р. Орто-Салы и ключа Дикого). Они встречаются повсеместно, но наибольшее количество интрузий щелочноземельных сиенитов группируется в центральной части района в бассейнах рек Якокита, Бол. Юхта, Томмота, Орто-Салы, Селигдара, Нимгеркана.

Сиенит-порфиры локализуются в краевых частях сиенитовых интрузий, образуют пластовые ответвления во вмещающие породы, а также дайки, обычно тесно связанные пространственно с интрузиями. В отношении ассоциации дайковых пород и их возрастного положения нет единого мнения. Так, Ю. А. Билибин (1941) не выделял самостоятельный дайковый комплекс, но допускал возможность неоднократного внедрения даек тингуаитов и других пород. В. А. Подкопаев считает вероятным самостоятельное развитие дайкового комплекса, относя к нему роговообманковые порфиры, керсантиты, минетта, сёльвсбер-

гиты, тингуаиты, щелочные пегматиты, ортофиры, бостониты, щелочноземельные сиенит-порфиры, и приводит данные о прорывании этими породами интрузий щелочноземельных сиенитов (районы ключей Рябинового, Утесного, Турука, Широкого и гольцов Стрелка, Тектонический, Вулкан, Томмотский (Батько и др.).

По нашему мнению, большинство даек, выделенных В. А. Подкопаевым в самостоятельную группу, непосредственно связано по петрографическим и петрохимическим особенностям с группой щелочноземельных сиенитов. К ним с несомненностью можно отнести роговообманковые порфиры, щелочноземельные сиенит-порфиры, пегматиты и, вполне вероятно, керсантиты и минетта. Сёльвсбергиты входят в состав более молодой группы эгириновых гранитов. Вопрос возрастного положения тингуаитов рассматривался выше. Вероятно, что некоторые разновидности тингуаитов могут связываться постепенными переходами с сёльвсбергитами.

Наиболее широким распространением среди пород рассматриваемой группы пользуются авгитовые сиенит-порфиры — породы, состоящие из ортоклаза (28—45%), среднего плагиоклаза — олигоклаз-андезина (34—52%) и иногда небольшого количества кварца. Среди темноцветных минералов преобладает авгит (5—12%), иногда с эгирин-авгитовой каймой по периферии, и редкие биотит и обыкновенная роговая обманка. Количественные соотношения минералов весьма непостоянны. Ю. А. Билибин отмечает обилие структурных разновидностей авгитовых сиенитов. Обычна гипидиоморфнозернистая структура, иногда приближающаяся к монцонитовой, но усложненная пойкилитовыми прорастаниями минералов, нарастанием оторочек ортоклаза на плагиоклазы, чередованием плагиоклазовых и ортоклазовых зон в отдельных зернах и, как следствие, возникновением кристаллов ортоклаза с реликтовой зональностью.

Структурные соотношения этих двух минералов свидетельствуют о замещении плагиоклаза ортоклазом. Часть зерен плагиоклаза носит реликтовый характер и местами избирательно обнаруживает следы более раннего катаклаза. Указание на роль глубинной ассимиляции в щелочноземельных породах имеется у М. Б. Бородаевской (1950). Пироксен образует гипидиоморфные зерна и замещается иногда амфиболами, относимыми С. М. Кравченко (1962) к эккераманиту и в отдельных участках к группе тарамита (голец Батько).

Взаимоотношения минералов в этих породах характеризуются постоянным замещением одних минеральных ассоциаций другими (плагиоклаза — ортоклазом, пироксена — амфиболом, ортоклаза, авгита и сфена — меланитом и т. д.), что свидетельствует о высокой роли метасоматических процессов.

Меланитовые и меланитсодержащие сиениты отличаются более ярко выраженным порфировидным строением и появлением меланита в большом многообразии форм кристаллов — от идиоморфных до скелетных индивидов, неравномерных скоплений мелких зерен и т. д.

Авгитовые и роговообманковые сиенит-порфиры и другие дайковые породы, близкие по составу к щелочноземельным сиенитам, обладают порфировой и иногда полифировой структурой с несколькими генерациями порфировых выделений. Структура основной массы ортофировая, гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. Минеральный состав дайковых пород в общем близок к составу авгитовых и авгит-роговообманковых сиенитов и отличается лишь некоторым увеличением роли обыкновенной роговой обманки. Эти порфиры сходны с породами пластовых интрузий.

Микромонцониты и меланократовые микросиениты образуют, по Ю. А. Билибину, самостоятельную подгруппу. Они слагают штоки с крутыми контактами, залегающие в верхних частях осадочного покрова — в юрских отложениях (гольцы Грядовой, Заметный, штоки в соседстве с Томмотским и Якокутским массивами). Эти породы характеризуются повышенным содержанием темноцветных минералов при непостоянстве содержания других компонентов и порфировидной структурой — монцонитовой и гипидиоморфнозернистой в главной массе. Они состоят из плагиоклаза, изменяющегося от альбита до кислого андезина, ортоклаза и темноцветных — авгита и зонального диопсид-авгита, роговой обманки, биотита, редко оливина. Некоторые монцониты содержат незначительную примесь кварца. Незакономерные срастания и обрастания одних минералов другими, в том числе и темноцветных, а также такситовое строение, обилие шлиров и ассимилированных ксенолитов составляют характерную особенность этих пород.

Вторичные изменения, выраженные далеко не повсеместно во всех породах рассматриваемой группы, отвечают по типу постмагматическим изменениям щелочноземельных пород. В них появляются кальцит, хлорит, минералы группы эпидота, серицит, соссюрит, гидроокислы железа. Акцессорные минералы в щелочноземельных породах присутствуют (Кравченко, 1962) в количестве до 7—8%. Среди них обычны циркон, сфен, апатит, иногда рутил, анатаз, флюорит и меланит (меланитовые сиениты). Рудные — магнетит, гематит, пирит. Изредка встречаются касситерит и шпинель. Характерно присутствие акцессорного монацита, ортита и редких минералов, свойственных щелочным сиенитам, — рамзаита, лампрофиллита.

С. М. Кравченко устанавливает несколько парагенетических ассоциаций акцессорных минералов собственно щелочноземельных сиенитов — метасоматическую и наложенную гидротермальную.

Интрузивные, частью метасоматические эгириновые граниты и другие связанные с ними породы относятся, по общему мнению, к самым молодым образованиям рассматриваемого комплекса. В эту группу кроме эгириновых гранитов входят граносиениты, грорудиты, сёльвсбергиты и эруптивные брекчии, сцементированные эгириновыми гранитами. Области развития эгириновых гранитов сопровождаются полями фенитизированных пород. Эгириновые граниты и эруптивные брекчии образуют, по всей вероятности, штоки и трубообразные тела небольшого размера (до 2 *км* в диаметре) и дайки, приуроченные к внутренним и краевым частям сложных массивов — Ыллымахского, Юхтинского, Мрачного, Стрелка и др. Наиболее крупные тела их известны в северо-западной части Эльконского горста на водоразделе Якокита, Эльконкана и Еннье.

Эгириновые граниты, грорудиты и сёльвсбергиты обладают рядом отличительных структурных и текстурных особенностей. При постоянном минеральном составе (кварц, калинатровый полевой шпат, эгирин) эти породы характеризуются резко переменными количественными соотношениями минералов, варьируя от типичных гранитов до граносиенитов и кварцевых сиенитов. Также непостоянна структура гранитов — равномернозернистая, порфировидная, пойкилитовая, гипидиоморфнозернистая, переходящая в кристаллобластовую структуру метасоматических гранитов. Особенно ярко метасоматический тип гранитов выражен в разновидностях, цементирующих эруптивные брекчии. Отличительной особенностью этих пород является наличие идиоморфного кварца с врастками иголочек эгирина вдоль граней роста, присутствующих в гранитах и грорудитах. Эгирин, нередко пятнистый и зо-

нальный, образует столбчатые или игольчатые кристаллы и агрегаты мелких иголочек.

Эруптивные брекчии содержат в обломках щелочные сиениты, псевдолейцитовые порфиры, архейские гнейсы, кристаллические сланцы и другие породы. Цементирующий их гранит обладает чаще всего неравномернозернистой кристаллобластовой структурой и сопровождается многочисленными жилками грорудита. Эгириновые граниты и особенно их метасоматические разновидности подвержены калиевому и натровому метасоматозу, выраженному в их микроклинизации и альбитизации.

Дайковые породы этой группы — грорудиты и сёльвсбергиты (меланократовые и лейкократовые разности), связанные, с одной стороны, с ортофирами и, с другой, с тингуаитами, отличны от более ранних тингуаитов группы вулканогенных пород. Имеются данные о взаимных пересечениях одних разновидностей дайковых пород другими, свидетельствующими о неоднократном их внедрении.

Вторичные изменения, проявленные неповсеместно, выражены в карбонатизации, серицитизации, лимонитизации. Акцессорные минералы в породах этой группы представлены (Кравченко, 1962) апатитом, сфеном, цирконом, рутилом, анатазом, гранатом, редко турмалином, ксенотимом и в незначительном количестве — лопаритом, лампрофиллитом, бадделеитом, рудными — магнетитом, ильменитом, пиритом, галенитом.

* *
*

Явления контактового метаморфизма под влиянием пород мезозойского вулканогенно-интрузивного комплекса выражены в Центрально-Алданском районе различно в породах архея и в осадочных отложениях кембрия и юры. Кроме того, они находятся в прямой зависимости от состава и фациальных особенностей пород. Наиболее интенсивные изменения различных вмещающих пород вызваны щелочноземельными и щелочными сиенитами и в меньшей степени — эгириновыми гранитами.

Разница в контактовом воздействии на вмещающие породы различного состава заключается главным образом в интенсивности воздействия, без существенного различия в составе контактово-метасоматических новообразований. Экзоконтактовые изменения выражаются в перекристаллизации карбонатных пород с образованием мраморов, содержащих иногда форстерит и брусит (Зверев, 1931), и роговиков по песчано-глинистым породам, а также в контактово-метасоматическом воздействии, в результате которого возникают диопсидовые, актинолитовые и тремолитовые скарны, иногда гранатсодержащие и обогащенные флогопитом. В архейских породах хорошо выражена фенитизация; в них появляются метасоматический калинатровый полевой шпат, эгирин и щелочной амфибол.

Локальное проявление щелочного метасоматоза среди архейских и более молодых пород, сходное по типу с фенитизацией, приурочено к зонам разрывных нарушений. Чаще такие изменения отмечаются в зонах древних милонитов, омоложенных в мезозое. В милонитизированных породах архея, мезозойских сиенитах, сиенит-порфирах, туфах и других породах развиваются калинатровый полевой шпат, альбит, щелочной амфибол, эгирин, очень характерный голубой хлорит.

П. П. Смолин установил существование контактово-метаморфической зональности вокруг щелочных массивов, выраженной в появлении зоны контактово-реакционного метасоматоза и зоны метаморфизма

в карбонатных породах, которая подразделяется по степени дедоломитизации. В составе зоны контактово-реакционного метасоматоза им выделена подзона сплошного и частичного метасоматоза с образованием скарнов различного состава (гранат-пироксеновых, флогопит-диопсидовых, шпинель-форстеритовых и гумитовых).

Закономерности размещения мезозойских магматических тел в пределах Центрально-Алданского района пока не выяснены и по этому поводу существуют различные мнения.

Ю. А. Билибин (1940 г.) отметил, что магматические породы располагаются тремя полосами, связанными, по-видимому, с глубинными ослабленными зонами. Самую протяженную полосу (длиной около 100 *км*) северо-западного направления образуют массивы Инаглинский, Томмотский, Юхтинский, Ыллымахский и большое количество мелких интрузий. Вторая полоса интрузий располагается в 30 *км* к северо-востоку параллельно первой. Она протянулась от бассейна рек Тамарака, Куранаха, ключа Золотого до р. Джеконды (небольшие массивы и дайки щелочных пород в районе ключа Золотого, массивы Шаман, Острый, Вулкан и др.). Третья полоса располагается в северо-восточном направлении, перпендикулярно двум предыдущим от верховьев р. Томмота через ключ Дикий, верховья р. Орто-Салы и Куранаха в северо-западную часть Эльконского горста, в бассейн рек Еннье и Элькона (массивы Дефективный, Якокутский, Рябиновый, Распадистый).

По мнению Ю. К. Дзевановского, размещение интрузий в пределах всего Алданского щита подчинено линейным зонам северо-восточного простирания. Выделяется семь таких зон: Сутамская, Гонамская, Суннагинская, Кет-Капская, Эвотинская, Эльконская, Амгинская.

Ю. М. Шейнманн считает более вероятным «кучковый» характер размещения интрузий и невозможность объединения их в четко выраженные линейные ряды.

По С. М. Кравченко, в позднеюрскую эпоху в пределах Центрального Алдана формировалось вулканическое плато, сложенное щелочными эффузивами и их пирокластолитами, мощность которых составляла 700 *м*. В пределах этого плато существовали вулканические центры (им соответствуют места расположения крупных массивов), вся площадь между которыми была перекрыта вулканогенно-осадочными образованиями. Впоследствии вулканические центры сохранились в виде структур типа кальдер опускания и использовались как пути внедрения более молодых интрузий. Расположение вулканических центров подчинено системам разломов широтного и меридионального простираний. Широтные ряды: массивы Юхта — Ыллымах, Томмот — Якокут — Джеконда. Если обсуждению могут подлежать направления разломов, контролирующих расположение магматических образований — широтные и меридиональные (С. М. Кравченко) или северо-западные и северо-восточные (Ю. А. Билибин), то остальные взгляды С. М. Кравченко не получили подтверждения.

Как видно из предыдущего описания, не подтвердились и существование щелочной вулканогенно-осадочной серии, более ранней, чем породы остальных возрастных групп и, тем более, существование плато с весьма значительной мощностью эффузивов.

Согласно В. А. Подкопаеву, размещение магматических тел подчинено долгоживущим разломам запад-северо-западного и восток-северо-восточного простираний. Главная зона запад-северо-западного простирания проходит в южной части района (Ыллымахский массив, группа интрузий в районе ключа Сланцевого, массивы Юхтинский, Мрачный, Дефективный, Томмотский, Инаглинский). Вторая зона, па-

раллельная ей, находится в 10—15 *км* к северу (гольцы Вулкан, Острый, Тахто, Якокутский, Зверева, Паленый) и третья зона еще севернее (гольцы Шаман, Китовый, Юхухта, Тектонический).

А. Н. Угрюмов и др. выделяют три крупных разлома, ограничивающих Верхне-Якокутский грабен и контролирующих размещение мезозойских интрузий и золото-сульфидной минерализации.

Таким образом, мнения о закономерности размещения магматических образований расходятся лишь в отношении направления двух систем магмоподводящих разломов: 1) северо-западной и северо-восточной (Билибин, Подкопаев, Угрюмов) и 2) широтной и меридиональной (Кравченко, Казаринов, Шапошников). Положение ведущих тектонических направлений устанавливалось в основном по положению сложных массивов (центров извержения).

Более тонкие закономерности в размещении локальных центров магматической деятельности сейчас недостаточно ясны в связи с тем, что положение конкретных разломов точно не установлено. Геофизические данные подтверждают некоторые зоны Ю. А. Билибина и А. Н. Угрюмова. Размещение магматических тел во многом подчинено вулканической тектонике, для которой характерны не только линейные, но и круговые и радиальные разломы. К сожалению, анализ вулканических разломов произведен пока только для извержений основных и кислых магм, в связи с чем рассматриваемый случай размещения щелочных вулканогенно-интрузивных образований требует особенно тщательного подхода с применением прежде всего глубинных геофизических исследований.

ЭВОТИНСКИЙ РАЙОН

Эвотинский район располагается к югу от Центрально-Алданского района, у северной окраины Чульманской впадины (водораздельный участок рек Унгры, Кэннэнея, Мал. Нимгера, Бол. Нимгера, Леглиера, Бол. Хатыми), где происходит сопряжение крупных региональных разломов древнего заложения, имеющих северо-западное и северо-восточное простирания. Эти разрывные нарушения представляют собой крутопадающие зоны древних милонитов с углами падения 75—85°.

Мезозойские щелочные интрузии локализуются в двух разобщенных узлах, приуроченных к гольцевой цепи Западные Янги.

Восточная группа интрузий расположена в Эвотинских гольцах, западная — в Голубых гольцах. Единичные массивы и многочисленные дайки щелочных пород находятся в значительном удалении от основных узлов (гора Голая и др.). Размещение магматических тел, как правило, контролируется разломами.

Магматические образования алданского комплекса представлены в Эвотинском районе щелочноземельными сиенит-порфирами IV группы и щелочными породами из группы эгириновых гранитов. Кроме того, В. И. Серпухов, И. В. Белов и другие исследователи на водоразделе рек Савгеля и Ампулачи и Савгеля и Кэннэнея выделяют раннемезозойские порфировые туфы, которые лежат на породах архея и перекрываются базальными горизонтами юры. А. Д. Дашковой были встречены дайки плагиопорфиров среди пород архея (р. Мал. Хатыми), а М. А. Клитченко — ксенолиты фельзитов в щелочных сиенит-порфирах.

Щелочноземельные породы — роговообманковые, авгит-роговообманковые, эгирин-авгитовые сиенит-порфиры — образуют штоки и крупный Эвотинский лакколит, имеющий, по М. А. Клитченко, пластообразную форму и рассеченный разломами на несколько блоков. Пластовые

апофизы Эвотинского массива залегают в пределах нижних горизонтов юдомской свиты нижнего кембрия. Дайки сиенит-порфиров образуют поля восточнее Эвотинского массива, на водоразделе рек Тиита и Мал. Нимгера, ключа Гоголя и р. Эноты. Единичные дайки встречаются в Голубых гольцах. Простирание их чаще субширотное и субмеридиональное, падение крутое, мощность 10—20 *м*. Как редкость встречаются крупные пологопадающие дайки мощностью свыше 30 *м*.

Щелочные породы — эгириновые сиенит-порфиры, сёльвсбергиты, грорудиты и подчиненные им эгириновые граниты — распространены в западном узле, в районе Голубых гольцов, где они образуют сеть пересекающихся даек и крутопадающих тел.

Роговообманковые и авгит-роговообманковые сиенит-порфиры, иногда биотитсодержащие и кварцсодержащие, преобладают в Эвотинском массиве и в дайках. Согласно М. А. Клитченко, намечается приуроченность лейкократовых разновидностей сиенит-порфиров к краевым частям массива и меланократовых к его ядру. Эти порфировые, иногда олигофировые породы обладают ортофировой, микропризматическизернистой, микрогранитовой, микропойкилитовой и фельзитовой структурой основной массы, состоящей из калинатрового полевого шпата, альбита и небольших количеств темноцветных минералов — биотита и редко лимонитизированной роговой обманки. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз — олигоклаз, олигоклаз-андезин, ортоклаз, иногда пертит. Калинатровый полевой шпат имеет зональное строение. Плагиоклаз частично является ксеногенным и связывается с глубинной ассимиляцией. Среди темноцветных минералов преобладают обыкновенная роговая обманка, слегка железистая и зональный авгит, иногда с оторочкой эгирин-авгита. Роговая обманка тоже приобретает зональное строение и находится в зональном срастании с эгирин-авгитом. Эти породы содержат ксенолиты архейских гнейсов и отдельные минералы архейских пород — кварц, биотит. Местами кварц в ассоциации с кальцитом образует микродрузы.

Акцессорные минералы в группе щелочноземельных порфиров представлены сфеном, апатитом, ортитом, цирконом, магнетитом и пиритом. М. А. Клитченко предполагает связь ортита и циркона с ассимиляцией древних гранитов.

Эгириновые сиенит-порфиры, сёльвсбергиты и грорудиты распространены на южном склоне горы Голой на водоразделе рек Прав. Дёс и Лев. Дёс, восточнее горы Голой в районе ручья Безнадежного. Общая площадь развития мезозойских пород западного узла составляет около 100 *км*^{2}. Эгириновые сиенит-порфиры локализуются в центре дайкового поля Голубых гольцов на участке горы Голой, сёльвсбергиты и грорудиты образуют многочисленные дайки по его периферии. Единичные дайки сёльвсбергитов отмечены М. А. Клитченко в пределах Эвотинского массива. А. Д. Дашковой установлен более ранний возраст сёльвсбергитов относительно грорудитов.

Эгириновые сиенит-порфиры характеризуются порфировой и олигофировой структурой с микрозернистой и в краевых частях трахитоидной основной массой. Порфировые выделения нескольких генераций образованы калинатровым полевым шпатом (ортоклазом, иногда с пертитом и анортоклазом) с четко выраженным зональным строением и темноцветными — эгирином, эгирин-авгитом и темно-зеленой роговой обманкой, окруженной опацитовой каймой. Основная масса состоит из санидина и эгирина, иногда она содержит немного остаточного кварца. Характерно присутствие граната-меланита.

Сёльвсбергиты — олигофировые и полифировые породы — содержат в порфировых выделениях ортоклаз-пертит, анортоклаз и редко зональ-

ный эгирин с эгирин-авгитовым ядром. Основная масса состоит из аллотриоморфных зерен калинатрового полевого шпата (санидина) и войлокоподобного агрегата иголочек эгирина. Характерно обилие ксенолитов вмещающих пород.

Грорудиты, имеющие ограниченное развитие, сходны с сёльвсбергитами. Кварц содержится в этих породах только в основной массе (15—30%), имеющей гипидиоморфнозернистую структуру и состоящей в основном из калинатрового полевого шпата и войлока иголочек эгирина. В порфировых выделениях — натровый ортоклаз и зональный эгирин с эгирин-авгитовым ядром и редко бесцветный жадеит — акмит. Акцессорные минералы в щелочных породах — сфен, апатит, меланит, магнетит и пирит.

Метасоматические процессы выражены в альбитизации, мусковитизации и образовании голубого щелочного амфибола. Эти процессы являются остаточными в щелочных породах и ведут к образованию альбитизированных сёльвсбергитов и сиенит-порфиров. С другой стороны, они накладываются на более ранние щелочноземельные роговообманковые сиенит-порфиры, порфировые выделения роговой обманки, в которых замещаются тонкочешуйчатой бесцветной слюдкой и голубым щелочным амфиболом, а также мусковитом (пластовые тела сиенит-порфиров севернее Эвотинского массива). Щелочной метасоматоз иногда отчетливо выражен вдоль зон милонитизации в архейских породах.

Щелочные габброидные породы, обнаруженные И. Д. Вороной и Л. М. Реутовым, состоят из оливина, авгита, биотита, лепидомелана и акцессорных — магнетита и апатита. Фергуситы отличаются присутствием псевдолейцита. Структура этих пород большей частью порфировая, с тонкозернистой основной массой.

Контактовый метаморфизм щелочных пород Эвотинского района выражен в слабой фенитизации архейских гнейсов, кристаллических сланцев и гнейсо-гранитов, мраморизации кембрийских известняков и доломитов с новообразованием тремолита, пирита, галенита и окварцеванием этих пород.

ГОНАМСКИЙ РАЙОН

Гонамский район располагается на юге Алданского щита к юго-западу от зоны Тыркандинского разлома, рассекающего щит в северо-западном направлении, и приурочен к активизированному блоку архейского фундамента.

Мезозойские интрузии концентрируются в нескольких пространственно разобщенных участках: Гынымском, Сеймдженском и Чайдахском. Гынымский участок включает наиболее крупную интрузию — гору Билибина (125 *км*^{2}), расположенную в истоках р. Гыныма, Ломамчанский шток и серию пластовых тел и даек. В пределах Чайдахского участка, расположенного на водоразделе рек Сеймдже, Чайдаха и Усмуна, находятся крупный Чайдахский массив (40 *км*^{2}), ряд мелких штоков, пластовых тел и даек. Сеймдженский участок характеризуется группой штоков площадью от 4 до 15 *км*^{2} и большим количеством даек.

В южной части района, южнее Атугей-Нуямской депрессии, располагается несколько крупных штоков (максимальные размеры 55—60 *км*^{2}) и серия мелких массивов и даек мощностью от 1 до 60 *м*. Дайки локализуются главным образом в полосе северо-западного простирания в районе р. Нуята.

Возраст этих магматических образований принят условно как нижнемеловой по аналогии с другими районами Алданского щита.

В составе мезозойского магматического комплекса Ю. К. Дзевановский, Г. Ю. Лагздина и Е. П. Миронюк выделяют следующие группы пород: 1) щелочные породы — миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые сиениты; 2) диорит-гранодиориты, мелкозернистые авгитовые диориты, гранодиориты, плагиограниты, авгит-плагиоклазовые порфириты, биотит-роговообманковые диорит-порфириты, гранодиорит-порфиры, монцонит-порфиры и лампрофиры; 3) биотит-авгитовые сиениты, меланократовые порфировидные сиениты, лейкократовые сиениты, роговообманковые и биотитовые граносиениты, биотитовые граниты. Возрастные взаимоотношения пород перечисленных групп не установлены. В связи с этим, а также в связи с изменением характера дифференциации магматического комплекса (увеличения щелочноземельных и уменьшения щелочных пород) пока имеется мало оснований для параллелизации их с известными возрастными группами Центрально-Алданского и других районов. Весьма вероятно, что щелочные габброидные породы могут входить в состав II группы нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов, а различные сиениты сиенит-гранитовой группы сопоставляются со щелочноземельными сиенитами (IV группа). Менее ясно положение пород диорит-гранодиоритового состава, которые могут параллелизоваться с порфировыми пластовыми интрузиями I группы.

Щелочные габброидные породы, впервые обнаруженные Е. П. Миронюком (1960), слагают небольшой Ломамчанский шток, расположенный у восточного края массива горы Билибина в Гынымском участке. Шток залегает, согласно Е. П. Миронюку, среди осадочных отложений кембрия и нижней юры (восточный контакт), а по данным И. В. Лозбень и др., вмещающими породами являются граносиениты массива горы Билибина; кембрийские и юрские отложения залегают в кровле штока. Данных о характере контактов этих пород не имеется. Среди пород Ломамчанского штока Е. П. Миронюком выделены миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые сиениты и оливин-амфибол-авгитовые слюдиты.

Псевдолейцитовые сиениты слагают западную часть штока, а миссуриты и фергуситы — восточную. Оливин-авгитовые слюдиты образуются в эндоконтакте миссуритов с карбонатными породами кембрия.

Миссуриты, обладающие криптовой структурой, состоят из оливина (40%), авгита (25%) и лейцита (35%); ничтожное развитие имеют калинатровый полевой шпат (натровый ортоклаз) и биотит. Главная масса породы сложена лейцитом, образующим тонкозернистый агрегат мелких правильных кристаллов, среди которых присутствуют крупные идиоморфные зерна оливина и авгита. Характерно линейное расположение темноцветных минералов, придающее породе трахитоидный облик.

Фергуситы отличаются более меланократовым характером за счет увеличения роли биотита (около 35%), авгита (свыше 30%) и уменьшения количества оливина (до 5%). Лейцит превращен в псевдолейцит. В этих породах, имеющих сходную структуру с миссуритами, более ярко выражена трахитоидная текстура.

Псевдолейцитовые сиениты, состоящие существенно из анортоклаза (свыше 55%), псевдолейцита (20%) и темноцветных минералов — авгита и биотита (25%), имеют призматическизернистую структуру и пятнистую текстуру. Псевдолейцит состоит из очень тонких микропегматитовых сростков ортоклаза и нефелина.

Акцессорные минералы щелочных габброидных пород — апатит, меланит, магнетит, ильменит; в псевдолейцитовых сиенитах эта ассоциация пополняется сфеном, рутилом, цирконом, монацитом, пиритом.

Породы диорит-гранитного состава развиты существенно в Чайдахском участке, где они образуют Чайдахский и ряд других более мелких массивов. Среди них преобладают кварцевые биотит-роговообманковые диорит-порфириты, реже встречаются меланократовые авгит-плагиоклазовые порфириты, биотит-роговообманковые плагиограниты и лампрофиры, представленные спессартитами и амфиболовыми керсантитами. Незначительное распространение имеют монцонит-порфиры, связанные постепенными переходами с породами диоритового состава.

Чайдахская интрузия имеет, по данным В. К. Солецкой и Г. Ю. Лагздиной, зональное (кольцевое) строение. Внешняя узкая зона сложена мелкозернистыми авгитовыми диорит-порфиритами, внутренняя — среднезернистыми и порфировидными авгитовыми сиенитами. В ядре массива залегают лейкократовые сиениты и шток порфировидных гранитов. Для большинства пород этой группы характерны порфировые и полифировые структуры. Основная масса — микроаллотриоморфнозернистая и микрогипидиоморфнозернистая, типичная для порфировых пород гранитоидного состава.

Порфировые выделения образованы плагиоклазом (андезин-олигоклаз), нередко зональным. В переменном количестве присутствуют кварц и ортоклаз. Темноцветные минералы — обыкновенная роговая обманка и биотит. Основная масса состоит из плагиоклаза, кварца, ортоклаза и небольшого количества темноцветных минералов. Авгит-плагиоклазовые порфириты связаны постепенными переходами с андезитами; в них наблюдается гиалопилитовая структура и из темноцветных минералов присутствуют авгит и роговая обманка.

Диорит-порфириты района рек Ковыкты и Гонама содержат, по Н. С. Шпак, в порфировых выделениях плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и редко роговую обманку, биотит и пироксен. Основная масса имеет микропойкилитовую и микрогранитную структуру, состоит из плагиоклаза, ортоклаза, подчиненного количества кварца и сильно измененных темноцветных минералов. Кварцевые порфиры и гранодиорит-порфиры обладают микропойкилитовой и микрофельзитовой структурой основной массы. В порфировых выделениях присутствуют калинатровый полевой шпат, кварц, реже плагиоклаз, слагающие в ассоциации с биотитом и основную массу. Акцессорные минералы в породах диорит-гранитной группы представлены апатитом, сфеном и рудным минералом.

Породы группы сиенит-гранитов преобладают в Гынымском узле, где они слагают интрузию горы Билибина, а также повсеместно многочисленные дайки, штоки и пластовые интрузии.

Интрузия горы Билибина представляет, по данным Е. П. Миронюка, межформационный хонолит, залегающий в контакте архейских кристаллических толщ и кембрийских известняков и образовавшийся в связи с неполными кольцевыми разломами. Внешняя зона этого тела образована мелкозернистыми биотит-роговообманковыми, биотитовыми и биотит-авгитовыми сиенитами, нередко трахитоидными и биотит-роговообманковыми порфиритами. Во внутренней зоне присутствуют биотит-роговообманковые граносиениты и в ядре массива овоидальные биотитовые граниты, прорванные штоками плагиогранитов. В восточной части массива в остатках кровли сохранились кембрийские известняки и юрские песчаники.

Меланократовые сиениты внешней зоны, характеризующиеся гипидиоморфнозернистой и пойкилитовой структурой, состоят из ортоклаза с многочисленными пойкилитовыми вростками олигоклаза (60%), темноцветных минералов — авгита, эгирин-авгита, биотита и роговой обманки. Авгит замещается щелочной роговой обманкой.

Лейкократовые сиениты содержат до 90% ортоклаза и иногда в незначительном количестве кварц.

Роговообманковые сиениты состоят существенно из ортоклаза и олигоклаза (70—75%) и подчиненно из кварца (10—15%). Обыкновенная роговая обманка и биотит присутствуют в переменном количестве, иногда имеют трахитоидное расположение.

Наиболее молодые биотитовые граниты, образующие шток в центре массива и окруженные зоной протокластических гранитов, характеризуются обычной для гранитов гипидиоморфнозернистой структурой и составом.

Дайки и пластовые интрузии представлены в районе горы Билибина кварцевыми порфирами и сиенит-порфирами лейкократовыми и биотит-амфиболовыми, прорывающими все разновидности сиенитов и локализующимися, кроме того, в архейских кембрийских и юрских породах. Очень редко среди даек встречаются вогезиты.

Сиенит-порфиры обладают полифировой структурой, в составе порфировых выделений присутствуют плагиоклаз, часто зональный, калинатровый полевой шпат, обыкновенная роговая обманка и сине-зеленый щелочной амфибол. В подчиненном количестве содержатся кварц и биотит. Основная масса обладает ортофировой или микрогипидиоморфнозернистой структурой и состоит из калинатрового полевого шпата, иногда в ассоциации с плагиоклазом и кварцем.

В числе акцессорных минералов в породах этой группы отмечены апатит, сфен, циркон, рутил и рудные — магнетит, пирит, ильменит.

Контактовые изменения выражены в мраморизации, ороговиковании и скарнировании вмещающих осадочных пород. Ширина зоны около 3 *км*.

СУННАГИНСКИЙ РАЙОН

Этот район расположен в 40 *км* к северу от Гонамского района и в 45 *км* к югу от границы осадочного покрова Сибирской платформы. Изучением мезозойских пород здесь занимались Р. В. Нифонтов, Ю. К. Дзевановский, З. Г. Ушакова, В. А. Луконина, Н. С. Телега и др.

Суннагинский район характеризуется исключительно интенсивным проявлением разрывных нарушений. Мезозойские магматические образования представлены здесь крупным Джелтулинским массивом (120 $км^2$), четырьмя более мелкими штоками (до 15 $км^2$) и многочисленными небольшими дайками, пластовыми телами мощностью около 100 *м* и покровами. Совершенно отчетливо выражена приуроченность их к разрывным нарушениям северо-западного направления и, в частности, к узлам сопряжения их с разрывами других направлений.

Мезозойский вулканогенно-интрузивный комплекс представлен в этом районе породами всех известных групп, для которых, однако, не всегда достоверно установлены возрастные взаимоотношения и ассоциации пород.

К I группе отнесены, по аналогии с Центрально-Алданским районом, кварцевые порфиры, бескварцевые биотитовые порфиры, авгитроговообманковые порфириты, андезиты, их туфы и лавобрекчии.

По нашему мнению, к этой группе должны быть отнесены и кератофиры, встреченные в единичных дайках.

Возраст пород этой группы определяется В. А. Лукониной на основании того, что гальки кварцевых порфиров и порфиритов встречены, как и в Центрально-Алданском районе, в конгломератах юхтинской свиты. Однако, учитывая тот факт, что в бассейне р. Учура по наблюдениям А. Г. Каца, кварцевые порфиры прорывают юрские и условно

меловые отложения, В. А. Луконина предполагает существование двух разновозрастных групп этих пород.

Кварцевые порфиры образуют дайки и покров на водоразделе рек Бол. Тырканда и Бол. Орогдакит, где они сопровождаются туфами, и пластовые тела. Эти породы имеют порфировую и гломеропорфировую структуру с фельзитовой и микропойкилитовой основной массой. В порфировых выделениях присутствуют кварц, олигоклаз, ортоклаз и темноцветные — обыкновенная роговая обманка и биотит.

Авгит-роговообманковые порфириты даек обладают гиалопилитовой, микрофельзитовой и микролитовой основной массой, имея в составе порфировых выделений плагиоклаз — лабрадор и андезин, авгит и обыкновенную роговую обманку. Основная масса состоит из соссюритизированного плагиоклаза и ничтожной примеси кварца. В бассейне рек Бол. Тырканда и Мус-Оньё мощность даек порфиритов достигает 60 *м*.

Андезиты образуют дайки мощностью 10—40 *м* в тех же районах. Они содержат в порфировых выделениях плагиоклаз-андезин и пироксен (пижонит), основная масса гиалопилитовой структуры состоит из стекла и микролитов плагиоклаза и пироксена.

Туфы кварцевых порфиров, порфиритов и андезитов образуют, по данным В. А. Лукониной, дайки, что позволяет предполагать принадлежность их к жерловым структурам.

Туфы — литокристаллокластические, содержат в обломках порфиры, сиенит-порфиры и различные гнейсы и кристаллические сланцы. В андезитовых туфах встречены обломки долеритов и осколки минералов архейских пород.

Щелочные и нефелиновые сиениты в этом районе встречаются лишь изредка. Они представлены дайками пуласкитов, возрастное положение которых неясно (водораздел рек Бол. и Мал. Тырканда, ручей Спокойный). Дайки нордмаркитов, секущие породы Джелтулинского массива, по описанию скорее близки к эгириновым гранитам или граносиенитам.

В глыбовых осыпях встречены нефелиновые и эгириновые сиениты (Джелтулинский массив).

Предположительно к щелочным вулканогенным породам могут быть отнесены трахиты и некоторые ортофиры, геологическая позиция которых пока неясна.

Наиболее широким распространением в Суннагинском районе пользуются щелочноземельные сиениты и сиенит-порфиры, монцониты и монцонит-порфиры, слагающие все крупные массивы (Джелтулинский и др.) и имеющие форму штоков, даек и в горизонтальнолежащих отложениях кембрия — пластовых интрузий.

Дайки приурочены, согласно В. А. Лукониной, к разломам северо-западного простирания. Мощность их колеблется от 3 до 50—100 *м*. Мощность пластовых тел не более 80 *м*.

Авгит-роговообманковые сиениты и монцониты состоят из зонального плагиоклаза — андезина, иногда альбитизированного, и ортоклаза в переменных количественных соотношениях. Темноцветные минералы, составляющие от 8 до 40% объема породы, представлены авгитом, салитом, зеленовато-бурой обыкновенной роговой обманкой и бурым биотитом. Структура этих пород гипидиоморфнозернистая и монцонитовая, иногда порфировидная, характеризуется сложными срастаниями минералов, появлением оторочек ортоклаза на плагиоклазах и пр.

Сиенит-диориты отличаются от сиенитов лишь более высоким содержанием плагиоклаза (до 50%). Порфировые разности этих пород обладают призматическизернистой структурой основной массы.

Ортофиры содержат в порфировых выделениях плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и голубовато-зеленую роговую обманку. Основная масса бостонитовой структуры состоит из ортоклаза, плагиоклаза и подчиненно кварца.

Акцессорных минералов в щелочноземельных породах много, что, вероятно, связано с процессами ассимиляции. Среди них определены апатит, сфен, циркон, ортит, монацит, рутил, ксенотим, шпинель и рудный минерал.

Грорудиты, сёльвсбергиты и кварцевые сиениты, наиболее молодые породы, сопоставимые с V группой, образуют небольшие штоки, рвущие щелочноземельные сиениты Джелтулинского массива в его восточной части и многочисленные дайки вокруг этого массива (водораздел рек Бол. Тырканда и Мал. Тырканда, в вершине Прав. Джелтулы и Лев. Джелтулы, в вершине ручья Спокойного). Гранит-порфиры (грорудиты) имеют криптовую или порфировую структуру при микрогранитной и реже микроаллотриоморфнозернистой основной массе. В порфировых выделениях присутствуют калинатровый полевой шпат с пойкилитовыми врастками плагиоклаза и реликты плагиоклаза, ассимилированного из вмещающих пород. Основная масса состоит из калинатрового полевого шпата, кварца, плагиоклаза, эгирина, эгирин-авгита. Сёльвсбергиты не обнаруживают каких-либо отличий от их аналогов в других районах. Акцессорные минералы этой группы — апатит, циркон, сфен, рудный минерал.

Для всех магматических пород рассматриваемого района характерны явления натрового метасоматоза, приводящие к возникновению альбитизированных разновидностей.

Контактовый метаморфизм выражен в появлении актинолит-хлоритовых и альбит-серицит-хлоритовых сланцев, тремолитовых мраморов и мраморов.

ТОКИНСКИЙ (АЛГАМИНСКИЙ) РАЙОН

Рассматриваемый район приурочен к западному краю Токинской впадины, заполненной юрскими и нижнемеловыми отложениями, и непосредственно примыкает к юго-восточному краю Тыркандинской зоны разломов. Единичные дайки и небольшие интрузии проникают непосредственно в пределы Тыркандинской системы разломов. Данные по геологии этого района и мезозойских магматических образований имеются в работах А. И. Кукса, З. Г. Ушаковой и Ю. К. Дзевановского, В. И. Гольденберга, В. М. Терентьева, Т. С. Долгих и др.

Мезозойские магматические образования локализуются в верховьях рек Алтан-Чайдаха, Гертанды, Нингама, в области, где архейские породы перекрываются осадочными отложениями верхнего структурного этажа. Интрузии располагаются, как обычно — в контакте двух структурных этажей и в различных горизонтах осадочного покрова, включая горкитскую свиту верхней юры. Они представлены многоярусными пластовыми интрузиями, мощность которых достигает 100 *м*, и неправильными телами с многочисленными пластовыми апофизами.

Меньшее распространение имеют лакколитообразные тела, штоки и дайки, обычно приуроченные к разрывным нарушениям, но нередко непосредственно связанные и с пластовыми интрузиями. Самый крупный массив на водоразделе рек Алтан-Чайдаха и Нингама принадлежит к группе пластовых интрузий.

В составе мезозойского комплекса Т. С. Долгих выделяет, с учетом данных В. А. Самозванцева, В. И. Гольденберга и др., три возрастные группы: 1) гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, кварцевые

порфиры, диорит-порфириты; 2) микродиориты, диоритовые порфириты, спессартиты; 3) сиенит-диориты. Весьма вероятно, что по аналогии с другими районами три перечисленные группы относятся к различным фазам одной (I) крупной возрастной группы. Основанием для выделения этих фаз служили факты внедрения в пластовые интрузии гранодиорит-порфиров даек микродиоритов, спессартитов и штоков сиенит-диоритов.

Гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры и кварцевые порфиры — наиболее распространенные породы пластовых интрузий, обладают микрофельзитовой и микропойкилитовой структурой основной массы. Порфировые выделения, количество которых колеблется от 15 до 70% (полифировые разности), образованы плагиоклазом — зональным олигоклаз-андезином, калинатровым полевым шпатом, микроклин-пертитом, кварцем и темноцветными — биотитом и роговой обманкой. Микродиориты, диоритовые порфириты и спессартиты очень сходны с гранодиорит-порфирами и другими породами I группы, отличаясь от них значительно меньшей ролью кварца (только в основной массе) и некоторыми чертами структуры — как, например, микроаллотриоморфнозернистой у микродиоритов и т. д. Сиенит-диориты образуют крупный шток, прорывающий в истоках р. Нингамкана пластовую интрузию диоритовых порфиритов. Эти породы, имеющие пойкилитовую и монцонитовую структуру, иногда полосчатые, состоят из плагиоклаз-андезина, калинатрового полевого шпата-пертита, обыкновенной роговой обманки, биотита, иногда моноклинного пироксена и очень редко кварца. Равномернозернистые сиенит-диориты переходят в порфировидные разности, в которых порфировые выделения образованы калинатровым полевым шпатом, плагиоклазом и моноклинным пироксеном.

Ассоциация акцессорных минералов во всех породах однообразна. Это сфен, апатит и магнетит.

Контактовые изменения вмещающих пород выражены очень отчетливо. Юрские отложения преобразованы в роговики (андалузит-кордиерит-биотитовые) и узловато-пятнистые сланцы (хиастолитовые, биотит-гранатовые). Протерозойские песчаники также переходят в роговики (серицитовые). Кембрийские известняки мраморизуются, образуя тремолитовые мраморы.

КЕТ-КАПСКИЙ РАЙОН

Этот район располагается в пределах хребта Кет-Кап. Магматические образования Кет-Капского района образуют непрерывную цепь интрузивных тел, ориентированных в широтном направлении от р. Учура до р. Маи, длиной 220 *км* при ширине 20 *км*. Геологическое строение этого района и мезозойские магматические образования изучались М. Я. Столяром, В. Н. Кулешом и С. Т. Борисенко.

В 1955—1957 гг. Кет-Капский район изучался геологами ВАГТа (В. В. Архангельской, И. П. Кузнецовым, В. А. Самозванцевым и др.) и ВСЕГЕИ (Е. П. Миронюком и В. Г. Тарасовой, а в 1958—1960 гг. В. И. Радишевским). Хребет Кет-Кап, к которому приурочен одноименный район развития мезозойских магматических образований, представляет собой одно из блоковых поднятий восточной части Алданского щита, возникшее в результате тектонической активизации этой территории в поздней юре — раннем мелу.

Мезозойские магматические образования локализуются в наиболее приподнятой осевой части хребта, разбитой многочисленными разломами. Магматические породы, залегающие среди осадочных толщ верхнего протерозоя и кембрия, образуют множество пластовых интрузий, лакколитов, бисмалит-лакколитов, реже штоков и даек. Согласс-

но последним данным, общая последовательность развития мезозойского магматизма в Кет-Капском районе, по Ю. К. Дзевановскому (С. Т. Борисенко, В. И. Радишевскому и др.), следующая: 1) роговообманковые, кварцевые и бескварцевые порфиры, щелочноземельные трахиты, туфы и лавобрекчии, затем — роговообманковые и авгит-роговообманковые кварцевые диориты, гранодиориты, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, минетта, вогезиты, спессартиты; 2) эгириновые сиениты, лаурвикиты, эгириновые сиенит-порфиры; 3) авгитовые и авгит-роговообманковые сиениты, иногда кварцсодержащие, сиенит-порфиры, биотит-авгитовые сиениты и монцониты; 4) граниты, граносиениты, аплиты и пегматиты; 5) андезиты и их туфы.

Выделение возрастных групп и сопоставление с развитием магматизма других районов Алданского щита произведено в значительной мере условно. Спорным, как и везде, является положение даек лампрофиров, которые могут принадлежать к I группе порфировых пород или к IV группе щелочноземельных пород. Условно выделяется самая молодая группа гранитов, аплитов и пегматитов.

Порфиры и порфириты I группы образуют, согласно Ю. К. Дзевановскому и др. (1962), пластовые интрузии мощностью от десятков сантиметров до 100 *м*, весьма значительные по площади, залегающие чаще всего среди песчаников эннинской свиты на всем протяжении хребта Кет-Кап. Наиболее широким распространением пользуются кварц-роговообманковые порфиры, обладающие порфировой, полифировой и невадитовой структурой. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз (андезин), иногда зональный, роговая обманка и очень редко моноклинный пироксен. В кварцевых порфирах помимо олигоклаза присутствуют единичные оплавленные зерна кварца. Вокруг кварца иногда наблюдается микропегматитовая оторочка. Андезин и кварц содержат пойкилитовые вростки амфибола. Структура основной массы, состоящей из калинатрового полевого шпата и кварца, с примесью небольшого количества плагиоклаза, роговой обманки и биотита, аллотриоморфнозернистая, фельзитовая, микропойкилитовая, реже микролитовая. При увеличении роли плагиоклаза во вкрапленниках и в основной массе эти породы связываются постепенными переходами с диорит-порфиритами.

Трахитовые порфиры, их туфы и лавобрекчии распространены, по данным В. И. Радишевского, в восточной части района на водоразделе рек Ярмарка — Хонхагна и Онньё и в верховьях ключей Лев. и Прав. Дугуян и Намысах. Они образуют межпластовые тела среди пород эннинской свиты.

Трахитовые порфиры, по описанию А. Ф. Шпагина, подразделяются по содержанию темноцветных минералов на несколько разновидностей. Среди них преобладают, в отличие от других районов, относительно меланократовые разности, что может быть связано с явлениями ассимиляции. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз-олигоклаз, калинатровый полевой шпат и темноцветные — буровато-зеленая обыкновенная роговая обманка, иногда моноклинный пироксен, бурый биотит. Характерно появление бурого граната. Основная масса трахитовых порфиров имеет трахитовую структуру и состоит существенно из микролитов и лейст калинатрового полевого шпата, альбита и сети мелких иголочек обыкновенной роговой обманки и полущелочного амфибола. Литокристаллокластические туфы и лавобрекчии трахитов состоят из обломков трахитов и трахит-порфиров, осколков зерен калинатрового полевого шпата, плагиоклаза, пироксена, амфибола и кварца. Связующая масса представлена в лавобрекчиях — трахитом с плохо раскристаллизованной структурой основной массы, а в туфах —

агрегатом минеральных осколков с примесью пепла. Характерно появление в связующей массе пирокластических пород голубого щелочного амфибола, вероятно связанного с более поздними метасоматическими процессами.

Диориты и диорит-порфириты образуют пластовые интрузии и лакколиты в центральной части хребта Кет-Кап (гольцы Пик, Конус и др.) в верховьях рек Верх. Митропаль, Прав. Улахан-Чайдах, Холболоха, Лев. Чайдах, на водоразделе рек Чюльбю и Юесах-Сарбанах, Намысаха и Ярмарка — Ханчана. Степень раскристаллизации пород находится в зависимости от мощности интрузивных тел, чем вызывается большое разнообразие структурных разновидностей.

Роговообманковые и авгит-роговообманковые диориты, кварцевые диориты и гранодиориты состоят из плагиоклаза (олигоклаз-андезина 40—70%), калинатрового полевого шпата (пертита) в переменном количестве и темноцветных минералов — авгита и зеленой и буровато-зеленой обыкновенной роговой обманки. Плагиоклаз, как правило, зональный. Непостоянно развит ксеноморфный кварц, количество которого колеблется от 7 до 25%. Переменные соотношения минералов обусловливают постепенные переходы диоритов и гранодиоритов различного состава. Для этих пород характерна гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная структура. Пироксен замещается обыкновенной роговой обманкой, которая в свою очередь замещается голубой полущелочной роговой обманкой.

Диорит-порфириты, локализующиеся в краевых частях массивов и связанные постепенными переходами с диоритами, имеют чаще всего полифировую структуру и содержат во вкрапленниках зональный плагиоклаз (до № 50), более основной, чем в диоритах, и гломеропорфировые сростки темноцветных минералов — буровато-зеленой роговой обманки и очень редко авгита. Основная масса мелко- и среднезернистая, того же состава, что и диориты, и нередко кварцсодержащая, имеет микрогранитную и аллотриоморфнозернистую структуру. Все породы этой группы обнаруживают следы постмагматических изменений, свойственные породам щелочноземельного состава (эпидотизация, хлоритизация, карбонатизация, соссюритизация, серицитизация и т. д.). Характерно избирательное наложение щелочного метасоматоза (щелочной амфибол).

Акцессорные минералы представлены и в диоритовых и в порфировых разностях апатитом, сфеном, цирконом, флюоритом, редко ортитом и рудными — магнетитом и ильменитом.

Группа щелочных сиенитов включает, по данным С. Т. Борисенко, лаурвикиты, эгириновые сиениты и сиенит-порфиры, кварцевые сиениты, которые образуют в центральной части района штоки и лакколитообразные тела неправильной формы, видимо, послойные апофизы (район рек Улахан-Чайдах, Онньё, Курунга, гольцы Догули, Конус). В истоках р. Курунга небольшой шток эгириновых сиенитов внедрился, по С. Т. Борисенко, в пластовую интрузию роговообманковых сиенитов. Взаимоотношения такого рода отмечены им на гольце Догули.

Щелочноземельные сиениты, сиенит-порфиры и монциниты залегают в виде штоков и лакколитов в осевой части хребта Кет-Кап в районе рек Лев. Улахан-Чайдах, Онньё, водораздела Прав. и Лев. Догулена, ключа Юртового, гольцов Купол, Оммунах среди пород эннинской, омахтинской и гонамской свит. Размеры лакколитов, по С. Т. Борисенко, 2—5 *км* в поперечнике и 300—600 *м* по вертикали. Возрастное положение определяется на основании интрузивного контакта пластовых интрузий роговообманковых порфиров, с более молодым небольшим массивом сиенит-диоритов (водораздел Прав. и Лев. Догулена,

голец Оммунах). Внедрение интрузий этой группы вызывает пликативную дислокацию вмещающих осадочных толщ (ключ Юртовый).

Авгитовые сиениты, обладающие гипидиоморфнозернистой, пойкилитовой и участками дактилоскопической структурой, состоят из калинатрового полевого шпата — микропертита (более 50%), плагиоклаза (олигоклаз-андезина) и темноцветных — авгита, редко эгирин-авгита, замещающегося голубоватым полущелочным амфиболом. Пойкилитовая структура породы обусловлена присутствием крупных индивидов калинатрового полевого шпата, содержащего многочисленные пойкилитовые вростки плагиоклаза.

Роговообманковые сиениты и сиенит-порфиры имеют гипидиоморфнозернистую структуру и полифировую с аллотриоморфнозернистой и иногда трахитовой основной массой (сиенит-порфиры). В дайковой фации этой группы отмечены еще авгитовые микросиениты, лейкосиениты, реже меланократовые микросиениты. Акцессорные минералы — циркон, апатит, сфен, магнетит. Постмагматические изменения выражены, так же как и в породах I группы, в хлоритизации, карбонатизации, эпидотизации и интенсивной пиритизации.

Граниты, граносиениты, аплиты и пегматиты, по наблюдениям С. Т. Борисенко, распространены в центральной части Кет-Капского района. С. Т. Борисенко объединяет их в одну группу с вогезитами, минетта-спессартитами и бостонитами и считает самыми молодыми. Основанием к этому служит факт пересечения андезитов дайкой сиенит-аплитов. Возрастное положение группы гранитных пород неясно.

Андезиты и их туфы нижнемелового возраста распространены, согласно М. Я. Столяру, в верховьях рек Докуяна и Ябанг-Ханчие. Эти породы имеют очень незначительное распространение и встречены только в делювии. Андезиты обладают полнокристаллической пилотакситовой, иногда флюидальной основной массой, состоящей из плагиоклаза, менее роговой обманки и пироксена.

В порфировых выделениях присутствуют олигоклаз-андезин, роговая обманка, сильно опацитизированная, и редко авгит и эгирин.

Кристаллолитокластические туфы, распространенные в верховьях рек Бол. Чюльбю, Туру-Салы, Лев. Улахан-Чайдах, ручья Бол. Сарлабах, содержат в числе обломков полевые шпаты, роговую обманку, авгитовые сиениты, пироксениты и реже андезиты, заключенные в афанитовой массе. По мнению М. Я. Столяра, андезиты и туфы завершают развитие мезозойского магматизма и имеют только местное распространение.

Контактовый метаморфизм под влиянием пород диоритового и сиенитового состава в известняках, мергелях и доломитах выражается в образовании везувиан-пироксен-гранатовых, эпидот-гранатовых скарнов и хлорит-эпидотовых пород (р. Чюльбю, голец Порфировый). Широко развита перекристаллизация карбонатных пород с новообразованиями порфиробластов плагиоклаза, апатита, цоизита, тремолита и хлорита. М. Я. Столяр отмечает также сильную перекристаллизацию песчаников и метасоматическое развитие в них порфиробластов плагиоклаза, авгита и роговой обманки. В эндоконтакте возникают гибридные или метасоматические порфировые породы состава диорит-порфиров. Наряду с этим обычны явления ороговикования и пиритизации.

ТОМПТОКАНСКИЙ РАЙОН

Томптоканский район располагается в 25 *км* к востоку от хребта Кет-Кап за пределами Якутии. В изучении его геологии и мезозойского магматизма принимали участие А. Г. Лосев, С. Е. Лосева, А. Ф. Лобанова, В. М. Терентьев и др.

Согласно А. Г. Лосеву и В. М. Терентьеву, Томптоканский район распространения мезозойских магматических образований приурочен к выступу фундамента на северном склоне Маймакано-Омнинского сводового поднятия. Поднятие ориентировано в северо-восточном направлении, образуя совместно с Кет-Капским блоком региональную дугообразную структуру.

Мезозойские магматические образования локализуются вдоль осевой части поднятия и у его восточного края. Они образуют согласные и пологосекущие пластовые тела, лакколиты, штоки и дайки, располагающиеся как в контакте архейских толщ с осадочными породами верхнего протерозоя, так и среди последних.

В составе комплекса принимают участие породы двух возрастных групп: 1) роговообманковые диорит-порфириты, кварцевые и бескварцевые, гранодиорит-порфиры, микрогранит-порфиры, порфировидные диориты, сиенит-диориты, которые подразделяются А. Г. Лосевым на две фазы: к первой принадлежат диорит-порфиры, ко второй — все остальные; 2) роговообманковые сиениты, монцониты, изредка нефелиновые сиениты. Эти группы параллелизуются с соответствующими подразделениями магматических пород Кет-Капского района.

Породы первой группы образуют согласные пластовые тела мощностью от десятков сантиметров до 80 *м*, лакколиты и лакколитообразные тела, достигающие в диаметре 10 *м*, штоки и дайки.

Диорит-порфириты залегают в виде пластовых и субпластовых тел мощностью 10—20 *м* (бассейн ручьев Сред. и Прав. Дьюсмокит). Эти породы имеют порфировую и полифировую структуру с микрогипидиоморфнозернистой, микроаллотриоморфнозернистой, реже микролитовой и гиалопилитовой основной массой. Порфировые выделения (20—60%) образованы андезином и лабрадором и обыкновенной зеленой роговой обманкой. Основная масса состоит из плагиоклаза и резко подчиненных количеств кварца и амфибола.

Сиенит-диориты, гранодиорит-порфиры, микрогранит-порфиры и порфировидные диориты преобладают среди других пород комплекса. Они образуют крупные лакколиты, сложные лакколитообразные тела (Юнский, Верхне-Юнский, Средне-Юнский, Бургаилинский, Дарьинский, Мунтанинский, Верхне-Даньский, Даньский, Тасский и Северный), реже субпластовые тела и дайки. Наиболее крупный из них — Мунтанинский лакколит, имеющий площадь 100 *км*^{2} при мощности 300 *м*. Юнский лакколит, площадь которого составляет 45 *км*^{2} при мощности 300 *м*, залегает между породами эннинской и юдомской свит. Наклон кровли лакколита в средней части 3—4°, на западном склоне 10—12°. Лакколиты и лакколитообразные тела усложнены пластовыми апофизами.

Сиенит-диориты и порфировидные кварцевые диориты — гипидиоморфнозернистые, иногда порфировидные породы. Порфировидные выделения состоят из олигоклаз-андезина и андезина, обыкновенной роговой обманки. В основной массе присутствуют плагиоклаз, калинатровый полевой шпат и небольшое количество кварца. Структура основной массы микрогипидиоморфнозернистая и микропойкилитовая (плагиоклаз врастает в калинатровый полевой шпат).

Гранодиорит-порфиры и другие порфировые породы по содержанию кварца и калинатрового полевого шпата изменяются от более основных к кислым разностям. Гранодиорит-порфиры имеют микрогипидиоморфнозернистую структуру, микрогранит-порфиры — микрогранитную и микропойкилитовую. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз и роговая обманка, нередко окруженная опацитовой каймой, а в микрогранит-порфирах еще биотит.

Постмагматические изменения — обычного типа: карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация и соссюритизация. Акцессорные минералы образуют во всех породах этой группы единую ассоциацию, в которую входят апатит, циркон, сфен, иногда рутил, анатаз, гранат и ортит. Рудные — преимущественно магнетит и редко ильменит, пирит.

Породы лакколитов прорываются дайками микрогранит-порфиров, сиенит-диорит-порфиров, диорит-порфиритов и диоритов, относящихся к той же группе и близких к ним по составу. Имеются указания о связи даек с разломами, пересекающими лакколиты.

Роговообманковые сиениты и монцониты слагают несколько небольших штоков, прорывающих породы лакколитов.

Штоки располагаются в центральной части Томптоканского района в полосе субширотного простирания (северная часть Южного и западная часть Дарьинского лакколитов, водораздел рек Болодвох-Сред. Дьюсмокит, верховья Прав. Дьюсмокита и р. Арзамасова). Диаметр штоков от 1 до 3,5 *км*. Бóльшим распространением пользуются сиениты; монцониты слагают краевые части массивов.

Роговообманковые сиениты состоят из калинатрового полевого шпата — пертита (30—40%), плагиоклаза — олигоклаза и андезина (до 50%), кварца (5%) и обыкновенной роговой обманки (10—15%). В зоне эндоконтакта эти породы приближаются по составу к кварцевым диоритам. Структура их гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая.

Монцониты — мелко- и среднезернистые более меланократовые породы, состоящие из калинатрового полевого шпата и плагиоклаза в равных количественных соотношениях (60—70%) и темноцветных минералов — обыкновенной роговой обманки, диопсида и биотита (до 40%). Очень незначительную роль играет кварц. Характерна резкая изменчивость состава при равномернозернистой структуре — гипидиоморфнозернистой и монцонитовой.

Дайковые породы этой группы представлены микросиенитами, микромонцонитами и спессартитами, которые имеют равномернозернистую (микрогипидиоморфнозернистую и аллотриоморфнозернистую) и порфировую структуру с микрогипидиоморфнозернистой и призматическизернистой основной массой. Минеральный состав близок к составу сиенитов и монцонитов.

Постмагматические изменения выражены слабо. Среди акцессорных минералов в сиенитах обнаружены апатит, сфен, реже циркон, рутил, еще реже циртолит, монацит, гранат; рудные — магнетит и пирит. Последние иногда присутствуют в повышенном количестве (до 5%).

Контактовые изменения, вызванные породами обеих групп, весьма незначительные. Песчаники преобразуются в кварциты и роговики, а эндоконтактовые изменения выражаются в биотитизации, хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации интрузивных пород. Незначительное распространение имеют скарны (реки Нина, Прав. Дьюсмокит). Скарны по составу диопсид-гранатовые с магнетитом и шпинелью, полосчатого сложения; как примесь в них присутствуют оливин, кальцит, редко ильменит, циркон и сфен. Наибольший интерес представляет окварцевание, сопровождающееся гематитизацией и выраженное в проникновении в карбонатные породы тонкой сети кварцевых прожилков.

В дополнение к характеристике отдельных районов распространения мезозойских магматических образований следует отметить, что в ряде случаев дайки щелочных и щелочноземельных пород далеко распространяются в пространстве, разделяющем эти районы, и явля-

ются связующим звеном между ними. Так, к югу от Атбастах-Мурунского района непрерывно прослеживаются разрывные нарушения, к которым приурочены многочисленные малые интрузии и дайки щелочных пород. Еще южнее малые интрузии и дайки щелочных пород (нефелиновых сиенитов, монцонитов, щелочных сиенитов) образуют, по всей вероятности, еще один узел мезозойских магматических образований, условно называемый Верхне-Ханинским районом.

От Центрально-Алданского района отходят многочисленные ответвления дайковых полей, которые связывают его с ближайшими Эвотинским и Суннагинским районами. Дайки щелочных и щелочноземельных сиенит-порфиров, микросиенитов и других пород прослеживаются, согласно данным И. Д. Вороны и Л. М. Реутова, на юг до места пересечения региональных разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простираний, определяющих размещение мезозойских интрузий в Эвотинском районе.

К востоку от Центрально-Алданского района единичные дайки и их системы локализуются в разрывных нарушениях Эльконского горста и далее проникают в разломы региональной Тыркандинской зоны.

В северной части Тыркандинской зоны, согласно И. М. Фрумкину, Н. А. Соколову и др., широко развиты дайки субмеридионального простирания, сложенные пуласкитами, нормаркитами и гранит-порфирами (левый берег р. Джелтулы выше р. Бол. Тырканда). Мощность даек от нескольких до десятков метров при протяженности более 1 *км*. На водоразделе рек Мехойлоох и Дюринг-Юргойэ этими исследователями встречены, кроме того, авгитовые сиениты. Южнее, по мере приближения к Суннагинскому району распространения мезозойских магматических образований, роль щелочноземельных пород в Тыркандинской системе разломов резко увеличивается. Согласно данным Н. С. Телеги, в районе рек Мал. Суннагин, Мал. Орогдакит, на водоразделе Джелинды и Мал. Суннагина широко развиты дайки и мелкие штоки кварцевых и фельзитовых порфиров, а также авгит-роговообманковых сиенитов, сиенит-порфиров и монцонитов, относящихся, вероятно, к I группе порфировых пород и IV группе щелочноземельных сиенитов. Протяженность даек составляет не более 1 *км* и редко 3—4 *км* (низовья Мал. Орогдакита), а размеры штоков не превышают 1 $км^2$. Наряду с кварцевыми порфирами встречаются вулканические брекчии кварцевых порфиров, условия залегания которых не ясны. В этом же районе Н. С. Телега отмечает присутствие даек андезитовых и дацитовых порфиритов, относящихся, видимо, к более молодой группе мелового возраста (водораздел Мал. Суннагина, Аргах-Сала и Джелтулы).

С другой стороны, Суннагинский район связывается с Эвотинской группой интрузий системой даек и единичных лакколитов роговообманковых и авгит-роговообманковых сиенит-порфиров. Дайки приурочены к разрывным нарушениям преимущественно северо-западного и северо-восточного направлений (район ручья Кигомок-Джилинды, бассейна рек Тырканды и Орогдакита).

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА

В дополнение к характеристике пород алданского вулканогенно-интрузивного комплекса следует привести некоторые общие данные относительно их химизма, полученные на основании 150 силикатных анализов. Проекции количественных составов пород изображены на диаграмме по способу А. Н. Заварицкого (рис. 50). Все имеющиеся ана-

лизы систематизированы по группам в таблице, отражающей средние химические составы пород алданского комплекса (табл. 17). Из них 30 анализов характеризуют породы I возрастной группы — от диоритов

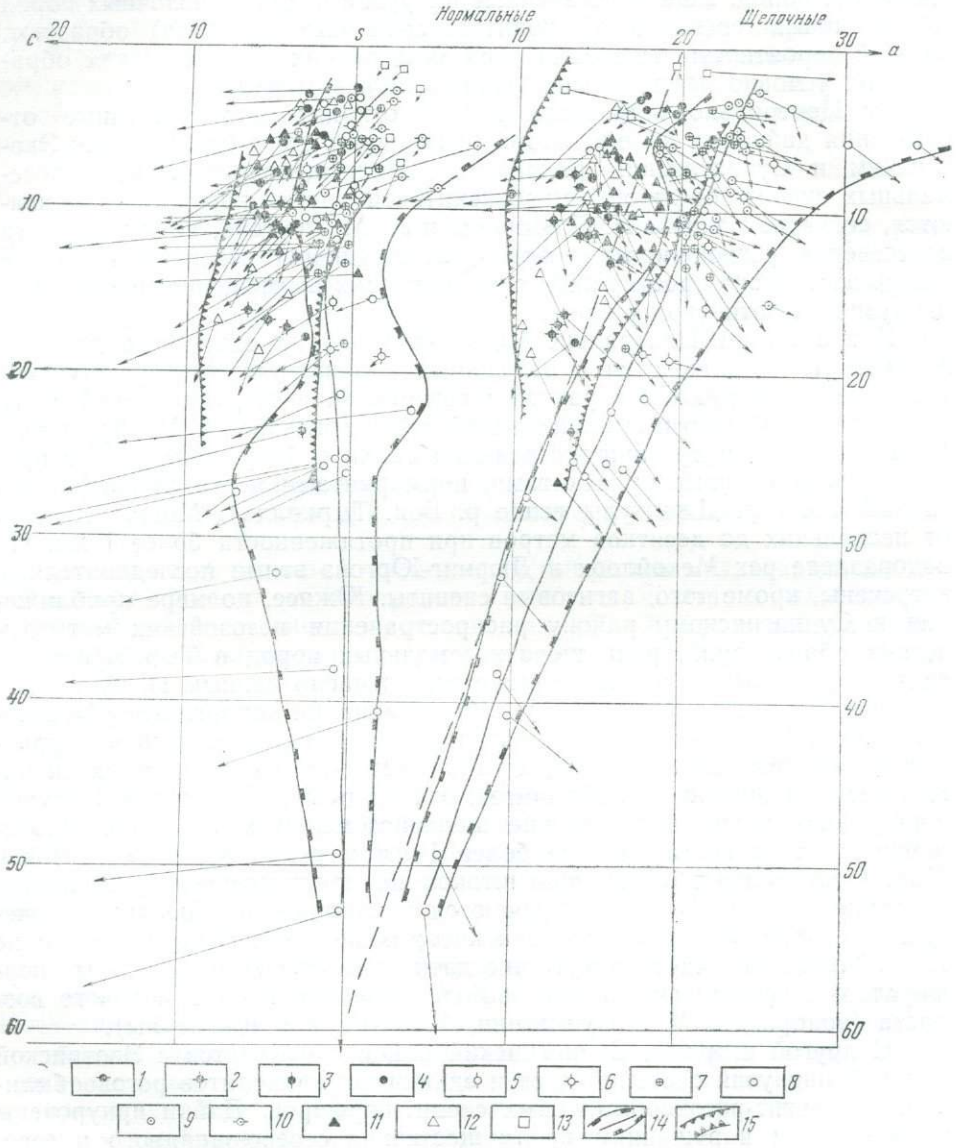


Рис. 50. Химический состав алданского вулканогенно-интрузивного комплекса

1 — диориты, гранодиориты и диорит-порфириты; *2* — диорит-порфириты; *3* — роговообманковые порфиры, биотитовые порфиры, минетта; *4* — кварцевые, кварцсодержащие порфиры, ортофиры и сферолитовые порфиры; *5* — псевдолейцитовые порфиры; *6* — нефелиновые сиениты; *7* — щелочные сиениты; *8* — щелочные габброиды; *9* — щелочные трахиты, бостониты и фонолиты; *10* — тингуаиты, сёльвсбергиты, *11* — щелочноземельные сиениты и сиенит-порфиры; *12* — монцониты, граносиениты, микрогранит-порфиры; *13* — эгириновые граниты, грорудиты и сёльвсбергиты; *14* — область составов щелочных пород калиевого ряда; *15* — область составов щелочноземельных пород

и сиенит-порфиров до кварцевых порфиров; 63 анализа соответствуют II и III группам вулканогенно-интрузивных пород существенно калиевого ряда; 46 — щелочноземельным сиенитам IV группы и 11 анализов — эгириновым гранитам V группы.

Таблица 17

Средний химический состав пород алданского магматического комплекса (вес. %)

Название породы	Возрастная группа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	П.п.п.	H_2O гигр.	Σ
Кварцевые порфиры	I	67,45	0,20	16,71	2,25	0,55	0,06	0,23	1,45	4,00	5,48	0,63	0,25	100,62
Роговообманковые порфиры	I	63,35	—	16,89	3,34	1,66	0,16	1,25	4,38	4,30	4,00	—	—	99,33
Минетта	I	48,10	0,69	13,40	1,99	5,64	0,14	5,11	7,60	1,65	5,93	7,60	—	98,32
Гранодиорит-порфиры	I	66,57	0,36	16,70	1,99	1,72	0,12	0,91	3,41	4,59	2,09	1,32	0,29	100,07
Сиенито-диориты	I	62,24	0,57	18,61	1,77	2,26	0,11	1,28	3,32	5,46	2,20	0,95	0,41	99,20
Диорит-порфириты	I	58,17	0,60	16,66	2,43	4,02	0,19	3,41	6,38	3,97	2,27	1,42	0,36	100,09
Перидотит-порфириты	II	45,43	0,78	8,04	5,31	6,57	0,27	9,97	10,85	1,47	5,31	5,39	—	99,15
Эпи- и псевдолейцитовые порфиры	II	54,59	0,83	18,77	4,57	1,61	0,15	1,48	2,09	3,44	10,69	1,31	0,26	99,70
Нефелиновые сиениты	II	58,14	0,20	18,41	5,31	1,52	0,10	0,51	1,43	7,24	6,22	0,79	0,24	100,11
Эгирин-авгитовые и авгит-роговообманковые сиениты	II	63,90	0,19	16,34	3,03	1,23	0,05	0,26	1,46	6,11	6,38	0,85	0,22	100,02
Меланитсодержащие сиениты	II	59,97	0,38	19,13	2,78	1,01	0,13	0,46	2,93	5,09	7,15	0,92	0,53	100,48
Пуласкиты	II	64,44	0,23	17,07	1,90	0,72	0,06	1,28	1,79	6,39	5,28	0,31	0,10	99,57
Лаурвикиты	II	58,46	0,57	16,90	2,75	2,50	0,09	2,15	3,55	4,05	7,99	0,63	0,05	99,65
Кварцсодержащие сиениты	II	60,60	0,92	15,25	3,66	1,28	0,07	1,38	2,97	2,58	10,19	0,34	0,06	99,30
Нордмаркиты	II	65,16	0,32	15,22	2,55	0,99	0,03	0,97	1,52	3,08	8,32	0,69	0,04	99,13
Малиньито-фойяиты	II	51,61	0,98	14,54	5,27	4,73	0,15	3,77	6,00	3,32	7,20	0,89	0,11	98,58
Миссуриты	II	44,74	0,38	6,69	1,89	6,37	0,14	24,48	7,42	0,63	4,46	2,18	0,77	100,15
Щелочные трахиты	III	63,63	0,16	18,35	1,74	0,99	0,07	0,21	0,69	5,61	7,94	0,70	0,39	100,38
Псевдолейцитовые порфиры	III	56,45	0,87	16,83	5,50	2,38	0,16	1,22	0,83	0,34	14,04	0,80	0,26	99,68
Сёльвсбергиты	III	59,50	0,38	17,47	2,97	1,46	0,15	0,35	2,32	6,47	7,49	1,43	0,23	100,20
Тингуаиты и псевдолейцитовые тингуаиты	III	53,59	0,78	17,07	6,29	2,45	0,18	0,91	2,13	3,83	11,25	0,78	0,15	99,41
Диориты	IV	60,00	0,55	16,88	3,29	3,59	0,12	2,27	5,72	4,09	2,26	0,76	0,20	100,04
Авгитовые сиениты и сиенит-порфиры	IV	61,69	0,49	17,57	3,04	1,64	0,11	0,98	4,04	4,62	5,06	0,51	0,13	99,88
Роговообманковые и авгит-роговообманковые сиениты и сиенит-порфиры	IV	65,49	0,25	16,07	3,07	1,70	0,08	0,63	2,75	3,96	5,47	0,48	—	99,90
Монцониты	IV	56,68	0,95	17,10	2,55	4,27	0,21	2,91	6,31	4,31	3,98	1,39	0,33	100,19
Микрогранит-порфиры	IV	71,18	0,16	17,20	0,12	1,24	0,05	0,23	0,56	6,34	1,97	1,12	0,29	100,46
Минетта	IV	57,26	1,20	15,61	3,19	4,11	0,17	2,82	2,59	4,70	6,99	2,55	0,27	100,19
Щелочные трахит-порфиры	IV	54,38	0,45	18,83	2,28	2,40	0,16	1,04	3,45	6,67	5,68	3,34	0,89	99,04
Эгириновые граниты	V	71,72	0,41	11,96	3,04	0,62	0,11	0,15	0,77	2,06	8,47	0,14	0,18	99,63
Грорудиты	V	69,68	0,16	14,02	2,43	1,74	0,05	0,17	0,79	6,37	4,83	0,56	0,09	100,89
Сёльвсбергиты	V	65,10	0,32	15,52	2,47	2,40	0,06	1,13	1,05	7,85	4,85	0,12	0,06	100,04

Проекции химических составов концентрируются в пределах двух четко оконтуренных полей: 1) поля щелочных пород калиевого ряда (II и III группы) и 2) поля различных щелочноземельных пород (I и IV группы). Вне этих полей располагаются фигуративные точки эгириновых гранитов и других пород V группы.

Поле развития щелочных пород калиевого ряда, соответствующее по осевой линии щелочному ряду Марос — Хайвуд (А. Н. Заварицкий), охватывает группу пород, резко различных по значению величины *b* и очень близких по показателю щелочности — величина *a*.

Колебания параметра *b* отражают ряд дифференциации от щелочных пироксенитов, габброидов и базальтоидов до лейкократовых щелочных сиенитов и щелочных трахитов.

По вариации параметра *a*, показывающего соотношение щелочей и глинозема, эта область резко ограничена интервалами от 3 до 6 для габброидных разновидностей и от 18 до 26 для трахитов-фонолитов и представляет собой, таким образом, хорошо выраженный линейный ряд щелочных пород.

По соотношению главных параметров рассматриваемые щелочные породы или пересыщены щелочами или принадлежат к нормальному ряду, но в последнем случае величина *c* обычно меньше единицы или немного ее превышает. Крайнее значение величины *c*, равное 4, присуще щелочным трахитам, а наименьшим параметром *c* обладают щелочные габброиды и базальтоиды, но четкой закономерности в колебании этих составляющих для пород различных фаз и фаций пока не наметилось. В соответствии с этими отношениями находится недосыщенность рассматриваемых пород глиноземом, имеющая также переменные значения.

Очень характерно отношение $K_2O : Na_2O$ (обычно больше единицы, чаще 1,5—4,0, иногда до 15—26). Наименьшие значения этого отношения отмечены только в некоторых нефелиновых сиенитах и фонолитах, богатых нефелином, эгирином и иногда альбитизированных ($K_2O : Na_2O = 0{,}8—0{,}9$). В целом и сумма щелочей, и отношение калия к натрию в щелочных вулканогенных породах несколько выше, чем в интрузивных.

Содержание окисного и закисного железа постоянно и характеризуется несколько более высокой ролью Fe_2O_3 при незначительном суммарном содержании железа в фемических компонентах пород (большая длина векторов). Сумма железа и магнезии представляет собой, учитывая диапазон пород этого ряда — от щелочных габброидов до лейкократовых сиенитов и трахитов, резко переменную величину, причем относительная роль магнезии весьма значительна.

Отличительным свойством является также присутствие свободной неполевошпатовой извести, входящей в темноцветные минералы, что хорошо согласуется с минеральным составом этих пород.

Поле развития щелочноземельных пород локализуется в виде широкого расплывчатого пятна, в верхней части диаграммы, не дающего полного ряда по линии фемических компонентов (параметр *b*).

Большинство химических составов пород I и IV групп принадлежат по соотношению кремнезема — глинозема и щелочей к нормальному ряду и лишь кварцевые порфиры I группы пересыщены глиноземом. Однако размещение проекций химических составов пород I и IV групп обнаруживает некоторые отличия. Фигуративные точки пород I группы (от андезитовых порфиритов до кварцевых порфиров) концентрируются в локальном поле, близком с некоторыми отклонениями к линии андезит — риолит. В противоположность этому проекции химических составов щелочноземельных сиенитов и других пород рас-

сеяны неравномерно, не образуя четкого ряда, что, видимо, связано с влиянием глубинной ассимиляции, отмеченной в их составе и структуре. Сумма щелочей в породах I группы несколько меньше, чем в щелочноземельных сиенитах, но в общем достаточно высока. Отношение $K_2O : Na_2O$ в отличие от щелочных пород калиевого ряда в общем близко к единице, но несколько возрастает в щелочноземельных сиенитах по сравнению с диоритоидными или кислыми породами I группы. Колебания величины этого отношения в щелочноземельных сиенитах от 1,2 до 3,0, а в диоритах и кварцевых порфирах I группы от 0,5 до 1,2.

Примечательно поведение Fe_2O_3 и FeO, относительные количества которых в общем близки, несмотря на переменное значение суммы окислов железа. Большая часть железа при этом входит в состав темноцветных минералов, что находит свое подтверждение в широком развитии опацитизации амфиболов и биотита в порфировых породах, появлении железистых амфиболов в сиенитах и т. д. Относительные количества магнезии и извести переменны. Положение векторов пород этих двух групп показывает некоторый недостаток магнезии при постоянном присутствии свободной извести, даже в породах, содержащих плагиоклаз.

Эгириновые граниты, грорудиты и сёльвсбергиты V группы, как правило, пересыщены щелочами и недосыщены глиноземом, но отличаются от других пород алданского комплекса высоким содержанием кремнезема, в связи с чем проекции их химических составов лежат выше полей развития щелочных и щелочноземельных пород. Отношение $K_2O : Na_2O$ в них колеблется от 0,6 до 4,0. Остальные параметры химических составов пород этой группы очень непостоянны, что несомненно является следствием влияния метасоматических процессов и связи эгириновых гранитов с фенитами.

В заключение следует отметить существование области наложения полей химических составов щелочных пород калиевого ряда и щелочноземельных. Ассоциации пород, лежащих в этом поле, не позволяют сделать заключения о их связи в результате процессов дифференциации и постепенном переходе составов. По-видимому, появление этого поля обусловлено метасоматическими и гибридными разностями пород, отклоняющимися от присущих им средних составов.

Специализация химизма щелочных и щелочноземельных пород предопределила своеобразную ассоциацию редких и рассеянных элементов, присутствующих с некоторыми отклонениями в различных породах алданского комплекса. Элементы-примеси, принадлежащие по характеру геохимических и кристаллохимических связей к различным группам, присутствуют в щелочных и щелочноземельных породах в неравнозначных количествах. Для вулканогенно-интрузивных пород алданского комплекса характерной является повышенная роль элементов группы рудных металлов и прежде всего свинца, среднее содержание которого превышает кларк кислых пород. В ассоциации со свинцом обычно встречаются молибден, серебро и медь.

С другой стороны, рассматриваемым породам свойственны низкие концентрации редких элементов (редкие земли, иттрий, цирконий, ниобий и тантал). В щелочных породах калиевого ряда концентрации этих элементов в несколько раз ниже их средних количеств по сравнению со щелочными комплексами пород натровой линии других районов Советского Союза.

Концентрации элементов группы железа (железо, титан, марганец и др.), а также элементов группы редких щелочей (литий, рубидий, цезий) соответствуют среднекларковым значениям этих элементов.

Интересно, что заметно понижена роль фтора по сравнению с кларковыми величинами даже по отношению к породам кислого состава.

Наибольшее разнообразие элементов-примесей и обычно их более высокие концентрации свойственны щелочным породам II и III возрастных групп, причем характерно, что в общем вулканогенные породы богаче редкими и рассеянными элементами по сравнению с интрузивными.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Мезозойские щелочные и щелочноземельные породы Алданского щита принадлежат к характерным магматическим образованиям активизированных частей древних щитов и платформ, возникших в связи с мощными орогеническими процессами в Монголо-Охотской геосинклинали, с одной стороны, и затухающим магматизмом Сибирской платформы, с другой. Сходные магматические комплексы известны в США (штат Монтана). Щелочные породы того же петрохимического ряда развиты в Казахстане (Ишим), в Закавказье (Памбак), в Центральной и Восточной Европе, в Италии и в других местах, где они относятся к позднеорогенному магматизму складчатых областей и локализуются в пределах срединных массивов.

Имеющиеся данные по геотектонической обстановке, петрологии и геохимии алданского вулканогенно-интрузивного комплекса позволяют установить ряд его характерных черт:

1. Активизированные части Алданского щита, к которым приурочены щелочные и щелочноземельные породы мезозойского возраста, характеризуются проявлением глубинных разломов и значительными блоковыми перемещениями. Конкретное геологическое выражение тектонической активизации определяется мозаично-блоковыми структурами докембрийского фундамента, сочетающимися с грабен-синклинальными прогибами.

2. Алданский комплекс относится к группе сложных вулканогенно-интрузивных комплексов, сформировавшихся в приповерхностных условиях. Мезозойские магматические породы Алданского щита принадлежат к интрузиям малых глубин, приповерхностным субвулканическим образованиям и наземным излияниям, включающим жерловые и прижерловые фации — эффузивные и пирокластические. Глубина застывания магматических тел, вероятно, не превышала 500—800 *м*.

3. Петролого-формационные признаки определяют этот комплекс как сложную магматическую ассоциацию, объединяющую нормальные щелочноземельные породы (от диоритов до кварцевых порфиров и лампрофиров с повышенной щелочностью), щелочноземельные сиениты и монцониты и редкие щелочные породы калиевого ряда, в том числе нефелиновые и псевдолейцитовые.

4. По естественным петрографическим ассоциациям эти породы входят в состав пяти крупных возрастных групп, каждая из которых сформировалась в результате неоднократного, иногда пульсационного наложения магматических фаз. Перечень и характеристика этих групп приведены выше.

Наибольшим распространением пользуются щелочноземельные породы I и затем IV групп. Среди калиевых щелочных пород преобладают интрузивные разновидности (различные щелочные и нефелиновые сиениты).

5. Формирование интрузивных тел сопровождалось высокой активностью метасоматических процессов, которые, по общепринятому мнению, протекают обычно на значительно больших глубинах. Как следует

из приведенных выше данных, здесь имеет место конкретный, геологически доказанный случай развития метасоматических процессов на малых глубинах. Метасоматические породы (различные щелочные метасоматиты и пегматиты) локализуются в краевых частях магматических тел или связаны пространственно с разрывными нарушениями. Интенсивное воздействие процессов метасоматоза в ряде случаев затушевывает первичный характер магматических пород.

6. Время образования пород рассматриваемого магматического комплекса определяется как ранняя юра — ранний мел на основании нахождения галек некоторых наиболее древних пород (кварцевых и других порфиров в конгломератах нижней юры) и налегания покровов щелочноземельных эффузивов на верхнеюрские отложения в южной части щита. Кульминация магматической деятельности соответствует концу юры — началу мела. Значения абсолютного возраста находятся в интервале 107—158 млн. лет.

7. Ассоциация щелочных и щелочноземельных пород алданского комплекса принадлежит к двум петрохимическим рядам: калиевых щелочных пород от щелочных базальтоидов и габброидов до щелочных трахитов и эгириновых гранитов (от II до V группы) и ряду щелочноземельных пород андезит-диоритового состава (I группа). Наиболее кислыми членами последнего ряда являются кварцевые порфиры. Петрохимическая специфика щелочных пород определяется высоким отношением $K_2O : Na_2O$ и, что очень характерно, резкой недосыщенностью глиноземом при нормальном для щелочных пород содержании кремнезема.

Щелочноземельные породы в общем близки к среднему составу андезита — диорита, характеризуясь близкими количествами K_2O и Na_2O при частичном преобладании Na_2O. Соотношения остальных компонентов близки к нормальным для пород среднего состава, при некоторой недосыщенности глиноземом.

В порфировых породах I группы (кварцевые порфиры — лампрофиры) имеет место изменение состава от кислых разновидностей, близких к риолиту, до щелочноземельных с несколько повышенной щелочностью. В них же отмечается увеличение отношения $K_2O : Na_2O$. Концентрации редких и рассеянных элементов в щелочных породах калиевого ряда соответствуют ассоциациям главных петрогенных элементов. В них в отличие от щелочных пород натрового ряда резко понижены количества ниобия, циркония, иттрия, редких земель, лития, галлия и в противоположность этому ведущими элементами являются марганец, титан, ванадий, барий, стронций, рубидий, цезий и рудные металлы — свинец, серебро, мышьяк, таллий. Интересно, что концентрации редких щелочей, бария и всех элементов группы рудных металлов в щелочноземельных породах значительно ниже по сравнению с их содержаниями в образованиях щелочного ряда.

8. Сложность геологических условий формирования мезозойского магматического комплекса обусловила разнообразие не только петрографических ассоциаций интрузивных и вулканогенных пород, но и морфологию магматических тел, которые в основном локализуются в области контакта двух структурных ярусов: складчатых образований докембрийского фундамента и пологолежащих осадочных толщ платформы. Блоковое строение фундамента способствовало их проникновению на различные уровни приповерхностных частей земной коры и при изменении геотектонического режима образованию наземных излияний.

9. Закономерности размещения магматических тел в зависимости от разрывной тектоники пока достоверно не изучены. Ведущими эле-

ментами структурного контроля являются зоны глубинных разломов и в их пределах места пересечения крупных разрывных нарушений, которым соответствуют главные центры извержений. Такие узлы определяются положением сложных массивов центрального типа, в которых сочетаются породы различных возрастных групп и в том числе вулканогенные образования (локальные центры излияния). Статистические данные, систематизированные для различных районов распространения мезозойских магматических образований, показывают, что размещение щелочных магм подчиняется в верхних горизонтах земной коры разломам северо-западного и северо-восточного направлений, обычно древнего заложения. Субширотные и субмеридиональные разломы более молодые, нередко, по мнению ряда авторов, смещают массивы мезозойских магматических пород.

10. Амплитуды тектонических перемещений и напряженность магматического процесса были, вероятно, не очень значительными, о чем свидетельствует сохранность в некоторых случаях пород кровли на вулканических жерлах и характер вулканической тектоники. Блоковые перемещения и деформации платформенного покрова усиливались после внедрения пластовых интрузий щелочноземельных пород I группы. Намечается нарастание тектонической напряженности ко времени формирования пород III возрастной группы и последующее затем затухание тектонических движений.

11. В пространственном размещении мезозойских магматических пород на Алданском щите намечаются следующие закономерности. Нормальные щелочноземельные породы диоритоидного состава, а также породы подгруппы кварцевых порфиров и лампрофиров резко преобладают в восточной и юго-восточной частях щита (Томптоканский, Кет-Капский, Токинский, Гонамский районы). Щелочные сиениты калиевого ряда в противоположность этому очень широко развиты у северной окраины щита и резко убывают на юго-востоке (Атбастах-Мурунский, Верхне-Амгинский, Центрально-Алданский, частью Суннагинский районы). Щелочноземельные сиениты распространены преимущественно в центральной части щита. Наибольшее разнообразие пород и максимальная насыщенность магматическими телами имеют место в самом крупном Центрально-Алданском районе, связанном, по-видимому, с очагами максимальной активизации. При этом интересно отметить локализацию щелочных интрузий и эффузивов калиевого ряда вдоль границы кристаллических пород Алданского щита с осадочным покровом Сибирской платформы и в области Тыркандинского глубинного разлома. Появление вдоль этих направлений калиевых щелочных пород, вероятно наиболее глубинного заложения, указывает на положение систем глубинных разломов в этом участке земной коры, отвечающих и максимальной активизации магматических процессов в отдельных фокусах, главному из которых соответствует Центрально-Алданский район.

12. Вопрос о генезисе щелочных и щелочноземельных пород алданского комплекса не имеет однозначного решения в отношении принадлежности их к дифференциатам базальтовой и гранитной магм. Появляющийся в последнее время материал указывает на более сложные условия возникновения локальных магматических очагов в различных геотектонических обстановках в связи с переплавлением гранитного слоя под влиянием процессов, происходящих в базальтовом слое.

13. Металлоносность алданского вулканогенно-интрузивного комплекса выразилась в большом разнообразии металлов (золото, молибден, свинец, железо, бор и др.), принадлежащих к одному сложному рудному комплексу, который объединяет различные генетические типы

оруденения (гидротермальный жильный и метасоматический, пегматитовый, контактово-метасоматический). Главным промышленным металлом является золото.

Определенных данных о времени проявления различных типов минерализации пока не имеется. Устанавливается, например, генетическая связь редкоземельных пегматитов с щелочными и нефелиновыми сиенитами, а бор-железорудных контактово-метасоматических месторождений со щелочноземельными сиенитами. Золотое оруденение гидротермального типа следует по времени после формирования всех магматических пород мезозойского возраста и имеет с ними парагенетическую связь.

ЛАРБИНСКИЙ КОМПЛЕКС

К зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой области приурочены интрузии гранитоидов умеренно кислого состава, в размещении которых наблюдается определенная закономерность. Крупные тела расположены в зоне Станового краевого шва, мелкие — приурочены к оперяющим трещинам. Описанию гранитоидов этого комплекса, называемого ларбинским, посвящены работы А. Г. Каца, Ю. К. Дзевановского, Г. Б. Гиммельфарба, Е. Н. Калганова, Е. Е. Федорова, Ю. Б. Казмина, В. Н. Мошкина и др. Многие исследователи (Л. И. Красный и др.) относят эти гранитоиды к удскому комплексу или удской серии.

По условиям залегания массивы гранитоидов ларбинского комплекса представляют собой гипабиссальные трещинные интрузии с пологими (до 30—40°) контактами. Они обнаруживают все признаки, свойственные интрузиям малых глубин. Для них характерны: резкие колебания в характере зернистости, приводящие к появлению порфировидных структур; слабая ассимиляционная способность магмы, обусловливающая обилие ксенолитов вмещающих пород, количество которых резко увеличивается к периферии массивов; появление гибридных пород, обогащенных материалом вмещающих пород в эндоконтактах.

По времени образования интрузии делятся на две фазы. В первую образовались гранитоиды, слагающие крупные гипабиссальные интрузии, вторая фаза характеризуется образованием серии даек кислого и среднего состава. В Джугджуро-Становой зоне гранитоиды ларбинского комплекса слагают крупные массивы площадью 1500—2000 $м^2$. Все они расположены за пределами Якутии, лишь северный край Мальмугинского массива частично заходит на ее территорию.

Мульмугинский массив расположен в верховьях рек Даурки, Налдынды, Мульмуги. По данным Г. Б. Гиммельфарба, Е. Н. Калганова, Е. Е. Федорова, он сложен в основном неравномернозернистыми, среднезернистыми, порфировидными гранодиоритами, реже гранитами, связанными с гранодиоритами постепенными переходами. Эндоконтактовые части интрузии сложены резко порфировидными разностями гранодиоритов. В экзоконтактовой зоне гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты и диориты.

Гранодиориты и диориты обладают близким петрографическим составом, характеризующимся присутствием плагиоклаза (от олигоклаз-андезина, свойственного гранодиоритам, до андезина в диоритах), калиевого полевого шпата, кварца, биотита и амфибола. Набор акцессорных минералов представлен магнетитом, апатитом, сфеном, изредка цирконом и ортитом. Для гранитов особенно характерен резко зональный плагиоклаз в ассоциации с ортоклазом и слаборешетчатым микроклином. Обращает внимание замещение на ранних стадиях кристаллизации гранитов основного плагиоклаза ортоклаз-пертитом и, наоборот,

при формировании их главной массы частичное замещение ортоклаза зональным плагиоклазом с образованием мирмекитов (Г. Н. Баженова и др.).

Жильная фаза ларбинского комплекса представлена дайками различной мощности (от 1 до 300 *м*), приуроченными к разломам северо-восточного и субширотного направлений. Жильные породы состоят в основном из гранит-порфиров, аплитов, микрогранитов, диорит-порфиритов, микродиоритов.

Формирование интрузий завершается наложением постмагматических процессов, вызывающих окварцевание, серицитизацию, хлоритизацию слагающих их пород и последующую за ним гидротермальную минерализацию (кварцевые жилы с золотом, молибденитом и галенитом и пр.).

Массивы ларбинского комплекса, как указывалось выше, непосредственно связываются структурным планом своего размещения с мезозойскими гранитами Монголо-Охотского пояса, что подтверждает точку зрения Ю. К. Дзевановского о внедрении интрузивных масс мезозойских гранитоидов с юга. Также представляется вероятным пологий наклон магмовмещающих разрывных нарушений, связанных с региональными разломами глубинного заложения (Ю. К. Дзевановский, Г. Н. Баженова, В. Ф. Козлов).

Прямых данных о возрастном положении пород ларбинского комплекса не имеется. Однако резкое отличие гранитоидов от древних пород аналогичного состава и радиогеологические данные (155 млн. лет) указывают на их мезозойский возраст (Дзевановский, 1959).

ПАЛЕОГЕНОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Проявления палеогенового магматизма на территории Алданского щита имеют очень незначительное распространение. Первые указания на существование молодых (послемезозойских) долеритов и базальтов относятся к 1945—1948 гг., когда А. И. Куксом, а также З. Г. Ушаковой и Ю. К. Дзевановским были встречены дайки и вулканические жерла в верховьях рек Гонама и Алгамы. В дальнейшем в процессе геологических съемок эти сведения были несколько пополнены данными В. И. Гольденберга, П. А. Сушкова и Т. С. Долгих по району верхнего течения р. Алгамы, а также В. А. Лукониной, Е. П. Миронюка и В. Г. Тарасовой для междуречья Гонама и Гыныма.

Перечисленные районы проявления палеогенового магматизма концентрируются в южной части щита, примыкающей к Становой складчатой области и подвергшейся воздействию мезозойской и более молодой разрывной тектоники под влиянием орогенических процессов Монголо-Охотской геосинклинали.

Кроме того, кайнозойские базальты встречены Л. Н. Малковым в пределах Верхне-Амгинского района, где они имеют ничтожное распространение. По данным В. Ф. Зубкова, А. А. Ельянова, М. С. Баранова, А. Л. Ставцева, Г. Ю. Лагздиной, В. Г. Тарасовой и др., магматические породы палеогенового возраста известны к востоку от Алданского щита в Джугджурском наложенном прогибе и в вулканическом поясе Западного Забайкалья и Прибайкалья.

Базальты и долериты южной части Алданского щита залегают преимущественно среди архейских кристаллических толщ и в единичных случаях прорывают осадочные отложения юры, в связи с чем их палеогеновый возраст определен условно по сопоставлению с аналогичными породами Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Галька оливиновых базальтов Алданского щита находится в четвертичных отложениях верхних террас р. Алгамы (по данным Т. С. Долгих).

Алданские базальтоиды близки к интрузиям сходного состава, развитым в Джугджурском наложенном прогибе, где эти породы образуют пластовые тела и дайки, штоки, некки в осадочно-вулканогенных толщах юры и мела. Возраст их определен как палеогеновый на основании параллелизации с базальтовыми лавами мевачанской свиты палеогена. Интрузии базальтов рассматриваются В. И. Гольденбергом, А. А. Ставцевым, А. А. Ельяновым, Г. Ю. Лагздиной и др. как корневые части базальтовых покровов палеогенового возраста.

В юго-восточной части Алданского щита в составе палеогеновых магматических образований известны долериты и базальты, образующие дайки, маломощные жилы и единичные вулканические жерла и покровы. Самый крупный Мевачанский вулканический некк, открытый и изученный А. И. Куксом, позже В. И. Гольденбергом и Т. С. Долгих, находится на правом берегу р. Джёса, притока р. Гертанды в бассейне верхнего течения р. Алгамы. Это вулканическое тело, прорывающее юрские отложения, имеет форму конуса с диаметром в основании свыше 2 *км*. Форма его трактуется как вулканический некк (А. И. Кукс, Т. С. Долгих) или вулканический конус (В. И. Гольденберг). В строении вулканического некка принимают участие миндалекаменные базальты и их кластолавы, в которых обломки этих же базальтов спаяны их более раскристаллизованными разновидностями. Строение некка асимметричное; кластолавы (лавобрекчии) локализуются у его юго-восточного края. Покровы базальтов, описанные П. А. Сушковым для района верхних течений рек Алгамы, Тока и Оконьки, сходны с лавами Мевачанского вулканического жерла.

Дайки палеогеновых долеритов отмечены в водораздельной части рек Гыныма и Гонама, где они залегают среди складчатых толщ архея. Дайки концентрируются отдельными группами, соответствующими, видимо, положению центров излияний. Мощность даек от 1 до 10 *м*, протяженность от десятков до сотен метров. Очень характерно обилие апофиз, отходящих от каждой дайки, что придает дайковым полям сложный рисунок. Такие же формы залегания базальтов отмечены Л. Н. Малковым, а ранее Д. К. Зегебартом для Верхне-Амгинского района, где они образуют единичные дайки и прожилки среди карбонатных пород нижнего кембрия.

Палеогеновые долериты имеют кайнотипный облик в отличие от других более древних разновидностей основных пород, дайки которых широко развиты в пределах Алданского щита. Долериты кайнотипного облика были встречены и в районе р. Чары.

Базальтоидные породы на Алданском щите представлены следующими разновидностями: оливиновые базальты, плагиобазальты, кластолавы оливиновых базальтов, долериты и оливиновые долериты.

По характеру основной массы выделяются базальты с полнокристаллической основной массой с интерсертальной структурой, переходящей в микродолеритовую (Мевачанский шток), и менее раскристаллизованные базальты с гиалопилитовой, пилотакситовой и гиалофитовой основной массой и редко — гиалобазальты со стекловатой основной массой (преимущественно в дайках и жилах). Базальты образуют покровы, вулканические жерла и реже маломощные жилы, дайки. Долериты резко преобладают в составе даек.

Оливиновые базальты представляют собой массивные, иногда стекловатые и миндалекаменные породы черного цвета с порфировыми выделениями оливина, титан-авгита или авгита и реже лабрадор-битовнита. В составе их присутствует черное непрозрачное стекло с мельчайшими включениями рудного минерала, содержащее микролиты и лейсты андезин-лабрадора и моноклинного пироксена. Акцессорные мине-

ралы — анатаз, магнетит и ильменит. Миндалины или поры в пузырчатых разностях базальтовых пород выполнены иногда вторичными минералами (карбонатом, хлоритом).

Плагиобазальты содержат в составе порфировых выделений лабрадор, заключенный в стекловатой и слабо раскристаллизованной основной массе пилотакситовой структуры, которая состоит из стекла, идиоморфных лейст андезин-лабрадора и редких выделений ромбического и моноклинного пироксена. Слабо раскристаллизованные базальты отмечены в маломощных дайках и жилах. Для них характерна витрофировая основная масса, пропитанная рудным минералом. Автометасоматические изменения в этой группе пород выражены главным образом в замещении оливина серпентином и иддингситом и появлении вторичных минералов в основной массе.

Таблица 18

Химический состав палеогеновых магматических пород

Компоненты	Базальт, вес. %	Долерит, вес. %
SiO_2	48,50	52,14
TiO_2	1,10	—
Al_2O_3	16,19	19,66
Fe_2O_3	Следы	5,11
FeO	13,00	3,28
MnO	0,20	0,19
CaO	9,54	9,50
MgO	6,40	3,37
K_2O	1,07	1,52
Na_2O	1,30	2,90
H_2O	0,24	1,02
П.п.п.	2,10	1,59
Σ	100,14	100,38
a	4,4	9,2
c	8,7	9,4
b	32,1	17,3
s	54,7	64,1
f'	38,0	48,0
m'	33,0	34,7
c'	28,8	17,8
n	64,0	44,0
t	1,7	1,0
φ	0,0	27,0
Q	8,0	0,4
a/c	0,5	0,9

Долериты оливиновые и безоливиновые представляют собой плотные свежие породы черного и серо-зеленого цвета; состоят большей частью из явнокристаллической мелкозернистой и среднезернистой основной массы, обладающей офитовой, долеритовой и пойкилоофитовой структурой. В состав ее входят андезин-лабрадор, авгит, гиперстен и оливин. Темноцветные минералы выполняют промежутки между лейстами плагиоклаза. Местами они замещаются буровато-зеленой роговой обманкой и темно-коричневым биотитом.

Оливин появляется в долеритах спорадически (до 3—5%); обычно он окружен опацитовой оторочкой магнетита и серпентинизирован. В отдельных случаях присутствуют пластинки биотита, окруженного опацитовой каймой. В наиболее раскристаллизованных разностях, слагающих центральные части даек, отмечено подчиненное развитие кварца и калинатрового полевого шпата. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон.

Автометасоматические изменения в долеритах выражены в отдельных участках достаточно интенсивно. Они характеризуются развитием скаполита по плагиоклазу, амфибола, биотита и хлорита по темноцветным минералам и в том числе серпентина и иддингсита по оливину.

В эндоконтакте долериты мелко- и криптозернистые, переходные к базальтам (анамезиты). Иногда появляется оторочка стекловатых пород с вкрапленниками оливина и плагиоклаза, не отличимых от базальта — оливинового или плагиоклазового с гиалофитовой структурой основной массы. В отдельных дайках долеритов такситового сложения заключены обломки долеритов, относящихся к более ранним стадиям излияния.

Данные анализов говорят о близости этих пород к среднему составу базальта и, в частности, к составу океанита. Химизм базальтов и до-

леритов охарактеризован очень незначительным количеством анализов (табл. 18).

Палеогеновые интрузивные и субвулканические образования Джугджурского наложенного прогиба, с которыми сопоставляются базальты и долериты Алданского щита, пространственно связаны с осадочно-вулканогенными толщами юры, мела и палеогена. По данным В. Ф. Зубкова, А. Л. Ставцева, А. А. Ельянова, Г. Ю. Лагздиной и др., они принадлежат к двум крупным группам: 1) габбро-долериты, долериты, габбро-диабазы, андезиты, андезито-базальты, базальты; 2) гранодиориты, гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры. Алданские долериты и базальты параллелизуются с аналогичными породами I группы палеогенового возраста. Более молодые близповерхностные интрузии диоритоидного состава II группы отнесены к палеогену условно. Среди базальтов и андезито-базальтов Джугджурского наложенного прогиба выделяются оливиновые, пироксен-оливиновые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и плагиоклаз-пироксеновые разности, для которых характерны те же петрографические особенности, что и для сходных базальтов Алданского щита. В составе порфировых выделений этих пород присутствуют в различных количественных соотношениях оливин, лабрадор, авгит, редко гиперстен. Основная масса, обладающая интерсертальной и пилотакситовой структурой, состоит из лейст лабрадора, мелких призмочек моноклинного пироксена и подчиненно бурого стекла, пронизанного тончайшим агрегатом магнетита. Здесь также могут быть выделены полнокристаллические и гиалобазальтовые разности, иногда миндалекаменные с порами, выполненными карбонатом. Андезито-базальты отличаются более высокой ролью плагиоклаза и моноклинного пироксена по отношению к оливину, чем в базальтах, и меньшей основностью плагиоклаза. Вторичные изменения очень сходны с таковыми в базальтах Алданского щита. Это — серпентинизация оливина, карбонатизация основной массы, реже появляются актинолит, хлорит, скаполит.

Долериты дайкового комплекса Алданского щита сходны с габбро-долеритами и долеритами из района бассейнов рек Бол. Комуй, Тотта, Батомга, Нёт. На Дальнем Востоке долериты и габбро-долериты образуют не только дайки, но также штоки и пластообразные тела, в которых они, как правило, более раскристаллизованы. Это полнокристаллические породы с офитовой и участками с габбровой структурой. Состав их определяется андезин-лабрадором (60—65%), авгитом, гиперстеном, оливином и красно-бурым биотитом. Количество темноцветных минералов составляет около 45% объема породы. Среди акцессорных минералов отмечены циркон, апатит, сфен, рутил и рудные — ильменит, магнетит, пирит.

Габбро-долериты пространственно связаны с силлами трахиандезитов и их кластолав, в стекловатой основной массе которых наряду с андезитом, авгитом, биотитом присутствует калинатровый полевой шпат (10—15%). По мнению А. А. Ельянова, А. Л. Ставцева и других исследователей, габбро-долериты являются корневыми частями силлов и покровов трахиандезитов и андезитов.

Приведенные выше описания базальтов и долеритов юго-восточной части Алданского щита и Джугджурского наложенного прогиба свидетельствуют о сходстве этих пород и принадлежности их к единому крупному тектоно-магматическому циклу, имевшему место в палеогене и сменившемуся на Дальнем Востоке более поздними близповерхностными интрузиями среднего и кислого состава (II группа гранодиоритов, гранодиорит-порфиров и других пород). На Алданском щите породы этой группы неизвестны.

Палеогеновый и неоген-четвертичный магматизм вулканического пояса Западного Забайкалья — Прибайкалья замирает у западной окраины Алданского щита; восточный край этого пояса отмечается покровами третично-четвертичных базальтов, известных в пределах Удоканского хребта. Возраст базальтовых покровов этого района определен как неоген-четвертичный на основании характера взаимоотношения базальтов с ледниковыми отложениями верхнего плейстоцена (Салоп, 1964). Согласно данным ряда исследователей, установлено две фазы излияния базальтовых лав, разделенных верхнеплейстоценовой эпохой оледенения.

Данные о возрасте базальтов Удоканского хребта не позволяют проводить аналогию между ними и рассмотренными выше породами Алданского щита, которые имеют более ранний палеогеновый возраст. Базальты Удоканского хребта отличаются от базальтов Алданского щита и хребта Джугджур и по характеру залегания. Они образуют в условиях высокогорного рельефа Байкальской горной области так называемые «вершинные» и «долинные» покровы, относящиеся к различным фазам магматизма. Мощность платобазальтов, лежащих на размытой поверхности докембрия, составляет 400—500 *м*.

Все рассмотренные выше проявления базальтов связаны с развитием Монголо-Охотской геосинклинали и отражают завершающие этапы ее эволюции вплоть до начала платформенного режима (неоген-четвертичные излияния платобазальтов).

На Алданском щите размещение базальтовых лав подчинено разрывным нарушениям. Характер и тип этих нарушений пока не ясен. Весьма возможно, что районы распространения третичных базальтов и долеритов не ограничиваются только областью сопряжения щита и Монголо-Охотского подвижного пояса, но и проникают далеко внутрь Алданского щита в тектонические трещины, связанные с системами долгоживущих глубинных разломов. С этой точки зрения весьма интересна приуроченность базальтов и долеритов Алгама-Гонамского района к области проявления разрывных нарушений северо-западного простирания, параллельных региональной Тыркандинской зоне разломов, и базальтов Амгинского района к крупным разрывным нарушениям, уходящим в пределы осадочного покрова Сибирской платформы.

Глава VI

ТЕКТОНИКА[1]

Южная Якутия расположена в юго-восточной части Сибирской платформы в области выхода на поверхность древнейших кристаллических образований фундамента — Алданского щита. Последний граничит с Байкало-Патомской, Джугджуро-Становой и Верхояно-Чукотской складчатыми областями, занимающими незначительные площади. Современные представления о строении Южной Якутии складывались постепенно. По мере накопления знаний по стратиграфии, магматизму и тектонике формировались новые представления о характере и истории развития складчатых областей, а также о морфологии складчатых и разрывных структур (см. прилож. V).

Впервые геолого-тектоническое положение этой территории было определено В. Н. Зверевым (1914 г.), который отнес ее к числу древнейших образований и назвал Алданской плитой. Д. С. Коржинский (1933—1939 гг.), изучавший архейские метаморфические образования и разработавший первую стратиграфическую схему, рассматривал Алданскую плиту как крыло крупного мегантиклинала. На юге территории им выделялась зона Саяно-Становой орогении, в пределах которой архейские породы в результате ретроградного метаморфизма в протерозое были превращены в гнейсоиды.

Примерно в это же время Ю. А. Билибин (1940 г.) разработал первую тектоническую схему Алданского района. Им были определены границы Алданской плиты (от р. Олекмы на западе до р. Маймакана на востоке, от хребта Станового на юге до широтного течения Алдана на севере), а также описаны структуры архейского фундамента и платформенного чехла.

Е. П. Павловский на территории Южной Якутии выделил три разновозрастные складчатые зоны: верхнеархейскую (Алданский массив), протерозойскую (зона Саяно-Становой орогении) и мезозойскую. В качестве главных архейских структур Алданского массива Е. В. Павловский выделял Западный антиклинорий, сложенный породами олекминской, верхнеалданской, нимгерской и усмунской серий, и Восточный синклинорий, сложенный породами ортосалинской и учурской серий. Эти крупные структуры осложнены субпараллельными антиклиналями и синклиналями северо-западного простирания.

В зону протерозойской складчатости включены гнейсоиды, пользующиеся широким развитием в юго-западной части территории. Под зоной мезозойской складчатости понималась южная часть региона, где широко проявилась дизъюнктивная тектоника, обусловившая деформацию юрских осадочных отложений. Обнажение кристаллических пород Алданского массива Е. В. Павловский связывал с формированием крупного широтного Алдано-Учурского свода, являющегося продолжением Байкальского свода.

---

[1] Авторы собственно тектонических разделов — И. Д. Ворона, С. П. Мехоношин, В. А. Мокроусов, разделы о неотектонике и сейсмических условиях написаны соответственно М. В. Пиотровским и Б. М. Козьминым. — *Прим. ред.*

В настоящее время изменилось представление о структурах кристаллического фундамента, значительно пополнились знания о структурах платформенного чехла, доказана горстовая природа почти всех хребтов, однако в принципе своем тектоническая схема Е. В. Павловского остается правильной.

В 1947 г. Н. С. Шатский в качестве главнейших геоструктурных элементов древних платформ предложил выделять щиты и плиты. Алданский массив им был выделен в качестве щита, а его северная часть, перекрытая чехлом платформенных отложений, как северный склон Алданского щита.

Выход кристаллических пород фундамента (Алданский массив Е. В. Павловского) Ю. К. Дзевановский разделил на две части — Алданский щит и Олекминскую зону, отнеся ее вместе со Становой зоной к древнему складчатому обрамлению Алданского щита. В структуре археид щита Ю. К. Дзевановский предложил выделить древний материковый выступ — Иенгрский литоплинт, который в эпоху архейского складкообразования сыграл роль упора, конформно к которому и моделировались архейские структуры. Ю. К. Дзевановскому принадлежит и первое описание конкретных структур всего щита, а также детальное описание истории геологического развития Алданского щита и обрамляющих его структур.

Е. М. Лазько в 1953—1956 гг. в пределах щита выделяет область архейской складчатости (Алданский кристаллический массив) и область протерозойской складчатости, окаймляющей Алданский массив с запада и юга. Во внешней зоне протерозойской складчатости архейские структуры переработаны в плане протерозойской складчатости. Вслед за Е. В. Павловским и Ю. К. Дзевановским Е. М. Лазько выделяет на юге щита область мезозойских глыбовых структур и мезозойско-кайнозойское Алдано-Учурское сводовое поднятие.

Геологическое картирование и тематические работы, проводившиеся в течение последнего десятилетия, позволили уточнить вышеописанные представления о тектоническом устройстве Южной Якутии. В связи с этим следует отметить исследования С. В. Нужнова, В. М. Моралева и А. Л. Ставцева — по восточной части территории, Е. П. Миронюка, А. Ф. Петрова, Л. И. Салопа — по западной, А. Г. Каца, Ю. Б. Казмина, И. З. Филипповича, Г. Б. Гиммельфарба, В. А. Кудрявцева — по южной, К. Б. Мокшанцева и Д. К. Горнштейна — по северной, И. Д. Вороны, И. С. Бредихина, Л. И. Минкина, И. М. Фрумкина, В. А. Мокроусова — по центральной. Важное значение имеют работы Т. Н. Спижарского (1958) и других исследователей, посвященные проблемам тектоники Алданского щита. Современное представление о геолого-тектоническом строении Южной Якутии базируется на материалах средне- и крупномасштабных государственных геологических съемок, геофизических (магнитометрических, сейсмических и гравиметрических) и специальных геологических исследований, проведенных крупными коллективами исследователей Якутского, Читинского и Хабаровского геологических управлений, ВСЕГЕИ, ЛАГЕД, ЯФ СО АН СССР, Всесоюзного аэрогеологического треста и других организаций.

АЛДАНСКИЙ ЩИТ

Большинство исследователей, изучающих тектоническое строение Сибирской платформы, выделяют Алданский щит как юго-восточную часть Сибирской платформы, которая с протерозоя являлась областью преобладающего поднятия. Границы щита в таком понимании определены Ю. К. Дзевановским и Т. Н. Спижарским. Ими являются: на севе-

ре — пояс глубинных разломов, отделяющий щит от Вилюйской синеклизы; на юге — Становой краевой шов, отделяющий щит от Джугджуро-Становой складчатой области; на западе — Чарский краевой шов, отделяющий щит от Байкало-Патомской складчатой области. Березовский, Учуро-Майский и Алдано-Майский прогибы рассматриваются как платформенные структуры и включаются в состав щита. Восточная граница проводится по Нелькано-Кыллахскому краевому шву, отделяющему щит от Верхояно-Чукотской складчатой области. Таким образом, Алданский щит представляет собой односторонне поднятый блок земной коры, ограниченный со всех сторон мощными зонами глубинных разломов.

Геологическое строение Алданского щита характеризуется наличием структурных комплексов фундамента и платформенного чехла. Его центральная часть, сложенная докембрийскими кристаллическими породами фундамента, известна в литературе под названием Алданского кристаллического массива.

Платформенные отложения широко распространены лишь в северной и восточной частях щита. В других частях региона они сохранились фрагментарно. Мощность платформенного чехла на большей части щита сравнительно невелика (первые сотни метров), значительное ее увеличение до 3000—4000 *м* отмечается лишь в прогибах, расположенных на окраинах щита.

Современный структурный план Алданского щита отражает результат сложного и длительного процесса формирования, в ходе которого происходила его неоднократная перестройка. Одним из наиболее крупных переломных моментов в развитии описываемого региона является конец раннего и начало позднего докембрия, когда завершилась консолидация кристаллического фундамента Сибирской платформы и было положено начало формированию ее чехла. Этот рубеж датируется цифрами абсолютного возраста 1600—1700 млн. лет (Неелов, Глебовицкий и др., 1962), что отвечает границе нижнего и среднего протерозоя. В доплатформенный этап развития крупные тектонические перестройки происходили на рубеже нижнего и верхнего архея (2600—2500 млн. лет).

В платформенный этап развития Алданского щита довольно значительные тектонические перестройки были приурочены к рубежам: верхний протерозой — нижний кембрий (600—800 млн. лет), средний — верхний кембрий; нижняя юра — верхний мел, чем обусловлены региональные размывы, стратиграфические и угловые несогласия в породах платформенного чехла, а также заложение прогибов в краевых частях Алданского щита. Эти тектонические движения платформенного периода развития региона привели к формированию трех структурных комплексов: верхнепротерозойского, нижне-среднепалеозойского и мезозойского. В последний этап движения были особенно напряженными и привели к тектонической активизации территории щита.

Прежде чем перейти к описанию структурных комплексов, коротко остановимся на характеристике глубинного строения земной коры данного региона. Описанию глубинного строения отдельных частей Алданского щита и прилегающих к нему областей посвящен целый ряд работ Э. Э. Фотиади, Г. И. Каратаева, Ю. А. Павлова, Э. Н. Лишневского, Н. С. Елисеевой, Т. А. Богомазова Б. Г. Лутца, К. Б. Мокшанцева, Д. К. Горнштейна, А. А. Николаевской, В. М. Кочеткова, А. А. Борисова, Н. В. Данкевича, Ю. И. Сытина и др.

По мощности земной коры Южная Якутия не отличается от смежных районов Сибирской платформы, в среднем она равняется 37—43 *км*, причем многие исследователи отмечают уменьшение мощности коры на северном склоне Алданского щита. Соотношение мощностей гранитного

и базальтового слоев непостоянно. Устанавливается блоковый характер строения земной коры. Глубинными ограничениями блоков являются вертикальные, реже наклонные зоны глубинных разломов. К зонам глубинных разломов на юге щита приурочены очаги землетрясений.

Весь Алданский щит характеризуется пониженными значениями аномалии гравитационного поля с минимальными значениями силы тяжести в зоне сочленения собственно Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области. Центр гравитационной депрессии приурочен к Чульманской и Тунгурчинской впадинам. Отчетливо выражаются в магнитном и гравитационном полях зоны глубинных разломов, разделяющие архейские складчатые системы или ограничивающие наложенные прогибы.

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА

АРХЕЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Архейский структурный комплекс объединяет сложнодислоцированные и глубокометаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях образования иенгрской, тимптонской, джелтулинской, курультинской, олекминской и борсалинской серий. Условия формирования каждой из этих серий были различными, что выразилось в специфике петрографического состава, степени метаморфизма и ультраметаморфизма, слагающих их кристаллических образований, и в различной форме пликативных деформаций.

Алданский щит имеет гетерогенное складчато-глыбовое строение, что хорошо подтверждается данными магнитометрической съемки. Он состоит из четырех складчатых систем, сложенных метаморфическими образованиями указанных серий: Алдано-Тимптонской, Тимптоно-Учурской, Чаро-Олекминской, Становой.

Алдано-Тимптонская складчатая система

Алдано-Тимптонская складчатая система является самой древней из всех структур Алданского щита. Слагающие ее гнейсы и кристаллические сланцы иенгрской серии обнажаются в центральной части щита в районе Алдано-Тимптонского междуречья. От обрамляющих ее систем она отделена зонами глубинных разломов — Амгинской, Тыркандинской, Становой. Магнитное поле этой области характеризуется значительными колебаниями положительных и отрицательных значений от — 6 до +20 *мэ*. Простирание аномалий в большинстве случаев согласуется с простиранием складчатых структур. Максимальные значения приурочены к выходам кристаллических сланцев и гнейсов федоровской свиты, минимальные — связаны с кварцитами и гнейсами верхнеалданской свиты.

Алдано-Тимптонская система характеризуется весьма сложным планом складчатых деформаций. Для нее характерно наличие складчатых структур нуклеарного типа. Антиклинорные структуры в плане имеют грубоовальные контуры и сложены породами верхнеалданской свиты, центральные части их имеют форму куполов. По периферии развиты дугообразные и полукольцевые узкие, нередко опрокинутые складки более высоких порядков. Синклинорные структуры сложены преимущественно кристаллическими породами федоровской свиты. Они состоят из ряда синклиналей и антиклиналей с дугообразно изогнутыми виргирующими осями.

В пределах обнаженной части Алдано-Тимптонской складчатой системы могут быть выделены четыре наиболее крупные структуры: Алданский, Верхне-Тимптонский, Нижне-Тимптонский антиклинории и Унгра-Тимптонская синклинорная зона.

Алданский антиклинорий располагается в бассейне верхнего течения р. Алдана и ее притоков — Амедичи и Кускангры. Ядерная часть антиклинория в бассейне нижнего течения р. Амедичи сложена нижними горизонтами верхнеалданской свиты и в большей части перекрыта нижнекембрийскими отложениями. Его шарнир погружается на севере, образуя периклинальное замыкание. В юго-восточном направлении ось антиклинория виргирует, образуя две ветви. Юго-восточная ветвь известна под названием Алдано-Килерской антиклинали (*1*)[1], северо-восточная — Сонтитской антиклинали (*2*).

Контуры Алдано-Килерской антиклинали совершенно прямолинейны и контролируются разломами северо-западного простирания. Строение крыльев антиклинали симметричное, углы падения крутые — 50—80°. На ее крыльях развиты параллельные главной оси синклинальные и антиклинальные складки более высоких порядков. Две довольно крупные такие складки (брахиантиклинали) отмечены в долине р. Алдана между ручьями Нерити и Сагара. Алдано-Килерская антиклиналь прослеживается на 70 *км*. На юге она скрывается под юрскими отложениями Алдано-Чульманской впадины.

Сонтитская антиклиналь протягивается в восток-юго-восточном направлении примерно на расстояние 80 *км*. Ось ее изгибается, не раз приобретая широтное простирание, в верховьях р. Кускангры виргирует. Шарнир складки погружается в юго-восточном направлении. Сонтитская антиклиналь осложнена складками более высоких порядков. Углы падения их крыльев 20—50, иногда 80°. Строение складок большей частью симметричное, реже крылья опрокинуты на юго-запад или северо-восток.

Южнее Сонтитской антиклинали, вероятно, к системе Алданского антиклинория можно отнести Дерпутскую синклиналь (*3*) и Аяннахскую брахиантиклиналь (*4*).

Дерпутская синклиналь фиксируется выходами средней подсвиты верхнеалданской свиты, в виде узкой полосы, прослеживающейся в северо-западном направлении от верховьев р. Кускангры вниз по ее течению. В этом же направлении наблюдается медленное воздымание ее шарнира. Ось складки на широте ручья Дерпута бифуркирует. Западная ветвь протягивается на северо-запад, до верховьев ручья Дерпута, где наблюдается ее центроклинальное замыкание. На этом протяжении она неоднократно изгибается, меняя направление от СЗ до З—Ю-З. Складка несколько асимметричная, с углами падения северо-восточного крыла 30—40°, юго-западного 60°. Восточная ветвь уходит вдоль р. Кускангры в субмеридиональном направлении. Строение ее затушевано интенсивной гранитизацией слагающих пород.

Аяннахская брахиантиклиналь расположена в междуречье Кэннэнэя и Дерпута и сложена породами нижней подсвиты верхнеалданской свиты. Это широкая (15 *км*) куполообразная складка, простирающаяся в запад-северо-западном направлении примерно на 35 *км*. В центре купола падение пород не более 10°, на юго-восточной периклинали 20—40°. С продвижением на северо-запад углы падения крыльев складки становятся круче и достигают 60—80°. Это связано с появлением здесь осложняющих мелких складок. В междуречье Алдана и

[1] Здесь и далее в скобках указаны номера структур, которыми они обозначены в прилож. V.

Амедичи шарнир складки вновь воздымается, ось ее разворачивается на юго-запад и сливается с главной осью Алдано-Килерской антиклинали.

На западном крыле Алданского антиклинория располагаются две синклинальные и одна антиклинальная складки.

Амедичинская синклиналь (*5*) фиксируется выходами пород средней подсвиты верхнеалданской свиты в долине р. Амедичи (ниже устья р. Ярогу). Ось складки, несколько изгибаясь, простирается в субмеридиональном направлении. Крылья падают под углами от 20—30 до 50—70°. Осложняющие синклиналь складки более высоких порядков нередко опрокинуты на запад. В районе устья р. Ярогу складки разбиты рядом крупных разломов.

Ярогинская антиклиналь (*6*) расположена западнее Амедичинской синклинали в долине р. Ярогу и субпараллельна ей. Шарнир складки плавно погружается в северном и южном направлениях. В верховье р. Ярогу слагающие антиклиналь породы нижней подсвиты верхнеалданской свиты перекрыты юрскими отложениями, севернее и северо-западнее устья р. Ярогу — сильно изменены процессами гранитизации. Крылья складки осложнены более мелкой складчатостью и нарушены разломами. Их углы падения изменяются от 20 до 75°. Преобладают восточные падения, свидетельствующие об опрокидывании мелких складок на запад.

На левобережье р. Чуги близ Амгинского глубинного разлома расположена Чугинская синклиналь (*7*). Шарнир ее плавно воздымается в южном и северном направлениях, меняя простирание от север-северо-восточного на юге до север-северо-западного на севере. Строение складки сильно нарушено и затушевано процессами гранитизации и разрывными нарушениями. Углы падения на крыльях составляют 40—50°.

Нижне-Тимптонский антиклинорий расположен в северо-восточной части Алдано-Тимптонской складчатой области на территории Алдано-Тимптоно-Нимгерского междуречья. Это сложная, изометричная в плане структура. Осложняющие антиклинорий складки второго порядка полукольцами охватывают его ядерную часть. Оси их часто виргируют, а шарниры — ундулируют, создавая весьма сложный план-узор. Ядро антиклинория состоит из трех брахискладок, в совокупности составляющих Томмотскую брахиантиклиналь.

Томмотская брахиантиклиналь (*8*) в общем имеет северо-западное простирание, меняя его от субмеридионального до субширотного. Наблюдается неоднократная виргация и ундуляция оси, вызывающие образование побочных ветвей и брахиальные замыкания усложняющих складок. Восточная часть брахиантиклинали скрыта под осадочными отложениями чехла, западная — обнажена в долине р. Томмота. Шарнир складки довольно резко погружается в северном направлении, благодаря чему в верховьях р. Мал. Нимгеркан наблюдается ее периклинальное замыкание. Углы падения на крыльях антиклинали составляют 30—70°. В целом строение антиклинали симметричное.

Алдано-Колынская антиклиналь (*9*), расположенная в бассейне р. Чомполо и нижнем течении Бол. Нимгера, сложена породами верхнеалданской свиты. Шарнир антиклинали погружается в юго-восточном направлении. На долготе слияния рек Прав. и Лев. Нимгеркан она ундулирует, а на правобережье р. Томмота наблюдается ее периклинальное окончание. Углы падения здесь составляют 15—30°. Северо-западнее р. Нимгеркана падение крыльев антиклинали становится круче (до 85°), появляются параллельные основной оси складки третьего и более высоких порядков, нередко опрокинутые на юго-запад. Ось антиклинали в пределах междуречья Бол. Нимгера и Лев. Нимгеркана имеет

северо-западное простирание, в бассейне р. Чомполо — меридиональное. Северная часть складки перекрыта отложениями кембрия.

В бассейне р. Инагли расположена дугообразная Инаглинская (*10*) антиклиналь, в ядре которой обнажаются породы средней подсвиты верхнеалданской свиты. Простирание складки меняется от субмеридионального в северной части до восток-северо-восточного в южной части. В бассейне Прав. Нимгеркана отмечается виргация оси складки. Северо-восточное крыло антиклинали положе, чем юго-западное, имеет простое строение и перекрыто отложениями кембрия. Юго-западное крыло круче и устроено сложнее. Здесь развиты складки третьего и более высоких порядков, нередко опрокинутые на восток и север.

В долине р. Алдана между устьями рек Чомполо и Нимгеркана расположена Умулунская антиклиналь (11), северная ее часть скрыта под осадочными отложениями кембрия. Обнаженная часть складки фиксируется выходами пород средней подсвиты верхнеалданской свиты. Ось ее в южном направлении изгибается, изменяя простирание от меридионального до юго-восточного. В этом же направлении погружается шарнир складки. Строение антиклинали симметричное, углы падения на крыльях в бассейне ручья Умулун от 10 до 50°, южнее — 50—80°, на периклинали — 20—30°. Крылья антиклинали осложнены узкими крутыми складками третьего и более высоких порядков, оси которых в общем параллельны главной оси.

В бассейне верхнего течения р. Бол. Нимгер выделяется сложно устроенная дугообразная Васильевская антиклиналь (*12*). Она фиксируется выходами пород средней и верхней подсвиты верхнеалданской свиты и прослеживается от верховьев ручья Хардагас в юго-восточном направлении до верховьев р. Курунг-Ханку, затем в северо-восточном направлении до верховьев р. Прав. Ыллымах. На этом протяжении (порядка 100 *км*) шарнир неоднократно ундулирует, довольно плавно погружаясь в северо-западном и северо-восточном направлениях. Наибольшее воздымание шарнира приурочено к междуречью Бол. Нимгера, Мал. Нимгера и Леглиера. Строение антиклинали симметричное. Крылья осложнены складчатостью третьего и более высоких порядков, углы падения колеблются от 20 до 80°.

Все эти антиклинали разделены между собой весьма сложно устроенной Дес-Дьалконяхской синклиналью (*13*). Ось ее имеет несколько изгибов в плане. В северной части, где складка местами перекрыта отложениями кембрия, она имеет субмеридиональное простирание с отклонением несколько на запад. В бассейне р. Нимгеркана ось складки разворачивается в субширотном направлении на восток и затем на северо-восток. Здесь шарнир складки погружается, и в ее ядре появляются породы федоровской свиты. Далее при пересечении долины р. Якокута, в районе устья р. Юхухта, ось складки плавно поворачивает на юго-восток, шарнир в этом направлении погружается еще больше, и на поверхность выходят породы иджакской свиты.

В устье ручья Юхухта от Дес-Дьалконяхской синклинали на север отходит побочная ветвь, именуемая Селигдарской синклиналью (*14*). В бассейне ручья Дьялконях от этой же синклинали в южном направлении отходит крупная синклинальная складка, устроенная не менее сложно благодаря неоднократной виргации ее оси и ундуляции шарнира,— Хардагасская синклиналь (*15*). Она прослеживается по выходам пород федоровской свиты сначала на юг и юго-запад до устья р. Томмота, затем с резким разворотом на восток и восток-северо-восток в верховьях ручья Джеваскит и далее с резким разворотом на юго-восток в верховьях ручья Хардагас. Здесь шарнир складки резко воздымается, обусловливая выходы пород верхнеалданской свиты в крыле

Васильевской антиклинали. В бассейнах нижних течений рек Томмота и Хардагаса ось Хардагасской синклинали виргирует с образованием побочных ветвей, отходящих на север в бассейн ручья Кудули, на северо-запад в сторону устья р. Бол. Нимныр и на юго-восток в верховьях р. Мал. Нимныр.

Все перечисленные структуры осложнены более мелкими складками анти- и синклинального строения. Углы падения их крыльев колеблются в широких пределах — от 15 до 70—80°. Строение складок большей частью симметричное. В бассейне р. Ыллымаха наблюдаются опрокинутые складки в сторону Томмотской синклинали.

Южнее Васильевской антиклинали, отчленяя ее от Томмотской и Неакуинской антиклиналей, располагается полукольцевой формы Ыллымахская синклиналь (*16*). Шарнир ее протягивается из района устья р. Керака в верховья р. Бол. Нимныр в юго-восточном направлении, затем на северо-восток до слияния Лев. и Прав. Ыллымахов, далее после резкого поворота на запад-северо-запад и запад-юго-запад в верховье р. Томмота. Воздымание шарнира отмечено в западной и южной частях складки, где на поверхность выходят породы верхней подсвиты верхнеалданской свиты. Наибольшее его погружение наблюдается в бассейне р. Лев. Ыллымах, где обнажаются средние части разреза федоровской свиты. Углы падения крыльев Ыллымахской синклинали в основном 20—40, реже 50—70°. Строение складки большей частью нормальное, в северной ее части наблюдается запрокидывание в сторону ядра антиклинория.

Восточнее Ыллымахской синклинали выделяется меридиональная Неакуинская антиклиналь (*17*). Ось ее на юге сливается с осью Васильевской антиклинали, в верховье р. Прав. Ыллымах она виргирует, обтекая ветви Ыллымахской синклинали, с погружением шарниров в районе слияния Лев. и Прав. Ыллымахов. Восточная ветвь Неакуинской антиклинали характеризуется опрокинутым залеганием пород на ее западном крыле, углы падения составляют 40—70°. Западная ветвь представляет складку нормального строения с углами падения крыльев 40—70°.

Несколько восточнее Неакуинской антиклинали расположена Тас-Ханкунская синклиналь (*18*) — одна из составных частей Леглиерского синклинория, также субмеридионального направления с отклонением на север-северо-восток в ее северной части и резким поворотом на запад в южной. Наибольшее погружение шарнира складки наблюдается в южной ее части. Здесь в бассейне р. Курунг-Ханку обнажаются верхние части разреза федоровской свиты. При пересечении р. Тас-Ханку шарнир складки ундулирует, благодаря чему здесь обнажаются самые нижние части разреза федоровской свиты, а далее в бассейне р. Неакуя воздымается. Строение складки в южной части нормальное, в северной — наблюдается запрокидывание в сторону Неакуинской антиклинали. Углы падения крыльев составляют в среднем 40—70°. Крылья синклинали осложнены брахискладками более высоких порядков.

К востоку Тас-Ханкунская синклиналь сменяется параллельной ей Эгетинской антиклиналью (*32*). Ось антиклинали дважды изгибается, образуя зигзаг, простирание ее на севере субмеридиональное, в средней части юго-западное, на юге меридиональное с отклонением на восток. Западное крыло складки круче восточного и опрокинуто на запад, углы падения 30—60°. Восточное крыло усложнено рядом складок более высоких порядков линейного и брахиального характера.

Северо-восточнее Дес-Дьалконяхской синклинали расположена Эльконская антиклиналь (*19*), в ядре которой обнажаются породы верхней подсвиты верхнеалданской свиты. Ось складки простирается

в северо-западном направлении. В бассейнах ручьев Эмельджак и Элькон северо-восточное крыло антиклинали падает нормально под углом около 40°. Юго-западное крыло круче и опрокинуто на запад.

В бассейне р. Ханку располагается небольшая Курунг-Ханкунская брахисинклиналь (20), протягивающаяся, в общем, в северо-восточном направлении и разделяющая Васильевскую и Неакуинскую антиклинали. Помимо вышеописанных структур в пределах Нижне-Тимптонского антиклинория отмечаются и другие более мелкие складки, не имеющие названия, усложняющие перечисленные структуры или располагающиеся между ними.

Верхне-Тимптонский антиклинорий расположен в бассейне верхнего течения Тимптона, нижнего течения Иенгры, Горбыляха, Мал. Мёлёмкёна. Здесь отмечаются три крупные антиклинали и одна разделяющая их синклиналь.

Горбылях-Мёлёмкёнская антиклиналь (*21*) прослежена в бассейнах нижнего и среднего течения рек Горбыляха и Мал. Мёлемкёна. В бассейне Мёлемкёна она имеет северо-восточное простирание, в бассейне Горбыляха — юго-восточное. Ядро складки сложено породами горбыляхской свиты и нижней подсвиты верхнеалданской свиты. В районе устья р. Бол. Мёлемкён наблюдается веерообразная виргация главной оси структуры с образованием антиклиналей третьего порядка. Детали строения антиклинали затушеваны интенсивной гранитизацией пород. Кроме того, она разбита разломами на ряд блоков.

Южнее Горбылях-Мёлемкёнской антиклинали расположена Окурданская брахиантиклиналь (*22*), также сложенная породами нижней подсвиты верхнеалданской свиты. С юга и запада она значительно нарушена разломами и погребена под толщу юрских осадочных пород Окурданского грабена. Простирание пород на ее крыльях меняется от субширотного до меридионального. Углы падения составляют 10—30°.

От верховьев р. Анамжака до верховьев ручья Токарикан в юго-западном направлении протягивается Мёлёмкёнская антиклиналь (*23*). Ось ее изгибается, меняя простирание от субмеридионального в южной части на северо-восточное — в северной. По своему характеру эта структура приближается к линейной, но отличается большой шириной (порядка 20 *км*) при относительно небольшой длине (порядка 80 *км*). Шарнир антиклинали, незначительно ундулируя, плавно погружается в северо-восточном направлении. Наблюдается его бифуркация с образованием брахиантиклиналей третьего порядка. Углы падения в своде антиклинали 5—15°, на крыльях до 70°.

Антиклинальные структуры разделены широкой и неглубокой Бугорыктинской синклиналью (*24*). Она прослеживается по выходам верхних частей разреза верхнеалданской свиты в субмеридиональном направлении от р. Анамжака через верховья р. Бугорыкты к устью р. Кабакты. На левобережье р. Бол. Мёлемкён от основной оси в западном направлении протягивается синклинальная ветвь, разделяющая Горбыляхскую и Окурданскую антиклинали. Шарнир Бугорыктинской синклинали неоднократно ундулирует, наибольшие его погружения отмечены в нижнем течении р. Номина и бассейне р. Бугорыкты. В сторону долин рек Анамжака, Горбыляха и Кабакты отмечается его плавное воздымание. На крыльях синклиналь осложнена складками более высоких порядков.

Описанные выше антиклинории отделены друг от друга целой системой простых и сложных синклинальных складок, образующих субширотную зону, выделенную под названием Унгра-Тимптонской синклинорной зоны. Наиболее крупными складками этой зоны являются Дес-Хатыминский и Леглиерский синклинории.

Дес-Хатыминский синклинорий *(25)* располагается в западной части зоны, расчленяя на две ветви Алданский антиклинорий. Ось синклинория протягивается от устья Унгры до слияния Лев. и Прав. Дёсов, где происходит виргация структур. Основная южная ветвь перекрывается платформенным чехлом, другая ветвь простирается в восточном направлении до слияния Прав. и Лев. Хатыми, затем ее ось продолжается в северо-восточном направлении в верховья р. Лев. Хатыми и далее в юго-восточном направлении в верховья р. Тита. В месте слияния Прав. и Лев. Хатыми ось складки виргирует с образованиями северной и восточной синклинальных ветвей. Восточная ветвь далее перекрывается также платформенными отложениями, а северная продолжается в бассейн р. Мал. Нимгер, где и наблюдается ее центроклинальное окончание. Возможно, что побочная ось Дес-Хатыминского синклинория сливается с осью расположенного к востоку Леглиерского синклинория. Дес-Хатыминский синклинорий сложен породами федоровской свиты. Широкое развитие ультраметагенных гранитоидов в значительной мере затушевывает складчатые структуры. Углы падения на крыльях синклинория 20—40, реже 50—70°. В юго-восточном крыле структуры нередко наблюдается опрокинутое залегание.

Леглиерский синклинорий *(26)* протягивается от р. Тимптона (район устья р. Нельгюу) в северо-западном направлении до верховьев р. Леглиера. Ось структуры сложно виргирует с образованием целого ряда побочных ветвей. Наиболее крупные из них отходят: одна в западном направлении в районе нижнего течения р. Тита, другая в восточном, затем в меридиональном направлении в верховья ручья Эгётэ, отчего Леглиерский синклинорий приобретает крестообразную форму в плане. Углы падения пород на крыльях синклинория обычно составляют 40—70, реже 20—30°. Строение складок синклинория нормальное, на крыльях развиты параллельные складки более высоких порядков, в приустьевой части ручья Тин устанавливается опрокинутое залегание северо-восточного крыла структуры. Между побочными синклинальными ветвями и основной структурой выделяются две антиклинали — Мало-Леглиерская (*27*) и Атырская (*28*), в ядрах которых выходят породы верхней подсвиты верхнеалданской свиты.

На юге Леглиерского синклинория располагается крупная субширотная Нижне-Хатыминская антиклиналь *(29)*, в ядре которой обнажаются нижние части разреза федоровской свиты. В районе устья ручья Эрга ось ее виргирует, огибая тоже широтную Кигомотскую брахисинклиналь (*30*). В восточном направлении шарнир структуры погружается сначала плавно, а на правобережье Тимптона резко. Здесь ветви складки периклинально замыкаются.

В бассейне р. Оюмрака проходит Оюмракская синклиналь (31), которая фиксируется выходами верхних горизонтов федоровской свиты. Ось ее в восточной части совпадает с долиной р. Оюмрака и имеет северо-западное простирание, западнее р. Тимптона она становится субширотной. Примерно в устье р. Оюмрака ось структуры виргирует, огибая небольшую брахиантиклиналь. Южная ветвь короткая, шарнир ее быстро погружается. Шарнир основной складки неоднократно плавно ундулирует, а в верховьях р. Оюмрака довольно быстро погружается. Западная часть структуры благодаря интенсивному проявлению гранитизации сильно затушевана. Строение Оюмракской синклинали симметричное, падение породы на крыльях под углом 30—50, реже до 70°. Крутые углы и опрокинутое залегание наблюдаются в основном в складках более высоких порядков.

На современной стадии изученности архея Алданского щита пока нельзя уверенно установить границы подвижной области, где происхо-

дило накопление пород иенгрской серии, а также однозначно решить вопрос об условиях осадконакопления, характере и стадийности тектонических движений, образовавших алдано-тимптонский складчатый комплекс. Особый интерес представляет вопрос выяснения характера взаимоотношения иенгрской, тимптонской и курультинской серий.

В последнее время высказываются предположения (И. М. Фрумкин) о синхронности образования пород иенгрской и курультинской серий, а существующее различие в их составе объясняется накоплением их в различных структурно-фациальных условиях. Эти вопросы требуют дальнейшего глубокого изучения.

Тимптоно-Учурская складчатая система

Тимптоно-Учурская складчатая система занимает всю восточную часть Алданского кристаллического массива. Ее слагают образования тимптонской и джелтулинской серий, обнажающиеся в междуречье Тимптона, Алдана и Учура. По геофизическим данным образования тимптонской и джелтулинской серий прослеживаются под платформенным чехлом далеко на север и северо-восток за пределы Южной Якутии. Граница между Тимптоно-Учурской и Алдано-Тимптонской складчатыми системами выражена резкой сменой характера магнитного поля (изрезанного положительного отрицательным). Для Тимптоно-Учурской складчатой системы характерно спокойное слабоотрицательное магнитное поле, осложненное рядом зон и участков положительного и знакопеременных полей. Отмечается четкое совпадение выходов пород джелтулинской серии с границами распространения отрицательного поля. Преобладают значения магнитного поля — 4—8 *мэ*. На подстилающих образованиях иенгрской серии тимптонская серия залегает со структурным несогласием. Так, по данным А. И. Брейдо, в бассейне р. Оюмрака образования тимптонской серии залегают на разных горизонтах иджакской свиты. Аналогичная картина наблюдалась И. М. Фрумкиным в бассейнах Джелтулы и Иджэка. В бассейне верхнего сечения р. Гонама тимптонская серия также залегает на различных горизонтах иджакской свиты иенгрской серии, в том числе и на самых верхних, обнажающихся только в этом районе.

По Тыркандинскому глубинному разлому Тимптоно-Учурская складчатая система делится на Сутамо-Джелтулинскую и Суннагинскую структурные зоны.

Сутамо-Джелтулинская зона охватывает часть Тимптоно-Учурской складчатой системы, расположенную к западу от зоны Тыркандинского глубинного разлома. В плане она имеет форму клина, расширяющегося к югу. Своеобразие структурного плана Сутамо-Джелтулинского района выражается в линейности основных складчатых структур и одинаковой их ориентировке в северо-западном направлении, параллельно Тыркандинскому глубинному разлому.

Сутамский синклинорий *(42)* является основной структурой в пределах Сутамо-Джелтулинской зоны. Он протягивается от устья р. Тимптона в верховье р. Алгамы. На севере синклинорий перекрыт отложениями кембрия, на юге-срезается структурами Джугджуро-Становой области. Восточное крыло синклинория нарушено разломами Тыркандинской зоны. Строение Сутамского синклинория асимметричное, западное крыло его длиннее и больше осложнено складками второго, третьего и более высоких порядков. С продвижением на юг осложняющая складчатость становится более интенсивной, часто встречаются опрокинутые залегания даже в центральной части синклинория. На восточном крыле синклинория складки запрокинуты на запад. Ось Су-

тамского синклинория изогнута и местами виргирует. Наибольшее погружение шарнира Сутамского синклинория отмечается в междуречье Гыныма и Сутама, где широким развитием пользуются образования верхней части сутамской свиты. Сутамский синклинорий разбит целой серией разломов различного направления на блоки, иногда со значительной амплитудой смещения.

В междуречье Сутама и Алгамы ветви синклинория разделяет Кулейкинская антиклиналь (*43*) субмеридионального простирания.

Гидатский синклинорий занимает междуречье Гонама и Сутама. В его системе выделяются одна крупная линейная осевая синклиналь и две брахискладки меньшего размера. Гидатская синклиналь (*44*) протягивается от верховьев р. Ытымджи в долину р. Сутама (ниже р. Гидата) в юго-восточном направлении. В междуречье Ытымджи и Гонама структура центроклинально замыкается. Углы падения составляют здесь 50—70°. В юго-восточном направлении шарнир складки погружается и ундулирует. Углы падения на крыльях синклинали 40—60°, иногда круче.

В нижнем течении р. Тас-Юрях выделяется Тас-Юряхская брахиантиклиналь (*45*), в ядре которой выходят породы улунчинской свиты. Структура имеет форму полукольца, несколько вытянутого в северо-западном направлении (длина 25 *км*, ширина 15 *км*). Углы падения периклинали 50—70°.

Такого же порядка брахисинклиналь выделяется в верхнем течении р. Сутама.

Гидатский и Сутамский синклинории разделены протяженной Атугейской антиклиналью (*46*). Ось ее имеет общее северо-западное простирание с изгибами субширотного и субмеридионального направлений. В ядре антиклинали выходят породы верхнесуннагинской свиты. Шарнир складки ундулирует, отчего выходы улунчинской свиты то расширяются, то резко сужаются. Крылья антиклинали осложнены складчатостью более высоких порядков. Мелкие складки и структура в целом запрокинуты на восток. Углы падения западного ее крыла положе (от 20—40 до 60°), чем восточного (60—80°). Средняя часть Атугейской антиклинали перекрыта мезозойскими отложениями Гонамской впадины.

Продолжением Атугейской антиклинали севернее Ытымджинской впадины является Сеймская антиклиналь (*47*). Она прослеживается по выходам на дневную поверхность улунчинской и нижнесуннагинской свит примерно из бассейна р. Усмуна, левого притока р. Ытымджи в северо-западном направлении через устье р. Момулая до бассейна верхнего течения р. Джелтулаха. В бассейне верхнего течения р. Усмуна Сеймская антиклиналь виргирует и от нее отходит побочная ветвь, которая также имеет северо-западное простирание. Строение обеих ветвей Сеймской антиклинали симметричное, углы падения крыльев 50—70°. Западнее Сеймской антиклинали располагается еще ряд мелких складок синклинального и антиклинального строения, осложняющих центроклинальное окончание Гидатского и западное крыло Сутамского синклинориев. Таков структурный план Сутамо-Джелтулинского района. Характерной особенностью района является постоянство состава слагающих его кристаллических пород, постепенное наращивание стратиграфического разреза и увеличение мощности отдельных свит с севера на юг.

Суннагинская зона расположена к востоку от зоны Тыркандинского глубинного разлома. В отличие от Сутамо-Джелтулинской зоны здесь наряду с линейными складчатыми структурами главным образом присутствуют растянутые куполообразные антиклинории и обтекающие их

синклинории, оси которых имеют дугообразную форму и расположены в общем вкрест простирания линейных структур Сутамо-Джелтулинской зоны.

В западной части зоны протягивается **Тыркандинский антиклинорий** (*48*), ось которого параллельна Тыркандинской зоне глубинного разлома. Таким образом, напрашивается вывод, что линейные складки Тимптоно-Учурской складчатой системы как бы связаны с наличием ряда глубинных разломов. Последние, вероятно, служили каналами для проникновения магмы, образовавшей комплекс вулканических пород, неравномерно распространенных в первичноосадочной толще. Тыркандинский антиклинорий сложен породами верхнесуннагинской свиты. Ось антиклинория прослеживается с севера на юг и юго-восток по обнаженным на дневной поверхности кристаллическим образованиям верхнесуннагинской свиты. Последние, выходя из-под чехла платформенных отложений в бассейне р. Угуна, простираются в юго-восточном направлении до бассейна верхнего течения р. Джелтулаха. Здесь ось структуры виргирует. Та и другая ветви виргации в бассейне р. Мус-Оннье срезаются разрывными нарушениями зоны Суннагино-Ларбинского глубинного разлома. Крылья антиклинория нарушены многочисленными дизъюнктивными деформациями и осложнены мелкими складками. Строение антиклинория асимметричное. Углы падения западного крыла (60—80°) более крутые, чем восточного (50—60°).

Кроме линейного Тыркандинского антиклинория, крупной складчатой структурой района является **Северо-Суннагинский антиклинорий** *(49),* фиксирующийся выходами на дневную поверхность пород нижнесуннагинской и верхнесуннагинской свит. Ось структуры имеет форму неправильной дуги, имеющей северо-западное, широтное и северо-восточное простирания. Частично антиклинорий перекрыт платформенными отложениями кембрия. Погружение шарнира антиклинория происходит от центра дуги к ее флангам. По простиранию ось антиклинория трижды виргирует. В северо-восточной части структуры одна из побочных ветвей виргации отходит в бассейн нижнего течения р. Улахан-Силигли, простираясь сначала на запад, затем поворачивает на северо-запад и север. В верховье р. Улахан-Силигли в центральной части структуры от основной оси антиклинали отходит побочная ветвь в юго-восточном направлении. Шарнир ее резко погружается, обусловливая замыкание складки. Юго-восточным продолжением антиклинория является Курунгская антиклиналь (*50*), шарнир которой, постепенно воздымаясь в юго-восточном направлении, срезается Суннагино-Ларбинским глубинным разломом. Третья побочная ветвь в северо-западной части структуры простирается в северо-западном направлении до бассейна р. Оччугуй-Суннагин, где и наблюдаются ее периклинальные окончания. На крыльях Северо-Суннагинского антиклинория развиты осложняющие его складки третьего и более высоких порядков. Углы падения на крыльях колеблются в пределах от 40—50 до 70—80°. Встречаются опрокинутые залегания, особенно на юго-восточном и северо-восточном крыльях антиклинали.

Севернее располагается Силеглинская синклиналь (*51*), фиксируемая выходами пород сутамской свиты. В ядре она нарушена параллельными субширотными разломами. Ось синклинали в общем параллельна оси Северо-Суннагинского антиклинория, однако менее изогнута. Западный конец ее дуги простирается на запад-северо-запад, восточный — на северо-восток, затем круто поворачивает на восток. В месте поворота ось складки виргирует с образованием побочных ветвей, отходящих от главной оси на северо-запад. Шарнир складки плавно воздымается в направлении от центра дуги к ее концам. Углы падения

на крыльях крутые (60—80°), на южном крыле слои нередко запрокинутые.

В бассейне р. Кыахаана развита тоже дугообразная узкая Кыахаанская синклиналь *(52)*. Ось ее параллельна оси Северо-Суннагинского антиклинория и ее северо-западной ветви. Западный конец дуги резко изогнут, здесь простирание меняется с субширотного на меридиональное. Эта часть синклинали имеет симметричное строение с углами падения крыльев 30—40°. К востоку складка имеет опрокинутый характер, крылья падают на юго-восток под углами 60—70°.

Южно-Суннагинский синклинорий *(53)* располагается между Северо-Суннагинским и Тыркандинским антиклинориями и имеет вид обширной чаши. В его систему входит ряд складок второго порядка. Ядерная часть синклинория сложена породами сутамской свиты, обнажающимися из-под платформенного чехла в долине среднего течения Алдана и простирающимися в бассейн нижнего течения р. Гыныма, где они срезаются Суннагинским глубинным разломом. По характеру это линейная структура, простирание оси которой изменяется от северо-западного до субширотного. Строение синклинория симметричное, углы падения крыльев крутые, порядка 60—80°. В бассейне р. Ыалбына наблюдается опрокинутое залегание слоев.

От основной оси синклинория в бассейне р. Джелтулаха в южном направлении отходят побочные ветви — Орогдакитская синклиналь (54) и Верхне-Суннагинская синклиналь (*55*).

Орогдакитская и Верхне-Суннагинская синклинали разделены Джелтулинской антиклиналью (*56*). Эта структура сильно нарушена разломами и осложнена мелкой складчатостью. В ядрах мелких синклиналей обнажаются породы кюриканской свиты, антиклинали сложены породами верхнесуннагинской свиты. Углы падения на крыльях складок колеблются от 70 до 80°. Нередко наблюдается опрокинутое залегание.

Южная часть Южно-Суннагинского синклинория осложнена несколькими антиклиналями, в ядрах которых выходят породы нижнесуннагинской свиты. Наиболее крупная из них расположена в бассейне нижнего течения р. Или — Гынымская брахиантиклиналь (*57*). Ось ее имеет субмеридиональное и северо-западное простирания, шарнир погружается в этом же направлении. В бассейне р. Или структура срезана разломом и перекрыта платформенными отложениями Гынымской впадины. Углы падения периклинальной части складки крутые (60—70°), ближе к своду более пологие (30—40°). Антиклиналь осложнена целой серией веерообразно расходящихся от ее центра мелких складок, шарниры которых резко погружаются. Кроме перечисленных структур встречены небольшого размера куполовидные брахиантиклинали, которые располагаются в бассейне р. Сеймдье и в бассейне р. Талла. Обе имеют почти округлую форму в плане. Поперечник их не превышает 15—20 *км*.

Учурский синклинорий *(58)* располагается в восточной окраинной части Суннагинского района. Его южная часть срезана разломом и погружена под платформенные отложения Гынымской впадины, северная также перекрыта толщей кембрийских пород. Ось Учурского синклинория дугообразной формы, простирается, в общем, в субмеридиональном направлении. Центральная часть синклинория имеет нормальное строение с углами падения крыльев 40—60°.

На крыльях синклинорий осложнен складками второго и более высоких порядков, причем более сложно устроено западное крыло. Здесь выделяются Магантасская (*59*) и Верхне-Мугусканская (*60*) синклинали, фиксирующиеся выходами пород верхних горизонтов сун-

нагинской и кюриканской свит, и Мугусканская антиклиналь (*61*), ядро которой сложено породами нижних горизонтов сутамской свиты. Магантасская синклиналь является линейной структурой и имеет субмеридиональное простирание. В бассейне среднего течения р. Мёгюскяна ось складки виргирует, основная ветвь ее протягивается в южном направлении и в бассейне р. Чайдаха срезается зоной разлома. Строение складки симметричное, иногда наблюдается запрокидывание на запад. Углы падения крыльев крутые (60—80°). Побочная ветвь складки имеет юго-западное простирание, затем оно изменяется на субширотное и в бассейне верхнего течения р. Улахан-Силигли наблюдается ее центроклинальное окончание. Углы падения здесь также крутые (50—70°), отмечается запрокидывание этой части складки в южном направлении.

Мугусканская антиклиналь простирается почти параллельно Магантасской синклинали в субширотном направлении, из бассейна среднего течения р. Алдана в субмеридиональном направлении. Она так же, как и Магантасская синклиналь, на севере перекрыта нижнекембрийскими отложениями, а на юге — в бассейне р. Мёкюнде, правого притока р. Мёгюскяна, наблюдается ее периклинальное замыкание. Это линейная, узкая, нормальная или запрокинутая складка. Углы падения крыльев 40—50°.

Таким образом, складчатые сооружения Суннагинского района имеют линейно-купольное строение, обусловленное своеобразием характера деформации этого этапа архейского тектогенеза. Суннагинская структурная зона разделяется Суннагино-Ларбинским разломом на две части. К северу от него расположены вышеописанные структуры, образующие пологую дугу, выгнутую к югу. Южнее Суннагино-Ларбинского разлома складки имеют северо-западное простирание. Наиболее крупными структурами этой части зоны являются: Моныкрская и Алгаминская антиклинали, Утукская и Нингамская синклинали.

Первая из них — Моныкрская антиклиналь *(62)*, вероятно, является продолжением Тыркандинского антиклинория. Она сложена породами верхнесуннагинской и вышележащих свит и контролируется Тыркандинским разломом. Указанная антиклиналь расположена в бассейне р. Гонама и прослеживается из верховьев р. Сеймджи в верховья р. Моныкра в юго-восточном направлении. Шарнир антиклинали довольно круто (под углом 20—30°) погружается в северо-западном направлении, вызывая брахиальное замыкание структуры. Строение антиклинали асимметричное: западное крыло более крутое (50—70°), восточное более пологое (20—40°). Крылья осложнены складчатостью третьего и более высоких порядков и параллельными разломами.

Кроме Моныкрской антиклинали в этой зоне выделяется еще ряд крупных складок. Алгаминская антиклиналь (*63*) выделяется на юго-востоке описываемой территории в бассейне верхнего течения р. Алгамы. Шарнир складки плавно погружается в северо-западном направлении. Северо-восточное крыло антиклинали нарушено разломами, ограничивающими Токинскую впадину. Углы падения в юго-восточном крыле большей частью средние (30—40°), реже крутые (до 75°), что связано с наличием мелких опрокинутых на северо-восток складок.

Северо-восточнее Моныкрской антиклинали расположена Нингамская синклиналь *(66)*, имеющая северо-западное простирание. На севере и юго-востоке она перекрыта горизонтально залегающими отложениями платформенного чехла. Ядро складки сложено породами сутамской свиты, крылья — породами кюриканской свиты. Крылья усложнены мелкой складчатостью, разбиты системой разломов на блоки, иногда со значительной амплитудой смещения.

К югу от Алгаминской антиклинали в бассейне Альванара, Утука, Худуркана и Аюмкана расположена крупная синклинальная структура — Утукская синклиналь (*64*). В ядре ее обнажаются породы сутамской свиты, на крыльях — юриканской и верхнесуннагинской свит. Ось структуры погружается в северо-западном направлении. Крылья усложнены серией разломов и мелких изоклинальных складок. Южное крыло синклинали прорвано крупным массивом мезозойских гранитоидов.

Чаро-Олекминская складчатая система

Чаро-Олекминская система расположена в западной части Алданского щита. Она ограничивается Становым, Жуинским и Амгинским разломами, а на севере образует складчатое основание Березовского прогиба. Эта система характеризуется складчато-глыбовым строением и сформирована архейскими метаморфическими образованиями курультинской, олекминской и борсалинской серий. Породы курультинской серии метаморфизованы в гранулитовой, олекминской и борсалинской в амфиболитовой фациях метаморфизма. Магнитное поле этой части Алданского щита характеризуется слабоположительными (+5 *мэ*) и отрицательными (—2 *мэ*) аномалиями. Направление аномалий согласуется с простиранием складчатых структур. Отчетливо выделяются две меридиональные зоны положительных аномалий: Амгинская и Токкинская. Обе они соответствуют зонам глубинных разломов. Гравитационное поле отрицательное и не отличается от центральных районов щита. Простирание складчатых структур, сформированных породами различных серий, согласное. Породы курультинской серии почти всегда слагают крупные блоки — горсты, ограниченные разломами, по которым устанавливаются значительные (первые километры) амплитуды перемещения.

Выходы пород борсалинской серии приурочены к опущенным блокам, прилегающим к Олдонсинскому горст-антиклинорию. Наиболее крупными структурами Чаро-Олекминской складчатой системы являются Олекминский и Токкинский синклинории, сложенные породами различных свит олекминской серии, и Олдонсинский горст-антиклинорий, сложенный породами курультинской серии. Все структуры имеют меридиональное простирание.

Олекминский синклинорий *(67)* занимает бассейны р. Олекмы с притоками Денгсик, Орюс-Миэле, Тас-Миэле, Крестях, Тас-Хойко, Тунгурча и Тунгурчакан. В его систему входит целый ряд линейных складок антиклинального и синклинального характера, шарниры которых, испытывая незначительную ундуляцию, в целом погружаются в северном направлении. Синклинальные складки широкие и пологие, антиклинальные — более узкие и крутые. Углы падения крыльев синклиналей обычно колеблются в пределах 30—50, реже 15—30°, нередко наблюдается горизонтальное залегание в ядерных частях структур. В антиклиналях углы падения круче (60—80°), особенно в южной части синклинория.

Ось синклинория протягивается в северо-западном и меридиональном направлениях. На левобережье р. Тас-Миэле ось складки виргирует. Шарнир западной ветви воздымается в южном направлении, а восточная ветвь погружается под осадочные отложения Тунгурчинской впадины. Благодаря погружению шарнира в ядре синклинория с продвижением на север-северо-запад происходит постепенная смена древних пород (нютская свита) более молодыми (хойкинская свита). Западное крыло структуры пересекает Тарын-Темулякитская зона разломов. Во-

сточная и западная ветви разделены Тас-Миэляхской антиклиналью. Крылья их осложнены более мелкой складчатостью различного порядка. Падение крыльев обычно пологое (15—30°), реже углы достигают 50° и более.

Тас-Миэляхская антиклиналь (*69*) сложена породами нютской свиты. Ось ее имеет субмеридиональное простирание. Западное крыло складки нарушено разломами Тарын-Темулякитской зоны. Углы падения крыльев антиклинали часто достигают 80°.

В систему Олекминского синклинория входит и Орюс-Миэляхская синклиналь (*70*). В ядре ее широко развиты наиболее верхние части разреза олекминской серии. Ось складки в районе устья р. Орюс-Миэле виргирует. Западная ветвь довольно быстро замыкается, восточная же продолжается в бассейн р. Тас-Хойко, где скрывается под осадочными отложениями нижнего кембрия. Углы падения на крыльях синклинали пологие, порядка 15—30°.

Указанные синклинали разделены Темулякитской антиклиналью (*71*), ядерная часть которой сложена породами хойкинской и крестяхской свит. Ось складки изогнута, простирание ее меняется от меридионального в северной части до северо-западного в южной. В районе устья р. Темулякита она испытывает виргацию. Углы падения крыльев антиклинали 20—35°. Отмечаются осложняющие их складки третьего порядка. Шарнир антиклинали погружается на север.

Кроме вышеописанных структур на восточном крыле Олекминского синклинория выделяются две параллельные складки меридионального простирания: Крестяхская синклиналь (*72*) и Енюкинская антиклиналь (*73*). Обе складки сравнительно узкие с более крутыми падениями крыльев (30—65°).

В междуречье Тунгурчи и Нелюки к данной же системе Олекминского синклинория относится еще одна складка — Ченчинская антиклиналь (*74*), в ядре которой выходят породы нютской свиты. В северной части ось складки круто изгибается, меняя простирание от меридионального до северо-восточного. Эта складка наиболее крутая, ее крылья падают под углами порядка 50—70°.

Токкинский синклинорий (*75*) располагается в бассейнах средних течений Токко и Чаруоды. В результате последующих процессов тектогенеза его крыльях и ядро сильно нарушены дизъюнктивными нарушениями и прорваны гранитными интрузиями. Здесь выделяется несколько антиклинальных и синклинальных складок, не имеющих большой протяженности благодаря перемещению отдельных блоков по разломам.

В центральной части синклинория выделяется Чаруодинская синклиналь, простирающаяся в север-северо-восточном направлении. И северная, и южная ее части нарушены разломами. В ядре складки обнажаются породы мордженской свиты, на крыльях — крестяхской, хойкинской и нютской свит. Крылья синклинали также нарушены разломами. Углы падения пород на крыльях 30—45° и круче 50—70°. Последние связаны с развитием осложняющих складок более высоких порядков. На западном крыле синклинория отмечается Кебектинская синклиналь (*76*). Она также ограничена разломами и обнажается лишь ее ядерная часть, сложенная породами крестяхской и мордженской свит. Простирание оси складки север-северо-западное. Погружение шарнира происходит в этом же направлении.

Олдонсинский антиклинорий (*65*) имеет глыбовое строение. Он занимает междуречье Чаруоды и Олекмы. В его строении участвуют нижние части разреза олекминской серии. К центральной части антиклинория приурочены глыбы, сложенные породами курультинской серии. План деформации пород курультинской серии в глыбах и пород олек-

минской серии совпадает. Глыбы имеют удлиненную форму, ориентированную в направлении общего простирания структур Чаро-Олекминской складчатой системы.

Оломокитская глыба в пределах описываемого региона является наиболее характерной. Она вытянута в меридиональном направлении и имеет вид клина (длина 120 *км*, ширина 30 *км*), ограниченного крупными разломами. Вдоль западной границы глыбы интенсивно проявился гранитоидный магматизм. К разлому, ограничивающему Оломокитскую глыбу с востока, приурочено внедрение основных пород амнуннактинского комплекса. Внутренняя структура глыбы представляет моноклиналь с падением на запад-северо-запад под углом 60—70°. В восточной части моноклинали углы падения меньше, порядка 30—40°.

В юго-западной части региона выделяется Ханинская глыба, сложенная породами курультинской серии. Большая часть ее располагается за границей Южной Якутии.

Общая структура Чаро-Олекминской складчатой области осложняется своеобразными наложенными прогибами, выполненными образованиями борсалинской серии, формирование которых происходило уже после складчатости и метаморфизма кристаллических образований олекминской серии. Прогибы эти приурочены к зонам глубинных разломов, т. е. к наиболее ослабленным участкам архейской складчатой структуры. Эти же зоны служили подводящими каналами для магматических пород как в процессе накопления осадочно-вулканогенной толщи борсалинской серии, так и в процессе ее складкообразования. Они фиксируются довольно протяженными поясами массивов основных пород амнуннактинского комплекса. Позднеархейские тектонические движения происходили в условиях достаточно высокого термодинамического режима, способствовавшего региональному метаморфизму пород борсалинской серии.

На территории Южной Якутии вдоль Амгинского и Тарын-Темулякитского глубинных разломов располагаются Билирский и Тяньский прогибы, а западнее зоны Токкинского глубинного разлома — Тарыннахский прогиб.

Складчатые структуры в прогибах несколько необычны. В наиболее крупных и широких из них наблюдаются необращенные синклинории, форма которых, по-видимому, унаследовала форму прогибов, в которых происходило осадконакопление. Складки второго порядка обычно широкие, неглубокие, изредка брахиформные с умеренными углами падения (20—60°).

Внутренняя структура мелких прогибов значительно сложнее. В результате сильных подвижек очень сближенных блоков здесь наблюдаются опрокинутые, иногда изоклинальные складки.

Становая складчатая система

Под этим названием выделяются складчатые структуры, сложенные породами курультинской и олекминской (становой) серий, расположенные к северу от Станового глубинного разлома. Для этой системы характерно общее субширотное простирание складок, в общем параллельное Становому разлому. Предполагается, что Становая складчатая система заложена на раздробленном основании ранее сформированной Алдано-Тимптонской складчатой системы, глыбы которой погружены под мощную толщу позднеархейских пород. Глыбовое строение этой области отчетливо подчеркивается мощными зонами диафторитов. Аномальное магнитное поле Становой зоны характеризуется чередованием крупных положительных и отрицательных аномалий не-

больших градиентов. Простирание аномалий согласуется с простиранием складчатых структур. Положительные значения аномалий характерны для участков, сложенных метаморфическими породами, отрицательные — приурочены к крупным массивам гранитоидов.

Конфигурация складок здесь в значительной мере определяется направлением зон глубинных разломов раннеархейского заложения. Становая зона попадает в область интенсивного проявления мезозойской активизации, поэтому здесь наблюдается чрезвычайно сильная раздробленность структур, возникшая в результате выдвижения отдельных блоков и внедрения интрузий.

Основной складчатой структурой района является **Верхне-Алданский синклинорий,** расположенный в верховьях Алдана. Ядро этого синклинория сложено породами курбаликитской свиты, крылья — зверевской, иманграканской и каруракской свит. Таким образом, здесь можно наблюдать весь разрез курультинской серии. Простирание синклинория широтное. Углы падения на крыльях 40—60°. Южное крыло оборвано Становым разломом, северное усложнено целым рядом складок более высоких порядков, наиболее крупными являются Правоунгринская *(36)* и Верхне-Чульманская *(38)* синклинали и Верхне-Унгринская *(37)* и Алдано-Унгринская антиклинали *(39)*. К крыльям синклинория приурочены многочисленные интрузии ультрабазитов. В ядре синклинория интенсивно проявился гранитоидный магматизм. В ядре и на крыльях наблюдается целая серия разломов меридионального и северо-западного простираний, большая часть которых имеет древнее заложение. К некоторым из них приурочены мощные зоны катаклазитов, милонитов и диафторитов. В узких грабенах — Чульманском и Верхне-Алданском сохранились нижнепротерозойские и юрские отложения. Многие из разломов отчетливо выражены в рельефе. Все эти факты указывают на неоднократное обновление древних зон разломов. Амплитуда перемещения отдельных блоков достигает, вероятно, нескольких километров. Северное крыло Верхне-Унгринской антиклинали срезается широтной зоной разлома, севернее которого расположена Верхне-Чульманская синклиналь *(38)*, сложенная гнейсами и кристаллическими сланцами курбаликитской свиты. Северное крыло ее также срезается разломом, сопровождающимся зоной милонитов и диафторитов. На северном крыле Верхне-Алданского синклинория на правобережье р. Алдана по выходам амфиболовых и пироксеновых гнейсов иманграканской свиты выделяется Алдано-Унгринская антиклиналь. Крылья антиклинали усложняют мелкие изоклинальные складки. Параллельно оси складки прослеживаются маломощные зоны диафторитов и милонитов. Северное крыло складки срезается Южно-Якутским надвигом, ограничивающим с юга Чульманскую впадину.

На водоразделе Алдана и Нюкжи на северном склоне Станового хребта расположена Алдано-Чильчинская синклиналь *(35)*. В ядре ее обнажаются породы курбаликитской свиты, на крыльях — зверевской и иманграканской. Углы падения на северном крыле складки 40—60°, южное крыло срезается Становым разломом.

Восточнее, в бассейне р. Иенгра, расположена Иенгрская антиклиналь *(40)* северо-западного простирания. В верховьях р. Чульмана складка брахиально замыкается. При пересечении долины Иенгры ось антиклинали виргирует. В ядре обнажаются нижние части разреза курультинской серии — каруракская свита, на крыльях — иманграканская и зверевская свиты. Углы падения пород на крыльях крутые.

Южнее Окурданского и Токариканского грабенов расположена Сыгынахская брахиантиклиналь *(41)*. Ось ее, плавно изгибаясь, образует дугу, обращенную выпуклостью к югу. Простирание ее хорошо согласу-

ется с простиранием осей Окурданской и Мёлёмкёнской антиклиналей. Разворот оси брахиантиклинали хорошо вписывается в план деформаций пород федоровской и иджакской свит. Сыгынахская брахиантиклиналь сложена породами иманграканской свиты. Северное крыло ее нарушено разломами. Углы падения на крыльях 40—60°.

НИЖНЕ-СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот структурный комплекс включает образования удоканской серии, субганского и чульманского комплексов и кебектинской свиты, сохранившиеся в грабенах и представляющие собой фрагменты некогда единой геоструктуры, разобщенной в процессе инверсии и последующей денудации. Относительно геотектонического положения этого комплекса существуют различные точки зрения. Л. И. Салоп, Ю. В. Богданов связывают образование Удоканского прогиба с развитием Байкальской миогеосинклинали, побочная ветвь которой протягивалась в бассейн р. Олекмы. А. С. Лейтес, Ю. К. Дзевановский, Е. П. Миронюк, В. С, Федоровский относят Удоканский прогиб к эоплатформенным (протоплатформенным) структурам. В пределах Удоканского прогиба выделяются две структурно-фациальные зоны: Кодаро-Удоканская и Хани-Субганская.

Первая из них располагается в основном за пределами Якутии. В пределах описываемой территории к этой зоне могут быть отнесены Итгилякский, Эвонокитский грабены и Соготохская грабен-брахисинклиналь. Формирование тектонических структур Кодаро-Удоканской зоны сопровождалось метасоматической переработкой, гранитизацией, перестройкой древних структур в результате пластического истечения гранитоидного материала. Вновь возникшие ремобилизованные гранитоиды образовали гранитно-гнейсовые купола, чаши, валы.

Хани-Субганская структурно-фациальная зона расположена к востоку от Кодаро-Удоканской. К этой зоне относятся грабены и грабен-синклинали, расположенные в бассейнах рек Токко, Олекмы и Амедичи (Угуская, Олдонсинская, Нижне-Ханинская грабен-синклинали. Диендинский, Тунгурчаканский, Субганский, Ярогинский, Билирский, Чекчойский, Соктокутский, Сырылырский грабены), а также Чульманский, Давангро-Хугдинский, Атугей-Нуямский грабены, расположенные вдоль южной окраины Алданского щита.

В западной части Хани-Субганской зоны нижнепротерозойские образования слагают широкие грабен-синклинали (Угуская, Олдонсинская, Нижне-Ханинская). Они имеют почти изометричную форму, ограничены сбросами. Протерозойские отложения Нижне-Ханинской грабен-синклинали образуют симметричную мульду. Углы падения постепенно уменьшаются к центру структуры от 50° до горизонтального. Олдонсинская и Угуская грабен-синклинали имеют асимметричное строение. Углы падения пород изменяются от периферии к центру от 20 до 1°. Вдоль разлома, ограничивающего с востока Угускую грабен-синклиналь, наблюдается микроскладчатость. В этой структуре помимо нижнепротерозойских отложений присутствуют и более молодые образования условно нижне-среднепротерозойского возраста (кебектинская свита), залегающие несогласно на различных свитах нижнего протерозоя.

Степень метаморфизма лишь в редких случаях достигает эпидот-амфиболитовой фации.

Диендинский, Субганский, Ярогинский грабены вытянуты в меридиональном направлении. Внутренняя структура их представлена на крутой моноклиналью, усложненной мелкими асимметричными кулисообразными изоклинальными складками. Отложения, заполняющие грабены, метаморфизованы до средних ступеней амфиболитовой фации.

Чульманский, Давангро-Хугдинский и Атугей-Нуямский грабены рассматриваются как фрагменты широтной ветви Удоканского прогиба. Нижнепротерозойские отложения в этих грабенах смяты в мелкие крутые, иногда опрокинутые складки субширотного простирания с углами падения крыльев 70—80°.

Вышеприведенные данные о строении грабенов и грабен-синклиналей свидетельствуют о том, что складкообразование в этих структурах связано с блоковыми перемещениями кристаллического фундамента. Формированием нижне-среднепротерозойского комплекса пород и завершился доплатформенный этап развития рассматриваемой территории.

СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ

Формирование структурных комплексов платформенного чехла Алданского щита происходило в течение длительного периода, продолжавшегося свыше 1,5 млрд. лет. В этот период как в фундаменте после его консолидации, так и в разновозрастных толщах платформенного чехла все даже мощные процессы тектогенеза, происходившие в смежных областях, находили свое отражение лишь в виде дизъюнктивных деформаций и дифференцированных блоковых движений, часто сопровождавшихся интрузиями, а также в общей тенденции всего щита к воздыманию. В результате этих деформаций образовалась сложная система горстов и грабенов, сводов и прогибов каскадно-блокового строения. Одностороннее поднятие Алданского щита достигает своего максимума на юге — в зоне сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью. Т. Н. Спижарский, И. С. Рожков, К. Б. Мокшанцев и др. рассматривают структуру платформенного чехла как Алданскую антеклизу. Нам представляется неприемлемым такое определение структуры, так как в этом случае должно быть два противоположно направленных крыла. В действительности же на всей площади распространения осадочных образований чехла наблюдается моноклинальное падение пород на север, т. е. одно северное крыло.

Чехол платформы представлен тремя структурными комплексами — верхнепротерозойским, нижне-среднепалеозойским и мезозойским. Современные границы этих комплексов тесно связаны с проявлением мезозойско-кайнозойских деформаций и последующей денудации [1].

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

В верхнепротерозойский структурный комплекс включены отложения самого раннего цикла седиментации платформенного этапа развития региона. Верхнепротерозойские отложения распространены главным образом в краевых частях щита, где выполняют платформенные или краевые прогибы (Березовский, Алдано-Майский, Учуро-Майский, Юдомо-Майский). В центральной части щита они отсутствуют. Вероятно, в период осадконакопления этого этапа уже формировалось пологое сводовое поднятие и центральная часть щита служила областью сноса.

Литологические особеннности и характер разреза верхнепротерозойских отложений находятся в прямой зависимости от приуроченности их к той или иной структурно-фациальной зоне. В Березовском прогибе они относятся к Чарской структурно-фациальной зоне и входят в

[1] Кайнозойский комплекс и новейшие тектонические деформации описаны в разделе «Неотектоника». — *Прим. ред.*

состав патомской серии. В Алдано-Майском и Учуро-Майском прогибах они относятся к Юдомо-Майской структурно-фациальной зоне и входят в учурскую и майскую серии. В южной части Березовского прогиба верхнепротерозойские отложения представлены терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными породами ималыкской и дикимдинской свит патомской серии и достигают мощности 500—1000 *м* (бассейны нижних течений Чары, Токко и Олекмы). В восточном направлении в сторону центральной части щита их мощность сокращается до метров и они выклиниваются. На западе, уже за пределами Южной Якутии, ими выполняется Байкало-Патомский прогиб. Мощность их возрастает до 8000—10000 *м* (Мокшанцев и др., 1964).

В Алдано-Майском прогибе верхнепротерозойская толща терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных пород майской серии полого (до 1°) падает на северо-восток и имеет мощность 300—800 *м* (бассейн нижнего течения Маи). Максимальная мощность отложений верхнего протерозоя наблюдается в смежном Юдомо-Майском краевом прогибе, где она достигает 7000 *м*. В юго-западном направлении (вверх по течению Алдана и Амги) толща верхнепротерозойских отложений выклинивается (близ широтного отрезка долины Алдана).

В Учуро-Майском прогибе верхнепротерозойский структурный комплекс состоит из терригенных и карбонатных отложений учурской и майской серий, имеющих состав, строение и мощность, сходные с одновозрастными образованиями Алдано-Майского прогиба и также падающие под углом до 1° на северо-восток в сторону Юдомо-Майского прогиба. Такое сходство состава и строения толщи верхнепротерозойских отложений указанных прогибов доказывает, что в верхнем протерозое это была единая область седиментации. Расчленение ее связано с выдвижением группы кулисообразно расположенных горстов (Суннагинского, Дыгдинского). Максимальная мощность верхнепротерозойских отложений Учуро-Майского прогиба достигает 1600 *м* (бассейн средних течений Юдомы и Маи). В юго-западном направлении она резко сокращается.

НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Этот комплекс образован платформенными отложениями кембрия, ордовика и силура. Он представлен прибрежно-морскими фациями осадочных пород, седиментация которых происходила в условиях слабой тектонической активности региона. В формировании указанного комплекса отмечаются два этапа. В первый этап благодаря погружению северной части территории и воздыманию южной происходило формирование пологой моноклинали, сложенной нижнекембрийскими отложениями. В северо-западной части территории в это время продолжал формироваться Березовский прогиб, а в восточной части — Алдано-Майский и Учуро-Майский прогибы и расчленяющие их Дыгдинское поднятие. Для второго этапа, отвечающего времени формирования средне- и верхнекембрийских и силурийских отложений, характерно образование Лено-Алданского поднятия, разобщившего ранее существовавший единый бассейн седиментации на два — Березовский и Алдано-Майский прогибы Березовский прогиб продолжал развиваться до силура включительно. Алдано-Майский прогиб, вероятно, существовал лишь в среднем кембрии. Позже он был вовлечен в поднятие. Во время формирования нижне-среднепалеозойского структурного комплекса неоднократно происходили дифференцированные поднятия, обусловившие перерывы в осадконакоплении и частичный размыв ранее сформированных толщ. Подтверждением вышеописанных условий формирования палеозойского

структурного комплекса являются: 1) весьма пологое (0°5′) или близкое к горизонтальному залегание пород на большей части площади их развития и несколько более крутое (1—2°) в прогибах; 2) закономерное изменение мощности кембрийской толщи с юга на север и к западу и востоку — в сторону погружения кристаллического фундамента.

Моноклинальное залегание палеозойских пород усложняется пологими структурами типа выступов, структурных носов, пологих куполов и мульд.

Таким образом, в палеозое продолжали унаследованно развиваться верхнепротерозойские структуры: Березовский прогиб, Лено-Алданское поднятие, Алдано-Майский прогиб, Дыгдинское поднятие и Учуро-Майский прогиб.

Березовский прогиб расположен в бассейнах нижних течений Чары, Токко, Олекмы и Туолбы в краевой северо-западной части Алданского щита. Кристаллическое основание прогиба представляет собой каскадно погружающуюся на северо-запад по разломам северо-восточного простирания, блоково-грабеновую структуру. Указанный прогиб как составная часть северного склона щита во время морских трансгрессий служит областью более ранней и наиболее длительной седиментации. В отдельные циклы седиментации (в верхнем протерозое, в среднем и верхнем кембрии, в ордовике и силуре) площадь его развития ограничивалась внутренними контурами впадины. При более широком площадном распространении осадкообразования в нем, как в конседиментационной структуре, возрастала мощность накапливающихся осадочных толщ. В том и другом случае в период седиментационного цикла образуется единый структурно-фациальный комплекс Сибирской платформы, с характерными платформенными фациями, литологическими особенностями и составом отложений.

На современном этапе геологического развития Березовский прогиб представляет собой односторонне погруженную структуру почти постоянной ширины, равную 160—180 *км*, ограниченную и разбитую на блоки системами разрывных деформаций Жуинской и Чаруодоканской зон глубинных разломов субмеридионального и северо-восточного направлений. Простирается эта структура из бассейна р. Чары до бассейна среднего течения р. Лены, выходя далеко за пределы освещаемой территории. Березовский прогиб граничит с Байкало-Патомским краевым прогибом Байкальской складчатой системы и Вилюйской синеклизой.

Платформенная толща, выполняющая прогиб, образована терригенными и карбонатными морскими отложениями верхнего протерозоя, нижнего, среднего и верхнего кембрия, ордовика и силура, залегающими друг на друге без углового, но со стратиграфическом несогласием. Эта толща имеет моноклинальное залегание и полого (0—1°) погружается в северо-западном направлении. Мощность платформенных отложений здесь достигает 3000 *м* и более.

Лено-Алданское поднятие располагается в верхнем течении Алдана, Амги и Туолбы, разделяя Березовский и Алдано-Майский прогибы. Оно ограничено на западе Амгинским глубинным разломом, на юге — системами разломов северо-восточного и северо-западного направлений, на востоке — Буягинским глубинным разломом и на севере, за пределами Южной Якутии,— краевым швом Алданского щита и Вилюйской синеклизы. Оно имеет форму трапеции шириной до 550 *км* в основании (на юге), постепенно сокращающуюся в северном направлении до 100—150 *км*, и общей длиной по падению до 350—400 *км*.

Таким образом, Лено-Алданское поднятие представляет собой крупный блок, несколько приподнятый в южной части и погруженный на севере. Платформенные отложения здесь представлены карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями кембрия, образованными в течение одного седиментационного цикла. Они моноклинально падают на север. Угол падения не превышает 1°. Мощность постепенно возрастает с юга на север.

Алдано-Майский прогиб расположен в бассейне среднего течения р. Алдана и ограничен с запада, юга и востока Буягинским и Дыгдинским глубинными разломами. Кристаллическое основание прогиба имеет также блоковое строение и погружается по разрывным нарушениям в северо-восточном направлении. Прогиб имеет асимметричное строение. Наиболее погруженная его часть находится на левом склоне долины среднего течения р. Алдана. Северо-западное крыло прогиба пологое. Углы наклона платформенной толщи здесь не превышают 1°. Более крутое (1—3°) северо-восточное крыло на востоке срезается складчато-глыбовыми структурами Улахан-Бамского антиклинория.

Дыгдинское поднятие представлено серией кулисообразно расположенных горстов. Оно протягивается в широтном направлении от устья Чабды и Юдомы до р. Джанды (правый приток р. Алдана) на расстояние 175 *км*. Горсты имеют про-

тяженность 5—25 *км* и амплитуду поднятия 100—250 *м*. Начало формирования Дыгдинского поднятия, вероятно, следует относить к верхнему протерозою, так как здесь наблюдается уменьшение мощности верхнепротерозойских отложений майской и уйской серий. Кембрийские отложения залегают стратиграфически несогласно на верхнепротерозойских породах. Дифференцированное поднятие блоков фундамента обусловило формирование в осадочных породах чехла мелких куполовидных структур с размахом крыльев в несколько километров и углами падения 1—5°. Амплитуда поднятия данной структуры по отношению к прогибам составляет 250—350 *м*.

Учуро-Майский прогиб является наиболее крупной отрицательной структурой, осложняющей восточную часть северного склона Алданского щита. Он занимает обширную территорию, расположенную в бассейне среднего течения Амги, Алдана и Учура. На ранних этапах формирования чехла Сибирской платформы этот прогиб является краевой частью Юдомо-Майского прогиба и лишь в начале палеозоя оформился как самостоятельный Учуро-Майский прогиб и в дальнейшем не испытывал сколько-нибудь значительных деформаций. Интенсивное погружение наблюдается в области сочленения двух наиболее крупных в Южной Якутии Тыркандинской и Суннагино-Ларбинской зон глубинных разломов, совпадающих с центроклинальным окончанием прогиба. В результате этих деформаций образовалась осложняющая прогиб Верхне-Гынымская впадина (грабен). В области пересечения Суннагино-Ларбинской и Улканской зон глубинных разломов образовалась вторая, осложняющая его Марк-Кюэльская впадина. Учуро-Майский прогиб имеет северо-восточное направление. Он прослеживается на расстояние свыше 300 *км* и выполнен верхнепротерозойскими и нижнекембрийскими отложениями платформенных фаций мощностью до 1500 *м*. Мезозойские отложения на большей части площади прогиба отсутствуют (вероятно, эродированы) и отмечаются лишь в наиболее глубоко опущенной Верхне-Гынымской впадине.

Верхне-Гынымская впадина расположена в бассейне верхнего течения р. Гыныма. Она имеет изометричную форму в плане и ограничена со всех сторон разломами. Длина ее около 100 *км* при ширине 60—70 *км*. Амплитуда погружения свыше 1000 *м*. Впадина заполнена нижнекембрийскими и нижнеюрскими отложениями мощностью более 500 *м*. Отложения верхнего протерозоя в ней отсутствуют.

Марк-Кюэльская впадина охватывает бассейн р. Аима. Эта изометричная в плане структура размером 120×150 *км* выполнена отложениями верхнего протерозоя и нижнего кембрия общей мощностью 1000—1200 *м*. Залегание пород в ее центральной части почти горизонтальное, на склонах — под углами 3—5°. Указанные впадины, вероятно, были заложены еще в протерозое, но продолжали развиваться в палеозое и мезозое. Тектонические напряжения вызывали неоднократное дифференцированное перемещение блоков, которое в свою очередь вызвало деформацию пород осадочного чехла. Деформация чехла связана также с внедрением мезозойских интрузий.

МЕЗОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ КОМПЛЕКС

Отсутствие среднепалеозойских и раннемезозойских отложений на территории Южной Якутии свидетельствует о длительном периоде развития сводового, или, вернее, сводово-блокового, поднятия на юго-востоке Сибирской платформы. В результате были полностью или частично эродированы палеозойские отложения платформенного чехла и обнажился кристаллический фундамент. После длительного перерыва в осадконакоплении, продолжавшегося от силура до нижней юры, наступил новый цикл седиментации. Его начало соответствует времени общего погружения юго-восточной части Сибирской платформы, обусловившего трансгрессию моря на платформу, которая, однако, не распространялась на территорию Южной Якутии.

С наиболее ранним периодом мезозойского осадконакопления (нижний лейас) связано формирование в условиях прибрежной равнины терригенных пород укугутской свиты, выполняющих Алдано-Майский платформенный прогиб, возникший на месте ранее существовавшего здесь палеозойского прогиба. Такая унаследованная направленность в геологическом развитии данного региона, вероятно, связана с особенностью строения кристаллического фундамента, а возможно, и глубинных зон земной коры.

В пределах Южной Якутии прогиб имел северо-восточное простирание. Породы укугутской свиты полого падают на северо-восток. Угол падения не превышает 1—2°. На остальной территории Южной

Якутии осадконакопление (беркакитская свита) локализовалась в пониженных участках рельефа, занимавших весьма ограниченные площади. Позднее, в конце раннего лейаса, область осадконакопления распространилась на всю территорию Алданского щита, который вступил в новый этап развития, этап активизации.

В течение юры и раннего мела, в условиях неоднократно повторяющихся дифференцированных блоковых движений формируется мезозойский структурный комплекс, включающий в себя угленосные песчано-сланцевые и вулканогенно-осадочные отложения юры и нижнего мела. В мезозое активизируются почти все зоны ранее существовавших разломов. С наиболее глубинным из них связывается магматическая деятельность, которая наиболее интенсивно проявилась на юге Алданского щита, в зоне его сочленения с Джугджуро-Становой складчатой областью. Во внутренних частях щита возник ряд центров или узлов проявления интрузивного магматизма, сопровождавшихся наземным вулканизмом. Локализовались эти центры, как правило, в зонах пересечения глубинных разломов и сопровождались общим поднятием.

СТРУКТУРЫ ЭТАПА МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

С мезозойским этапом активизации Алданского щита и прилегающей к нему Джугджуро-Становой складчатой области связано образование трех крупных региональных структур: Джугджуро-Станового и Чаро-Учурского сводово-глыбовых поднятий и Южно-Якутского предгорного прогиба.

Поднимающийся Джугджуро-Становой свод был основной областью размыва и сноса обломочного материала, заполнявшего предгорный прогиб. Поднятие сопровождалось проявлением вулканизма, о чем свидетельствует галька эффузивных пород, присутствующая в составе юрских пород.

Чаро-Учурское сводово-глыбовое поднятие сформировалось несколько позже, так как в него вовлечены нижнеюрские образования, слагающие северную часть Южно-Якутского прогиба. Вероятно, оно возникло в эпоху максимальной постконсолидационной тектонической активизации Алданского щита. Этот свод простирается в широтном направлении более чем на тысячу километров от зоны Жуинских разломов до зоны Нелькано-Кыллыхских разломов (рис. 51, 52). Он имеет пологие склоны (1—4°), погружающиеся на север — в сторону платформы и на юг — в сторону Южно-Якутского прогиба. Зоны разломов расчленяют свод на крупные блоки, усложненные горстами, грабенами и впадинами более высоких порядков.

В пределах Чаро-Олекминского междуречья наиболее приподнятая часть свода находится в бассейнах Соктокута, Чаруодокана и Тумуллура и выделяется как Соктокут-Тумуллурское глыбовое поднятие. Оно включает в себя Соктокутский, Кебектинский, Токко-Алаткитский горсты, Олдонсинский древний грабен, Восточно-Удоканский горст и Ханинский грабен. Абсолютные высоты по оси свода колеблются в интервале от 1200 *м* на севере до 2100 *м* на юге. По периферии его северного крыла они снижаются до 300—550 *м*, а южного (Ханинский грабен) — до 200—500 *м*.

На Олекмо-Алданском междуречье располагается Чугино-Тунгурчинское сводово-глыбовое поднятие, ось которого проходит почти в центре Нелюкино-Намактинского междуречья. Высоты в вершине свода составляют 1000—1300 *м*. В центральной части поднятия обнажаются кристаллические породы фундамента, участками перекрытые карбонатными породами кембрия.

Северное крыло поднятия полого погружается в сторону северного склона щита. Абсолютные высоты здесь снижаются до 400—500 *м*. В верхнем течении р. Амги это крыло осложняется Онхойским горстом, Верхне-Амгинским поднятием, Субганским горстом и разделяющей их Балаганнах-Нелюкинской впадиной. Верхне-Амгинское поднятие отчетливо выражено в современном рельефе. Оно сложено архейскими, кембрийскими и юрскими образованиями. Широко распространены и

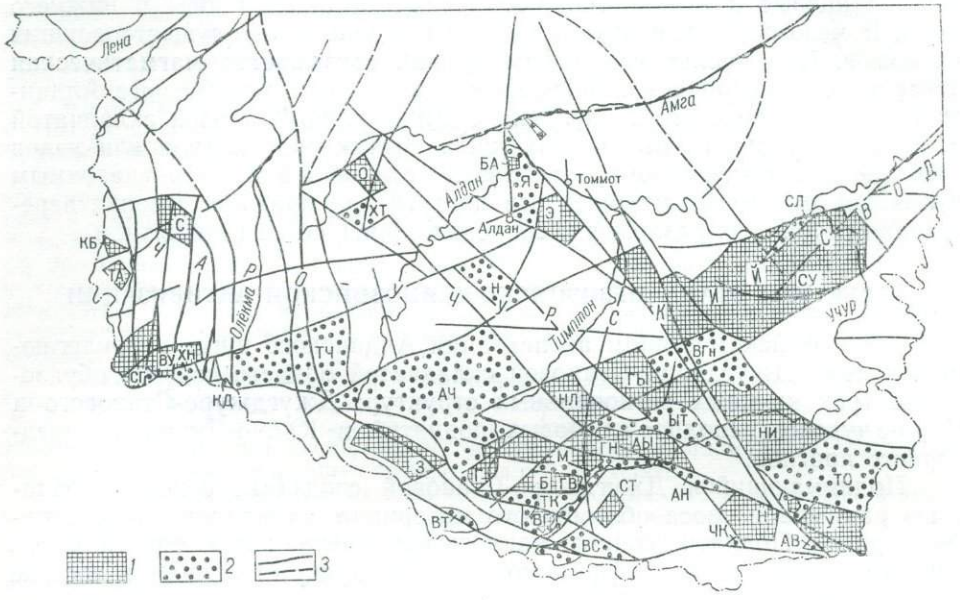


Рис. 51. Схема основных мезозойских блоковых структур Алданского щита

Чаро-Учурское сводово-глыбовое поднятие. *1* — горсты, осложняющие свод (КБ — Кебектинский; ТА — Токко-Алаткитский; С — Соктокутский; ВУ — Восточно-Удоканский; О — Онхойский; БА — Байнайский; З — Зверевский; Г — Горбыляхский; Э — Эльконский; СУ — Суннагинский; ГЫ — Гынымо-Ытымджинский; НЛ — Нельгюуинский; АЫ — Атугей-Ытымджинский; М — Мёлемкёнский; Б — Бруингрский; СТ — Сутамский); *2* — грабены и впадины (СГ — Соготохская; ХН — Ханинский; ТЧ — Тунгурчинская; ХТ — Хатырхайский; АЧ — Алдано-Чульманская; Н — Нимнырская; Я — Якокитский; ВТ — Верхне-Тимптонская; ВГ — Верхне-Гонамский; ВС — Верхне-Сутамский; ТК — Токарикано-Конёркитский; ГВ — Гувилгринская; ГН — Гюскангро-Нуямская; ЫТ — Ытымджинская; ВГн — Верхне-Гынымская; СЛ — Селиглинский; ТО — Токинская; АВ — Авгенкурский; ЧК — Чекатойский); *3* — разломы установленные и предполагаемые

мезозойские щелочные породы, образующие дайки, штоки, пластовые тела. Устанавливается закономерная связь щелочных интрузий с зонами разломов меридионального или северо-восточного простирания, соответствующего простиранию поднятия, что и позволяет нам рассматривать Верхне-Амгинское поднятие как мезозойское, которое продолжало формироваться и в кайнозое. Онхойский горст — это наиболее поднятый блок, расположенный в северо-западной части вышеописанного поднятия. В центральной его части обнажаются кристаллические породы фундамента. Амплитуда поднятия этого блока, вероятно, превышает 500 *м*, так как мощность кембрийских и юрских пород, распространенных на смежной территории, около 500 *м*. К разломам, ограничивающим горст, приурочены интрузии мезозойских щелочных пород.

Субганский горст расположен в осевой части поднятия и сложен кристаллическими породами фундамента. Его ограничивают Амгинская, Нелюкинская и Хани-Эльконская зоны разломов. Южное крыло этого поднятия по существу является северным крылом Тунгурчинской впадины.

На Алдано-Тимптонском междуречье выделяется Алдано-Эвотинское сводово-глыбовое поднятие. Максимальные высоты колеблются здесь в пределах 1000—1600 *м*. Южное крыло его довольно крутое (до 20°), осложнено каскадом небольших горстов и грабенов, образующих северное крыло Алдано-Чульманской впадины и определяющих начало виргации Чаро-Учурского свода на две ветви — Суннагино-Дыгдинскую и Гонамо-Идюмскую. На юго-востоке в качестве крупной осложняющей структуры выступает Горбыляхский горст, отделяющий Алдано-Чульманскую впадину от Токорикано-Конеркитского и Гувилгринского грабенов. Северное крыло поднятия, имеющее в общем пологое падение (от 1600 до 60—400 *м*), имеет сложное горсто-грабенное строение. В его пределах располагаются Центрально-Алданское поднятие, Якокутский грабен и Эльконский горст.

В пределах Тимптоно-Учурского междуречья Суннагино-Дыгдинская ветвь Чаро-Учурского свода представлена сложным Суннагинским горстом каскадно-глыбового строения, максимальные высоты которого достигают 1800—2300 *м*, снижаясь по оси свода в бассейне среднего течения Тимптона — на западе и в бассейне Учура — на востоке до 350—450 *м*. Северное крыло Суннагинского горста имеет довольно крутое ступенчатое падение, снижаясь до абсолютных высот 400—450 *м* в долине р. Алдана. Южное крыло более полого (6—10°), погружается и переходит в Верхне-Гынымскую впадину Учуро-Майского прогиба.

Гонамо-Идюмская ветвь Чаро-Учурского свода на площади Тимптоно-Сутамского междуречья представлена довольно сложным Гынымо-Ытымджинским горстом каскадного строения, максимальны высоты которого составляют 1200—2260 *м*. Северо-восточное крыло этого горста полого падает (2—3°) в восточном направлении и переходит в Гынымскую впадину. Его южное пологое крыло осложнено Ытымджинской и Верхне-Сутамской впадинами и расчленяющим их Гонамо-Сутамским сводово-глыбовым поднятием, в западной части которого располагается Сутамский горст высотой 1850 *м*, а в восточной — крупный Нуямский горст, высота которого на 700 *м* выше поднятия и достигает 2024 м. Нуямский горст отделяет Атугей-Нуямский грабен от Токинской впадины, Чекатойского и Авгенкурского грабенов.

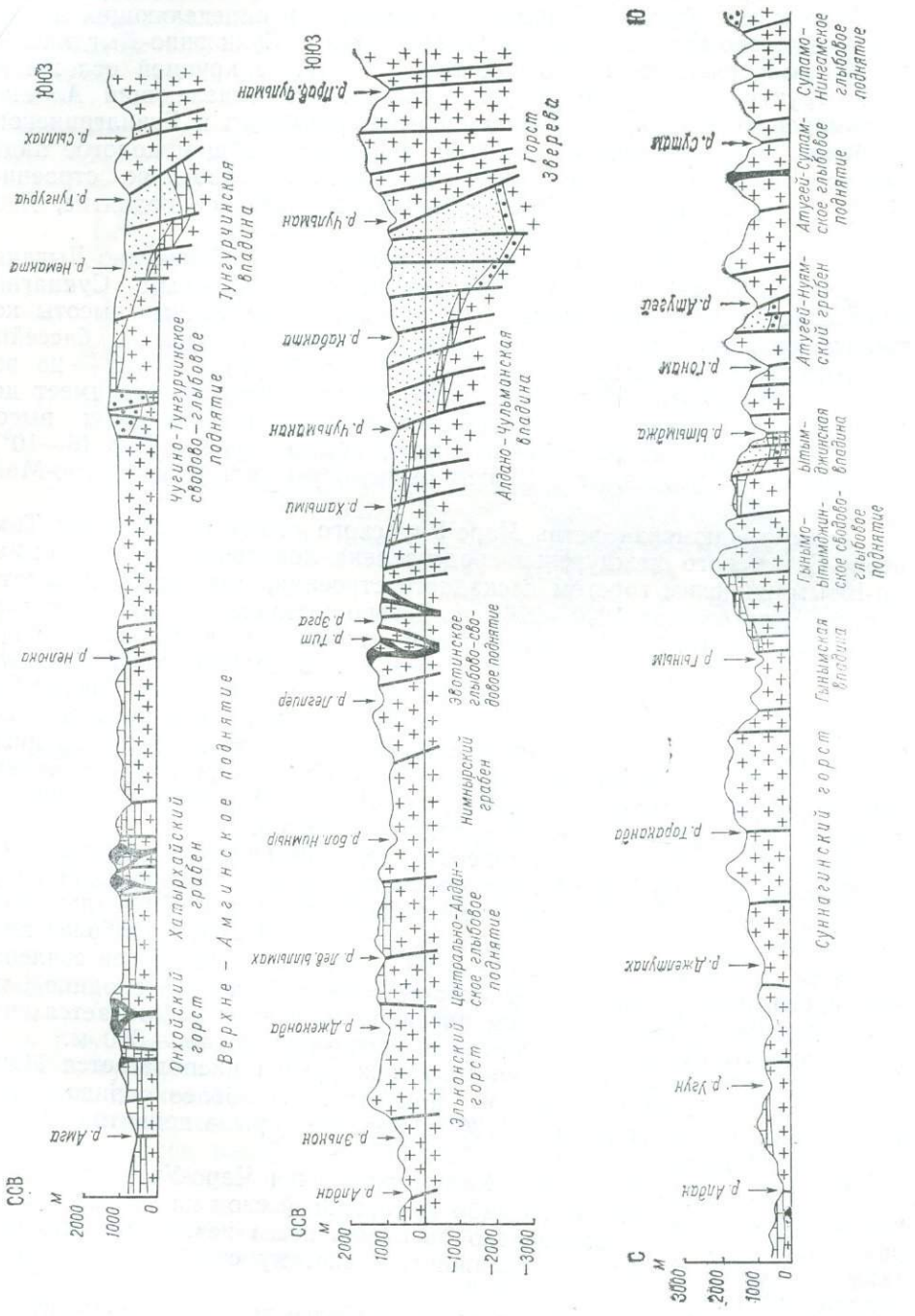
В пределах Сутамо-Алгаминского междуречья осевую часть Гонамо-Идюмской ветви Чаро-Учурского свода образует Нингамский горст каскадно-глыбового строения, отчлененный от Гынымо-Ытымджинского горста Тыркандинским глубинным разломом. Высота наиболее приподнятой глыбы составляет 2100—2300 *м*. На северо-западе он сочленяется с Гынымской впадиной, на юго-востоке с Токинской впадиной, на северо-востоке с Учуро-Майским прогибом, при этом наблюдается снижение высоты поднятия от центра к периферии до 450—600 м.

На территории Алгамо-Учурского междуречья располагается Идюмо-Тырканское сводово-глыбовое поднятие. Наиболее приподнятая часть свода достигает высоты 1730 м. Северное крыло поднятия осложняется Кет-Каиским горстом.

На территории Учуро-Майского междуречья Чаро-Учурский свод выполаживается и затухает. Слабо выраженный свод на указанном отрезке представлен кулисообразно расположенным невысоким Дыгдинским глыбовым поднятием, входящим в систему структур северного склона щита.

В пределах Чаро-Учурского свода наиболее крупными положительными структурами являются: Восточно-Удоканский, Эльконский, Суннагинский, Гынымо-Ытымджинский, Нингамский, Нельгюуинский, Атугей-Ытымджинский, Нуямский, Мёлёмкёнский и Бруингринский горсты, весьма сложного каскадно-глыбового строения, что связано с диффе-

ренцированными блоковыми движениями в верхней юре, нижнем мелу и палеогене. Наиболее интенсивно тектонические движения проявлялись в раннем мелу, на что указывает насыщенность нижнемеловыми ин-



трузиями разрывных нарушений, ограничивающих и пересекающих эти сложные горсты. Более мелкие горсты: Кебектинский, Токко-Алаткитский, Соктокутский, Онхойский, Байанайский, Горбыляхский, Сутамский и др.) устроены проще. Они обычно представлены одной или несколькими

глыбами, незначительно смещены по отношению друг к другу, но более значительно приподняты над крыльями сводового поднятия. Наиболее крупной из перечисленных выше блоковых структур является Суннагинский горст, который охватывает Алдано-Гынымское междуречье и простирается в северо-восточном направлении от р. Тимптона на западе до р. Учура на востоке на расстояние 250 *км* при ширине от 60 до 100 *км*.

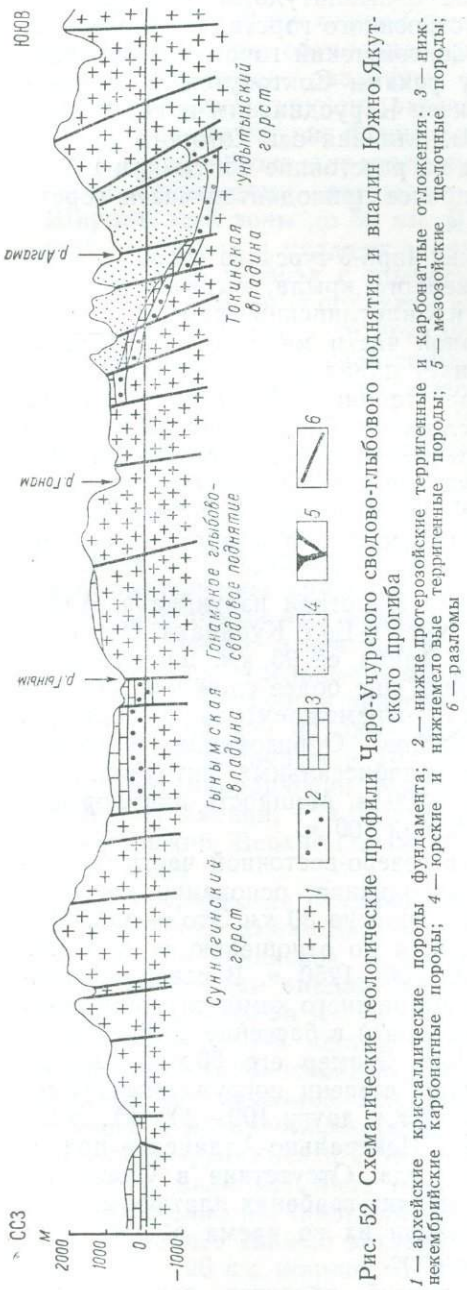


Рис. 52. Схематические геологические профили Чаро-Учурского сводово-глыбового поднятия и впадин Южно-Якутского прогиба

1 — архейские кристаллические породы фундамента; *2* — нижне протерозойские терригенные и карбонатные отложения; *3* — нижнекембрийские карбонатные породы; *4* — юрские и нижнемеловые терригенные породы; *5* — мезозойские щелочные породы; *6* — разломы

В пределах Суннагинского горста с запада на восток могут быть выделены три крупные глыбы. Первая глыба прямоугольной формы, размером 100×40 *км*, ограниченная на западе — Эмельджакским, на севере — Хани-Эльконским, на востоке — Джелтулинским разломами, а на юге разломом, отчленяющим Суннагинский горст от Гынымской впадины, поднята по отношению к крылу свода на 1400—1550 *м*. Вторая глыба, по форме напоминающая квадрат со стороной, равной 80 *км*, является наиболее приподнятым блоком Суннагинского горста. Амплитуда поднятия достигает 2000—2210 *м*. Она возвышается на 600—700 *м* над первой глыбой и ограничивается на западе Джелтулинским, на севере — Алдано-Суннагинским, на востоке — Буягинским, а на юге — Суннагино-Ларбинским разломами. Третья — восточная — глыба сочленяется со второй глыбой по Буягинскому разлому. На севере она ограничена Алдано-Суннагинским, а на юге — Суннагино-Ларбинским разломами. Восточный ее край погружается под платформенный чехол. Возможно, что восточной границей ее является Улканский глубинный разлом. Эти крупные глыбы в свою очередь разбиты на чрезвычайно мелкие блоки, неравномерно смещенные относительно друг друга на 50—150 *м*. Общая амплитуда смещения этой глыбы колеблется от 1000 до 1550 *м*.

Несколько западнее Суннагинского горста расположен Эльконский горст. Он занимает Якокут-Ыллымахское междуречье, простираясь от р. Амбурдака до Якокута в северо-восточном направлении на 35—45 *км* при ширине 25—35 *км*. Эльконский горст ограничен Эмельджакским, Нелюкинским и Якокутским разломами. Системой

мелких разломов горст разбит на отдельные глыбы, неравномерно приподнятые над северным крылом Алдано-Эвотинского глыбово-сводового поднятия. Максимальные амплитуды поднятия в его центральной части достигают 1200—1500 *м*, в краевых блоках не более 200 *м*.

Другие крупные горсты сложной конфигурации имеют примерно аналогичное сводово-глыбовое строение с амплитудами поднятия порядка 400—1000 *м*. Примером просто устроенного горста, состоящего из одной или нескольких глыб, является Соктокутский горст, занимающий водораздельную возвышенность между реками Соктокутом и Монгохтохэ, притоками р. Чаруоды. Он ограничен Чаруодинским и Темулякитским разломами и имеет форму ромба, длинная ось которого простирается в северо-западном направлении на расстояние 65 *км* при ширине до 35 *км*. Амплитуда смещения наиболее приподнятой части горста по отношению к крылу достигает 1000 *м*.

Из отрицательных структур системы Чаро-Учурского свода, осложняющих периферические части его северного крыла, выделяются: Хатырхайский, Нимнырский, Якокутский и Силиглинский грабены. Хатырхайский грабен располагается в северной части междуречья Балаганнаха и Чомполо. По форме он напоминает параллелограмм, вытянутый в северо-восточном направлении на расстояние 40 *км* при ширине 22 *км*. Строение грабена достаточно сложное. Он состоит из системы мелких грабенов и горстов с относительной амплитудой смещения 50—300 *м*. Возникновение мелких блоковых структур, вероятно, связано с внедрением штоков, лакколитов и даек мезозойских щелочных пород. Грабен выполнен нижнекембрийскими и юрскими платформенными отложениями мощностью от 250 до 650 *м*.

Якокутская впадина располагается в широтной излучине р. Алдана, охватывая бассейны Селигдара, Якокута и Бол. Куранаха. Она ориентирована вкрест простирания свода. Длина ее 95 *км*, ширина 10—30 *км*. Внутреннее строение этой впадины еще более сложное, чем Хатырхайской. Здесь наблюдается частая перемежаемость небольших, но глубоких грабенов и невысоких горстов. Образование блоковых структур сопровождалось внедрением гипабиссальных интрузий. Амплитуда погружений впадины не менее 1500 *м*. Мощность платформенных нижнекембрийских и юрских отложений 700 *м*.

Силиглинский грабен расположен в северо-восточной части Суннагинского горста. Он имеет форму треугольника, основание которого расположено в долине р. Алдана. Длина грабена 80 *км*. Это — разбитая на отдельные глыбы структура, опущенная по отношению к наиболее высокой части Суннагинского горста на 700—1250 *м*. В северо-восточной части грабена сохранились отложения нижнего кембрия мощностью до 100 *м*. Нимнырский грабен, расположенный в бассейне р. Бол. Нимныр, имеет северо-западное простирание. Размер его 60×25 *км*. Он также состоит из ряда глыб, в различной степени погруженных (амплитуды смещения глыб по отношению друг к другу 100—200 *м*). Нимнырский грабен разделяет Эвотинское и Центрально-Алданское поднятия северного крыла Чаро-Учурского свода. Отсутствие в Силиглинском, Нимнирском и во многих других мелких грабенах платформенных отложений свидетельствует об образовании их во время общего поднятия Алданского щита, вероятно, в мезозое.

Южно-Якутский (Предстановой) прогиб является региональной структурой, разделяющей два крупных сводовых поднятия: Чаро-Учурское и Джугджуро-Становое. Этот прогиб, вероятно, отчасти унаследовал черты развития древнего — раннепротерозойского прогиба, фрагменты которого в виде отдельных грабенов, заполненных протерозой-

скими отложениями, наблюдаются вблизи зоны сочленения Алданского щита с Джугджуро-Становой складчатой областью.

Южно-Якутский прогиб и ограничивающие его сводово-глыбовые поднятия, возникшие в начале мезозоя, продолжали развиваться до раннего мела. В течение этого периода область осадконакопления, вероятно, занимала всю южную часть территории Алданского щита и, возможно, часть Джугджуро-Становой области. Дифференцированное погружение блоков обусловило формирование осложняющих прогиб впадин и образование различных структурно-фациальных зон (И. С. Бредихин), соответствующих различным стадиям его развития. Здесь выделяются три структурно-фациальные зоны: северная, центральная и южная.

Северная зона характеризуется весьма пологим залеганием и малыми мощностями слагающих ее нижне- и среднеюрских отложений. Ширина этой зоны до 50 *км*. В центральной зоне мощность выполняющих ее юрских и меловых осадков значительно возрастает (до 3500 *м*). В этой зоне в связи с глыбовыми движениями фундамента в мелу, в эпоху максимальных поднятий, юрские и меловые породы были дислоцированы. Интенсивность дислокаций закономерно возрастает с севера на юг.

Ширина центральной зоны 40—80 *км*. Южная зона выделяется как приразломная, выполненная юрскими и меловыми отложениями. Здесь меловые отложения порой залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте и представлены в основном эффузивами. Она охватывает грабены, расположенные непосредственно в зоне Станового глубинного разлома. Ширина ее 20—40 *км*.

В раннемеловое время интенсивность поднятия отдельных блоков в пределах Джугджуро-Станового свода резко возросла, что привело к формированию крупновалунных конгломератов ундытканской свиты и мощной толщи эффузивных пород карауловской свиты. Поднятие отдельных блоков в центральной части прогиба способствовало его разобщению на отдельные впадины.

При современном эрозионном срезе в Южно-Якутском прогибе выделяются четыре крупные впадины: Тунгурчинская, Алдано-Чульманская, Ытымджинская и Токинская и ряд узких грабенов, вытянутых в широтном направлении: Ханинский, Кудуликанский, Окурданский, Гюскангро-Нуямский, Гувилгринский, Токарикано-Конеркитский, Верхне-Тимптонский, Верхне-Гонамский, Верхне-Сутамский, Чекатойский и Авгенкурский.

Тунгурчинская и Алдано -Чульманская впадины расположены в западной части Южно-Якутского прогиба. Первая из них занимает Тунгурчино-Амедичинское, а вторая — Алдано-Чульманское междуречья. Южная граница впадин тектоническая — Южно-Якутский надвиг. Северная, восточная и западная границы в основном эрозионные, хотя в значительной мере и определяются разрывными деформациями Суннагино-Ларбинской, Алдано-Суннагинской, Хани-Эльконской и Амгинской зон разломов. Внутренние части впадины представляют собой глубоко и неравномерно опущенные тектонические блоки. Характер погружения фундамента ступенчатый. Юрские отложения, выполняющие впадины, залегают либо на нижнекембрийских отложениях, либо непосредственно на кристаллических образованиях архея.

Наиболее хорошо изучена Алдано-Чульманская впадина. Она имеет длину 120 *км*, ширину от 5 до 80 *км* и является наиболее глубокой впадиной прогиба. По геофизическим данным фундамент Чульманской впадины разбит на узкие неравномерно погруженные блоки, вытянутые в северо-западном направлении. Наибольшая амплитуда погружения наблюдается у Южно-Якутского краевого надвига. Здесь в бассейне р. Верх. Нерюнгра. по данным ВЭЗ, глубина залегания кристалличе-

ского фундамента определяется цифрой 5500 *м*. Согласно геологическим данным максимальная мощность мезозойских образований Алдано-Чульманской впадины оценивается в 3000—3500 *м*. Алдано-Чульманская впадина расположена в пределах двух структурно-фациальных зон: северной и центральной. В северной зоне юрские породы моноклинально падают на юго-запад, в сторону центральной части впадины. Угол падения 2—3°. Моноклинальное залегание пород осложнено зонами дробления и флексурными перегибами, для которых характерны более крутые углы падения (5—10°). Широко проявлены послойные подвижки, мелкая дисгармоничная складчатость, пологие надвиги с небольшой амплитудой смещения. На юге эта зона ограничена широтным разломом.

Юго-западная часть впадины располагается в пределах центральной зоны прогиба. Степень дислоцированности пород возрастает по мере приближения к Южно-Якутскому надвигу, ограничивающему впадину с юга. Здесь наблюдаются и узкие линейные и широкие брахиформные структуры с углами наклона крыльев от 10 до 60—80°. Очень интенсивно проявилась разрывная тектоника. Многочисленные сбросы, взбросы и надвиги ориентированы в основном параллельно краевому надвигу. Складки, как правило, асимметричные с крутыми юго-западными и пологими северо-восточными крыльями. Простирание их согласуется с общим простиранием зон разломов.

Наиболее крупными структурами этой зоны являются Кабактино-Олонгринская и Нерюнгрино-Омулинская синклинали, разделенные Кабактино-Муастахской антиклиналью. Складки имеют асимметричное строение и вытянуты вдоль разломов, параллельных основному Южно-Якутскому надвигу. Углы падения крыльев Нерюнгрино-Омулинской синклинали не превышают 25°. Мелкие складки, осложняющие крылья вышеназванных структур, также имеют асимметричный профиль, а близ южной границы впадины часто опрокинуты на северо-восток.

Тунгурчинская впадина имеет форму овала, несколько вытянутого в широтном направлении. Ее длина 100 *км*, ширина 50 *км*. Она имеет сходное строение с примыкающей к ней с востока Алдано-Чульманской впадиной, но не так глубока. Мощность выполняющих ее осадков 1500 *м*. Наиболее погруженная часть впадины прилегает к краевому надвигу.

Ытымджинская впадина имеет простое строение и небольшие размеры. Длина ее 100 *км*, ширина 30 *км*. Она расположена целиком в северной зоне прогиба. Северное крыло ее (углы падения от 5—10 до 20°) постепенно выполаживается к центру впадины. Южное крыло, прилегающее к Ытымджинскому разлому, более крутое (до 60°). Мощность осадков, выполняющих впадину, очевидно, не более 700 *м*.

Токинская впадина располагается в бассейнах верховьев Алгамы и Идюма. Ее длина 150—180 *км*, ширина 60—80 *км*. С севера и юга впадина ограничена разломами. В центральной части впадины, в пределах междуречья Алгамы и Мулама, намечается наиболее опущенный тектонический блок. Суммарная мощность выполняющих впадину осадков протерозоя, кембрия, юры и мела составляет 3500—4000 *м*. В северной части впадины породы моноклинально падают на юг под углом 3—10°, у южного ее края, как и в Алдано-Чульманской впадине, степень дислоцированности пород резко возрастает. Наблюдаются узкие крутые асимметричные складки, нарушенные сбросами и надвигами. Здесь, как и в других впадинах прогиба, пликативные деформации юрских пород связаны с блоковыми перемещениями фундамента. Направление осей складок и дизъюнктивных нарушений согласуется с направлением разлома, ограничивающего впадину с юга. Заложение Токинской впадины, вероятно, относится к началу позднего протерозоя. По мнению С. В. Нуж-

нова, в ней накапливались отложения уянской серии, которые во время учурской трансгрессии были размыты.

В бассейнах верхних течений Тимптона и Гонама кулисообразно расположены узкие, но протяженные Гюскангро-Нуямский, Гувилгринский и Токарикано-Конёркитский грабены, ограниченные разломами северо-восточного и субширотного направлений. Они имеют сложное блоковое строение. Дифференцированное перемещение блоков привело к формированию небольших горсто-грабеновых структур внутри этих грабенов и интенсивной дислокации юрских пород. Широко развита микроскладчатость и зоны дробления пород.

В основании разреза мезозойских отложений, выполняющих грабены, залегают протерозойские эоплатформенные образования. Глубина грабенов более 1500 *м*. Они имеют соизмеримые длину (90—125 *км*) и ширину (10—25 *км*). По-видимому, в юрское время на месте этих грабенов располагалась обширная Гонамская впадина, имевшая сходное геологическое строение с Алдано-Чульманской впадиной. Древняя Гонамская впадина во время раннемелового диастрофизма, как и вся южная часть щита, испытывает блоковые перемещения. На поднятых блоках в результате глубокого эрозионного среза юрские отложения были уничтожены. Сохранились они лишь в наиболее опущенных грабенах, которые и наблюдаются сейчас.

В самой южной структурно-фациальной зоне Южно-Якутского прогиба, в бассейнах верхних течений Тимптона, Гонама и Сутама, располагаются Верхне-Тимптонский, Верхне-Гонамский и Верхне-Сутамский грабены, вытянутые в широтном направлении. Длина каждого из них 20—75 *км*, ширина 15—25 *км*. Это довольно широкие депрессии, выполненные пологопадающими вулканогенно-осадочными отложениями мощностью до 1000 *м*. Амплитуда погружения их не более первых сотен метров. И. С. Бредихин относит эти впадины-грабены к Сутамской вулканической области и рассматривает их как фрагменты приразломной впадины, расположенные на северном крыле Джугджуро-Станового регионального свода.

Несколько восточнее, также вблизи зоны Станового глубинного разлома, в бассейнах верхних течений Алгамы и Туксани находятся еще два очень небольших грабена — Чекатойский и Авгенкурский длиной, не превышающей 20 *км*, и шириной 5—8 *км*. Они выполнены мезозойскими осадочно-вулканогенными отложениями, моноклинально падающими на юго-восток.

Несколько обособленное место в системе впадин Южно-Якутского прогиба занимают Ханинский и Кудуликанский грабены, расположенные в его западной части. Кудуликанский грабен непосредственно примыкает к Южно-Якутскому надвигу, по которому породы кристаллического фундамента полого надвинуты на мезозойские отложения и частично перекрывают их. Этот небольшой изометричный грабен длиной до 20 *км* и шириной 15—20 *км*, ограниченный разломами субширотного и северо-западного простираний с амплитудой смещения в несколько сот метров, выполнен юрскими отложениями, полого падающими под углами 10—15° в сторону указанного надвига. Мощность толщи мезозойских отложений составляет 300—500 *м*. Ханинский грабен, вытянутый в субширотном направлении, имеет длину 15 *км* и ширину до 8 *км*. Он выполнен протерозойскими и нижнеюрскими осадочными отложениями. Мощность нижней юры здесь не превышает 200 *м*.

Западнее и юго-западнее Ханинского грабена за пределами Южной Якутии располагается еще ряд небольших грабенов, вероятно также принадлежащих к системе впадин Южно-Якутского прогиба.

По южной границе Алданского кристаллического массива, простираясь почти в широтном направлении, в основном за пределами освещаемой территории располагается **Джугджуро-Становой свод,** осложненный многочисленными глыбово-сводовыми поднятиями. На территории Южной Якутии располагается лишь небольшая часть северного крыла свода, осложненная серией мелких горстов и грабенов. К числу наиболее крупных блоковых структур этого крыла можно отнести Зверевский горст, расположенный в верховьях р. Алдана. Горст имеет широтное простирание. Длина его 160 *км,* ширина 20—25 *км.* В южной части горста расположен узкий грабен широтного простирания, в котором сохранились юрские отложения. Самая высокая вершина Зверевского горста имеет абсолютную высоту 2040 *м.* Амплитуда поднятия горста по отношению к Чульманской впадине, вероятно, достигала 1500—2000 *м.*

Заканчивая краткий обзор основных структур Алданского кристаллического массива, сформированных в период мезозойско-кайнозойской активизации, необходимо подчеркнуть унаследованность развития структур. Как правило, более поздние структуры наследуют особенности ранее существовавших структур.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Как указывалось выше, Алданский щит уже в протерозое представлял собой консолидированный участок земной коры со сложным складчато-блоковым строением. Блоки ограничивались весьма сложной сетью разломов четырех основных систем: субмеридиональной, субширотной, северо-западной и северо-восточной.

О связи различных систем разломов с тем или иным тектоно-магматическим циклом судить трудно, так как они неоднократно подновлялись на протяжении длительной истории развития региона. Это подтверждается проявленным по ним разновозрастным магматизмом. Можно считать, что большинство выделяемых крупных зон разломов являются долгоживущими.

По времени заложения все системы разломов являются древними (архейскими), так как они проявлялись уже при формировании архейских складчатых систем. Крупные зоны разломов субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простираний разграничивают архейские складчатые системы. Вблизи зон и особенно в местах их пересечения интенсивнее проявлены процессы архейского магматизма и ультраметаморфизма, а также развиты характерные приразломные складки. Блоковые движения по зонам крупных разломов влияли в какой-то мере на ход складкообразовательных процессов, протекавших в архейских складчатых областях. Обычно в этих зонах складки более сложно устроены, наблюдается ундуляция их шарниров и виргация осей. Крупные пликативные структуры, сопряженные с разломами, часто как бы вписаны в углы, образованные при пересечении этих зон.

Некоторые зоны разломов имеют глубинное заложение. Они обычно выражены в геофизических полях (магнитном и гравитационном), а также устанавливаются по бесчисленному множеству разрывных деформаций и зон дробления (иногда диафтореза) и приуроченным к ним разновозрастным интрузиям. Среди них в соответствии с классификацией И. Н. Томсона можно выделить: краевые швы, разграничивающие Алданский щит и соседние складчатые области; структурные швы, разграничивающие архейские складчатые системы, и региональные разломы древнего заложения, подновляемые в течение всего периода фор-

мирования щита и рассекающие области различного геологического строения.

Становой краевой шов (*1*)[1] разграничивает Алданский щит и Джугджуро-Становую складчатую область и представляет собой систему глубинных разломов, протягивающихся от бассейна Витима до побережья Охотского моря. Он известен еще по работам Д. С. Карпинского и Ю. А. Билибина как надвиговая система, проходящая в зоне сочленения Алданской плиты со складчатым обрамлением. Ю. К. Дзевановский (1958) придает ей значение структурного шва. В том же понимании рассматривают данную зону Ю. Б. Казмин (1962), Л. П. Копаевич, В. М. Терентьев и ряд других исследователей.

Становой шов имеет в целом субширотное простирание, состоит из нескольких субпараллельных зон разломов, осложненных многочисленными оперяющими разрывами. Ширина Станового шва несколько десятков километров.

Заложение этой системы глубинных разломов произошло в архее, в период развития архейской подвижной области. Разломы Станового шва, вероятно, моделировали в той или иной мере складчатые структуры в позднем архее, а также определили закономерность размещения основных и гранитоидных интрузий. С тектонической активностью этой зоны связано заложение на юге щита в протерозое узкого приразломного прогиба, заполненного осадочными и вулканогенными породами чульманского комплекса, а затем — мезозойского Южно-Якутского прогиба.

С глубинными разломами Станового шва связано интенсивное проявление дислокационного метаморфизма, гидротермальной и метасоматической переработки пород. Здесь возник ряд мощных зон диафторитов, катаклазитов и милонитов. Этот шов оставался магмоактивным в течение очень длительного промежутка времени — от архея до кайнозоя. Наибольшая активность падает на мезозой, когда интрузивная и эффузивная деятельность достигла своего максимума. Геофизическими работами установлено, что в зоне Станового глубинного разлома наблюдается существенное разуплотнение вещества, слагающего нижние части земной коры, отсутствует слоистость коры. Интенсивное проявление магматизма и блоковых движений, особенно в мезозое, вероятно связано с активизацией подкорового вещества. Здесь, по-видимому, имела место автономная активизация с собственным активным подкоровым очагом — источником энергии и магматического материала, активизация, не зависящая от развития геосинклинальных процессов в прилежащих районах. Современная тектоническая активность проявляется в приуроченности эпицентров землетрясений к этой зоне, а также в новейших блоковых поднятиях.

Жуинский краевой шов (*2*), разграничивающий Алданский щит и Байкало-Патомскую складчатую область, расположен в основном за пределами Южной Якутии. Он четко фиксируется по резкому изменению магнитного поля и выражен протяженной зоной сближенных дизъюнктивных дислокаций шириной 20—50 *км*. В пределах этой зоны широко проявлены процессы регрессивного метаморфизма и гранитизации архейских пород. К ней приурочены и разновозрастные интрузии основного и кислого состава. Возникновение Жуинского краевого шва относится к архею или раннему протерозою и связано с заложением Байкальской геосинклинальной области. Этот краевой шов отделяет внешнюю зону байкалид от платформы. Амплитуды перемещения по разломам краевого шва определяются первыми километрами.

[1] Здесь и далее цифры в скобках соответствуют номерам в кружках в прилож. V.

Нелькано-Кыллахский краевой шов (*3*) отделяет Алданский щит от Верхояно-Чукотской складчатой области. Он состоит из нескольких взбросо-надвигов, хорошо выраженных в современном рельефе. Зона четко устанавливается по гравиметрическим и аэромагнитным данным. Этот краевой шов был заложен, веротяно, в позднем протерозое, во время формирования Юдомо-Майского краевого прогиба и затем неоднократно обновлялся. О глубинности шва свидетельствует приуроченность к нему интенсивных изометрических магнитных аномалий, которые связываются с невскрытыми, но прорывающими нижние горизонты чехла интрузиями.

Алданский щит рассекается целой серией глубинных разломов. Разломы, разделяющие архейские складчатые системы (Амгинский и Тыркандинский), выделяются нами в качестве структурных швов.

Амгинский структурный шов (*4*) ограничивает с запада Алдано-Тимптонскую складчатую систему, отделяя ее от Чаро-Олекминской складчатой системы. На картах магнитного поля этому шву соответствует зона положительных аномалий и резкая смена характера магнитных полей, характеризующих области развития пород иенгрской и олекминской серий. На поверхности Амгинский глубинный разлом выражается в виде серии сближенных субмеридиональных разрывов, сопровождающихся зонами катаклаза и милонитизации. В зоне разлома интенсивно проявлены процессы ранне- и позднеархейской гранитизации. С разломом связано возникновение ряда небольших шовных прогибов, выполненных нижнепротерозойскими вулканогенно-осадочными отложениями. Заложение этого разлома следует относить к архею, но значительные подвижки по нему продолжались вплоть до наступления платформенного режима на Алданском щите. Подтверждением чему являются грабены, заполненные нижнепротерозойскими отложениями, перекрытые ненарушенным чехлом кембрийских пород. Приуроченность к Амгинской зоне среднепалеозойских интрузий свидетельствует о возрождении магматической активности этой зоны в платформенную эпоху развития.

Тыркандинский структурный шов (*5*) разделяет Алдано-Тимптонскую и Тимптоно-Учурскую складчатые системы архея. Зона разлома протягивается от верховьев р. Алгамы через устье р. Тимптона и далее на северо-запад до р. Амги. На юге он сливается со Становым краевым швом. Впервые Тыркандинский разлом был выделен В. А. Ларионовым на основании установленной им крупной магнитной аномалии ΔТа. Наличие разлома было подтверждено последующими исследованиями Ю. К. Дзевановского, В. А. Лукониной, Н. С. Телеги и др. В зоне Тыркандинского разлома среди пород тимптонской серии более широко развиты тела архейских аляскитовых гранитов, которые обогащены высокомагнитными минералами. Вследствие этого зоне разлома соответствует крупная линейная магнитная аномалия шириной 4—25 *км*. Заложение Тыркандинского разлома, несомненно, относится к архейскому времени. Основная зона разлома сопровождается рядом параллельных ей или оперяющих разломов.

В Тыркандинской зоне разломов интенсивно проявлены процессы рассланцевания и гидротермальной переработки пород, а также установлены мелкие тела и дайки протерозойских диабазов и мезозойских щелочных пород. Подвижки по разломам этой зоны продолжались и в мезозое-кайнозое. С востока Тимптоно-Учурская складчатая система ограничена зоной Улканского глубинного разлома, расположенного за пределами Южной Якутии. Улканская зона разлома, как и Амгинская, заложена в архее. Направление ее согласуется с простиранием архейских складчатых структур. К ней приурочены зоны наиболее интенсив-

ной ранне- и позднеархейской гранитизации. С протерозойским этапом активизации зоны связано формирование Улканского прогиба, заполненного терригенными и вулканогенными породами токариканской и элгэтейской свит. Об активизации зоны в позднем протерозое и мезозое свидетельствуют дайки диабазов и щелочных пород, приуроченные к оперяющим разломам.

В западной части щита отмечаются еще две зоны глубинных разломов — Токкинская (*12*) и Тарын-Темулякитская (*14*), игравшие весьма существенную роль при формировании структурных комплексов фундамента. В позднем архее в этих зонах образовались глубокие приразломные прогибы, заполненные терригенно-вулканогенными породами борсалинской серии. Весь этот комплекс пород испытал складчатость и метаморфизм. В раннем протерозое зоны продолжали быть активными. В них накапливались осадки, проявлялся магматизм. Вдоль зон разломов активно проявились диафторез, катаклаз и милонитизация. К этим же зонам приурочены даки и малые тела мезозойских пород.

Кроме описанных глубинных разломов, играющих роль структурных швов в архейском фундаменте Алданского щита, устанавливается несколько систем региональных разломов, по-видимому, различной глубинности, играющих определяющую роль в формировании структур как фундамента, так и платформенного чехла.

Отмечается определенная закономерность в развитии систем разломов в различных частях Алданского щита. Так, в западной части щита ведущую роль играют разломы субмеридионального, иногда северо-западного простирания, в общем согласные с простиранием архейских складчатых структур. В южной части Алданского щита преобладающее значение играют разломы субширотного простирания, идущие в основном согласно с простиранием Станового краевого шва. Эта система разломов в южной части щита четко проявилась в нижнем протерозое, определив общие контуры широтной ветви Удоканского прогиба. С ней связаны блоковые перемещения фундамента, обусловившие формирование Южно-Якутского мезозойского прогиба и образование в мезозойско-кайнозойское время системы эрозионно-тектонических депрессий, узких грабенов и блоковых поднятий. Наиболее крупные из этих разломов ограничивают с юга Алдано-Чульманскую и Токинскую впадины. В центральной и восточной частях щита основной план дизъюнктивной тектоники определяют разломы северо-западного и северо-восточного направлений.

Важную роль в формировании структуры региона сыграли зоны глубинных разломов северо-восточного простирания. Эти разломы имеют, несомненно, древнее, архейское, заложение, так как они четко определяют характер архейских складчатых структур в центральной и восточной частях щита и контролируют размещение очагов архейской гранитизации. Особое значение играли эти разломы при формировании протерозойских структур. Они ограничивают с севера и юга впадины и грабены, выполненные образованиями удоканского комплекса. К этим разломам приурочены дайки протерозойских диабазов. Наиболее четко выражены Алдано-Суннагинская (*25*) и Суннагино-Ларбинская (*8*) зоны разломов. Алдано-Суннагинская зона рассекает Алданский щит в северо-восточном направлении. Зона представлена параллельными кулисообразно расположенными разломами, часто выполненными дайками протерозойских диабазов. Ширина зоны 15—20 *км*. Отдельные разрывы в зоне группируются в три четко локализованные полосы шириной 3—5 *км*, представленные зонами катаклазированных и сильно рассланцованных пород, в отдельных участках подверженных диафторезу.

В пределах Алдано-Суннагинской зоны разломов располагаются наиболее крупные Амедичинское, Нимнырское и Ыллымахское поля гранитизации. Суннагино-Ларбинская зона разломов ограничивает с северо-запада Токариканский и Ытымджинский грабены, а с юго-востока Суннагинский горст. На северо-востоке она сливается с системой разломов Дыгдинского поднятия.

Нимнырская зона разломов (*23*) рассекает Алданский щит в северо-западном направлении. На юге в верховьях р. Алгамы она сливается со Становым глубинным разломом, а на севере прослеживается в верховья р. Туолбы. Зона состоит из трех полос сближенных разрывов общей шириной до 50 *км*. Разрывы фиксируются зонами катаклазитов и милонитов, дайками протерозойских диабазов и послеюрских щелочных и щелочноземельных пород, а также вертикальными перемещениями граничащих по ним блоков. В Нимнырской зоне разломов расположены Верхне-Алгаминское, Гонамское, Ытымджинское, Хатыминское и Нимнырское поля архейских гранитов.

Северо-восточные и северо-западные разломы пересекаются и образуют довольно правильную решетку, ячея которой представляет ромб со стороной примерно 50—60 *км*. Отдельные такие ячеи-блоки имели разную историю развития — одни унаследованно прогибались, другие унаследованно поднимались, образуя горсты и грабены, своды и прогибы. Кайнозойские движения таких блоков определили современный рельеф Алданского нагорья. Однако эта сеть диагональных разломов пересекается разломами субмеридионального и субширотного направлений, которые играли важную роль в размещении мезозойских интрузий и формировании современной структуры Алданского щита. Одна из таких зон выделяется в центральной части Алданского щита. Она имеет субмеридиональное простирание и прослеживается в бассейнах Якокута и Эвоты. Р. И. Гришкян интерпретирует эту зону как глубинный Якокутский разлом, по кинематике аналогичный Амгинскому. Входящие в эту зону разломы фиксируются протяженными полосами брекчий и даек мезозойских щелочных пород. Все описанные разломы, как правило, имеют крутое падение, часто близкое к вертикальному. Исключение составляют субширотные надвиги в южной части региона, углы падения которых колеблются от 20—30 до 60°. Из этой группы разломов наиболее изучена зона Южно-Якутского надвига, ограничивающего с юга Тунгурчинскую и Алдано-Чульманскую впадины, заполненные мезозойскими отложениями. Зона раздробленных, рассланцованных, а иногда и окварцованных пород прослеживается по обе стороны надвига. Ширина ее от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Типичный характер надвига этот разлом имеет лишь в западной части, где угол наклона плоскости сместителя не превышает 30°, к востоку угол наклона возрастает до 60—70°. На этом участке Южно-Якутский разлом представляет собой крутой взброс и сопровождается нешироко зоной катаклазированных или брекчированных архейских и юрских пород.

Геофизическими работами установлено, что в западной части (И. В. Данкевич, Ю. А. Павлов, 1969 г.) архейские образования надвинуты на мезозойские отложения Тунгурчинской впадины на 10—15 *км*. Мощность мезозойских отложений под археем достигает 4 *км*, а максимальная глубина до кровли этой толщи 1,0—1,5 *км*. Минимальное перекрытие отмечается в долине р. Алдана.

Другие мезозойские впадины и грабены, расположенные в юго-восточной части щита, ограничены на юге разломами, плоскости которых круто наклонены на юг.

В северной части территории в фундаменте прослеживаются два разлома: Якутский (*7*) и Буягинский (*6*). Буягинский разлом имеет северо-западное направление, Якутский — меридиональное и северо-восточное. Оба эти разлома отчетливо выражены в магнитном поле. Им соответствуют линейные положительные аномалии. В платформенном чехле эти зоны не выражены. Верхне-Амгинский разлом (*21*) проходит по долине р. Амги. Эта зона изучена совершенно недостаточно, лишь в отдельных участках ее отмечаются пологие протяженные антиклинали и зоны брекчированных пород. Молвинский (*10*), Хоринский (*11*), Селигдарский (*19*) и другие разломы, секущие кембрийские отложения северного склона Алданского щита, вероятно, возникли в докембрии, в среднем палеозое они служили путями внедрения даек диабазов и габбро-диабазов. Смещения значительной амплитуды по ним не наблюдались.

По всем системам разломов отмечены амплитудные перемещения блоков. По времени эти перемещения относятся ко всем послеархейским этапам развития региона. Амплитуды перемещений составляют десятки и сотни метров, а по глубинным разломам, возможно, и несколько километров.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Верхояно-Чукотская область мезозойской складчатости, занимающая территорию Северо-Востока СССР, в Южной Якутии представлена лишь западной частью Сетте-Дабанского горст-антиклинория. Эта часть горст-антиклинория, расположенная в бассейнах нижних течений Маи и Юдомы, является наиболее узким глыбовым поднятием, возникшим на западном крыле Юдомо-Майского краевого прогиба. Поднятие сформировано в послесреднекарбоновое время, в основном в мезозое. Сетте-Дабанский горст-антиклинорий по Нельканской (на западе) и Уляхан-Бамской (на востоке) зонам глубинных разломов сочленяется с Алдано-Майским прогибом Алданского щита и Южно-Верхоянским синклинорием Верхоянской складчатой системы.

С севера на юг по простиранию Сетте-Дабанского горст-антиклинория в его пределах выделяются три структурно-фациальные зоны: Сетте-Дабанская, Кыллахская (Восточно-Алданская) и Нётская. На территории Южной Якутии расположена только юго-западная часть горст-антиклинория — Кыллахская структурно-фациальная зона. Эта зона имеет складчато-глыбовое строение.

В ее строении участвуют верхнепротерозойские терригенные и карбонатные породы мощностью до 1500—2000 *м*, нижне-среднекембрийские карбонатные отложения мощностью до 1500—1700 *м*, терригенные и карбонатные породы ордовика мощностью 600—900 *м*, нижнекарбоновые карбонатные породы мощностью 700—1100 *м*, верхнекарбоновые терригенные, реже карбонатные отложения мощностью 2500 *м* и нижнепермские терригенные отложения мощностью до 1600 *м*.

Весь этот комплекс осадочных пород смят в крутые, нередко гребневидные складки меридионального простирания. Складки асимметричные. Восточные крылья их пологие (10—20°), западные крутые (60—80°), нередко срезанные надвигами.

Сетте-Дабанский горст-антиклинорий системой кулисообразно расположенных разломов, параллельных Нельканской, Улахан-Бамской и Суннагино-Ларбинской зонам глубинных разломов, разбит на отдельные довольно мелкие почти равновеликие блоки, надвинутые на северо-

восточную часть Алданского щита. Строение блоков примерно одинаковое. Они взброшены и надвинуты друг на друга по плоскостям смещения, падающим на восток под углами 60—80°. Амплитуды надвигов достигают 2—3 *км* по вертикали.

ДЖУГДЖУРО-СТАНОВАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Джугджуро-Становая складчатая область, обрамляющая с юга Алданский щит, сочленяется с последним по зоне Станового глубинного разлома. Южная граница этой области проходит по зоне Джелтулакского глубинного разлома, отделяющего ее от Монголо-Охотской складчатой области.

В Якутии фрагментно располагается лишь самая северная часть Джугджуро-Становой складчатой области. Она представлена сложнодислоцированными нижне- и верхнеархейскими образованиями олекмо-станового комплекса, насыщенными интрузиями верхнеархейских и нижнепротерозойских габброидов и гранитоидов и мезозойских гранитоидов. Кроме того, здесь широко распространены мезозойские эффузивы, образующие покровы и выполняющие грабены. Здесь же развиты покровы кайнозойских базальтов.

Джугджуро-Становая область располагается в осевой части Джугджуро-Станового сводового поднятия, вероятно развивавшегося в течение всего платформенного этапа развития Алданского щита и особенно интенсивно в мезозое. О современной тектонической активности этой области свидетельствуют неоднократно повторяющиеся землетрясения.

НЕОТЕКТОНИКА

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ И НЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вся территория Южной Якутии охвачена новейшими поднятиями, которые определяют основные черты и, прямо или косвенно, большинство деталей ее рельефа (см. прил. VI). Амплитуды поднятий изменяются от слабых и местами умеренных (200—400 *м* и менее на Лено-Алданском плато) до умеренных (400—1000 *м* на участках плоскогорья и высоких плато) и больших (1000—2000 *м* в горных возвышенностях). Пропорционально общим амплитудам изменяется и степень развития дифференцированных поднятий: от слабо намечающихся пологих деформаций до мощных горных узлов и хребтов с резким горстовым рельефом.

Южная часть территории, включающая горные районы, участки плоскогорья и повышенного плато, частично захватывает субширотную зону новейших поднятий, которая называется Байкало-Становой областью горообразования (см. «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР», 1967) или Байкало-Алданской мегазоной новейшего эпиплатформенного горообразования.

Байкало-Алданская мегазона отчетливо отделяется в новейшем тектоническом рельефе от окаймляющих ее с севера и юга областей, также поднимающихся, но с меньшей скоростью. На севере это Лено-Алданское плато, совпадающее с погребенным склоном Алданского щита (юго-восточная часть Сибирской платформы), на юге — относительное пониженное Подстановое плоскогорье. Мегазона ограничена швами, которые представляют субпараллельные системы сбросов фундамен-

та, запад-северо-западного и близширотного простираний. Средние амплитуды сбросов порядка 300—400 *м* и более. Основные сбросы, по-видимому, были заложены в докембрии, затем неоднократно подновлялись. Южнее северного шва в пределах обнаженной части фундамента прослеживается еще одна зона сбросов, резче выраженных в новейшем рельефе, но имеющих меньшую амплитуду (50—200 *м*). Южный шов образован системой новейших сбросов южного склона Станового хребта общей амплитудой 400—500 *м*.

Лено-Алданское плато снижается на север от Байкало-Алданской мегазоны, образуя ее пологое крыло. От Байкало-Алданской мегазоны оно отличается меньшими амплитудами поднятий и более спокойным характером новейшей тектоники.

Северо-восточная часть рассматриваемой территории захватывает на небольшой площади южную меридиональную часть Верхоянской мегазоны новейшего горообразования (хребет Улахан-Бам).

БАЙКАЛО-АЛДАНСКАЯ МЕГАЗОНА

Разделение мегазоны на Алдано-Становой и Байкало-Патомский секторы, входящие своими частями в пределы описываемой территории, основано на крупных различиях их типов и планов неотектоники. Алдано-Становой сектор, занимающий основную часть территории, характеризуется общими поднятиями с отставаниями относительно опущенных морфоструктур. Байкало-Патомский сектор отличается байкальским рифтовым типом неотектоники. Он характеризуется непосредственным соседством и чередованием мощных горных поднятий и впадин, испытывающих глубокое абсолютное опускание. Такие впадины в пределах территории отсутствуют, однако западнее ее границы располагается Верхне-Чарская впадина с мощными кайнозойскими отложениями и небольшие впадины западной окраины территории (Токкинская. Чароудаканская и др.), которые рассматриваются как зачаточные впадины байкальского типа (Солоненко и др., 1966).

Алдано-Становой сектор характеризуется запад-северо-западным направлением новейших морфоструктур, что соответствует простиранию Становой зоны и некоторых крупных разломов Алданского щита. Эта общность плана и спаянность в общем неотектоническом рельефе позволяет объединить Алданский щит и Становую зону новейших поднятий в единый Алдано-Становой сектор.

Кодаро-Удоканский блок Байкало-Патомского сектора имеет восточно-северо-восточное простирание морфоструктур. Граница секторов проходит по долине р. Олекмы. Простирания обоих направлений проявляются в рельефе и того и другого секторов при господстве одного из них. Они ясно пересекаются и это позволяет считать, что зона Станового разлома, переходя из одного сектора в другой, образует в действительности не изгиб, который показывается на тектонических схемах, а ломаную линию разломов разных простираний. Связующим звеном, придающим плавность этому стыку, могут быть участки развитых здесь широтных разломов.

Стык обоих секторов осложнен меридиональной Олекминской зоной горообразования (хребет Чельбаус), расположенной за пределами Якутии. В границах последней она не проявляется самостоятельными горными поднятиями, но характерные для нее меридиональные простирания пронизывают смежные края обоих секторов, выражаясь в ориентировке ветвей горстов, уступов, впадин и долин. Кроме того, описываемая зона, по-видимому, играет роль структурного барьера, на котором затухает активизация Кодаро-Удоканского блока. Существует мнение, что рифтообразование постепенно проникает на восток, вдоль зоны Становых разломов (Солоненко и др., 1966), однако указывается на распространение зачаточных рифтов лишь до правого берега р. Олекмы и р. Нюкжи. Таким образом, оно затухает в пределах Олекминской морфоструктурной зоны. На этой границе резко ослабевает и сейсмичность зоны Становых разломов. Характерно, что эпицентры нескольких землетрясений силой 8—9 баллов сосредоточены на левом берегу Олекмы, вблизи устья р. Нюкжи, где наиболее хорошо выражен в рельефе стык всех трех планов. Учитывая особую роль Олекминской зоны в плане и проявлениях неотектоники, она выделена в неотектоническом районировании условно как элемент Алдано-Станового сектора.

Алдано-Становой сектор. Блоки I порядка этого сектора — восточный, Тимптоно-Учурский, и западный, Олекмо-Алданский, резко различаются в неотектоническом рельефе. Первый блок представляет решетчатую систему горных зон с амплитудами новейших поднятий 1000—2000 *м* и межгорных участков плоскогорья и плато с амплитудами поднятий 700—1000 *м*. В целом этот рельеф можно отнести к типу «бассейнов и хребтов». Олекмо-Алданский блок представляет плоскогорье с амплитудами

поднятий 700—1000 *м*, а по северному краю местами цокольное плато с амплитудами поднятий 500—700 *м*. Его новейшие деформации имеют характер блоков-сводов [1] и пологих прогибов; среднегорные локальные поднятия образуют изолированные узлы и располагаются одиночно.

Такое различие блоков, по-видимому, связано с различиями тектоники фундамента. Олекмо-Алданский блок в основном совпадает с Алдано-Тимптонской складчатой системой (Иенгрским литоплинтом), а Тимптоно-Учурский — с одноименной ему складчатой системой. Граница между этими системами проводится по Тыркандинскому шву северо-западного простирания. Граница новейших блоков проходит в основном по долине Тимптона, имея северо-восточное простирание.

Оба блока и Становая зона, как выше было сказано, имеют общий неотектонический план. Становая зона протягивается в запад-северо-западном направлении, кулисообразно отступая к северу участками северо-западного простирания. Самый крупный из таких участков совпадает с горным узлом — горстом кряжа Зверева. Этот узел можно назвать Верхне-Алданским. В средней части Тимптоно-Учурского блока, параллельно Становой зоне, протягивается отчетливо выраженная Срединная зона поднятий Алдано-Станового блока. Эту часть ее можно назвать Срединно-Гонамской по прорезающей его антецедентной долине р. Гонама. Она представляет собой сложный горст, геоморфологически выраженный в виде высокого расчлененного цокольного плато. Поднятием горста было также разорвано соединение юрских Гонамских грабенов с Верхне-Гынымской впадиной. Западная часть зоны образует расширение и изгиб в Сеймском узловом горстовом поднятии, параллельный и в общем подобный ее расширению и изгибу в Верхне-Алданском узле.

Резко снижаясь на границе Тимптоно-Учурского блока, по долине р. Тимптона, с новейшим сбросом амплитудой 600 *м*, Становая зона продолжается в Олекмо-Алданском блоке в виде Срединно-Алданского поднятия. Оно представляет собой повышение свода-блока плоскогорья, выделенного здесь под названием Алдано-Тимптонского. Он очерчен хорошо выраженными разломами северо-западного и северо-восточного простираний. Срединная зона имеет широтное простирание. В осевой части этой зоны располагается система плоских горстов относительной высотой 100—200 *м*, которая заканчивается на западе среднегорным изолированным локальным горстом (Западные Янги).

Параллельно обеим зонам поднятий проходят отстающие зоны. Южная наследует впадины Южно-Якутского прогиба. Восточную часть Алдано-Чульманской впадины рассматривают как ее изгиб и расширение, аналогичные изгибам и расширениям зон поднятий. Севернее Срединной зоны проходит пониженная зона, которую можно выделить в Тимптоно-Учурском блоке под названием Гынымской. К северу от Сеймского горстового узла она пересекается с поперечной поднятой Тимптоно-Суннагинской зоной. В Олекмо-Алданском блоке ее продолжение намечается понижениями по рекам Томмоту и Чуге.

Описанные особенности показывают, что новейшая активизация тесно связана с древними структурами фундамента, возникшими на разных этапах развития архейской подвижной области. Становая зона представляет единую четковидную систему поднятий, отмечающую шов между Алданским щитом и Джугджуро-Становой складчатой областью. Граница между Тимптоно-Учурским и Олекмо-Алданским блоками также, по-видимому, связана с древним очень крупным тектоническим швом. Помимо того, что она разделяет такие крупные и различные блоки, в ее зоне располагаются и изломы продольных морфоструктурных зон.

Общей для обоих блоков является система не только продольных, но и поперечных морфоструктурных зон. Отрывочно, но в общем ясно она намечается в Тимптоно-Учурском блоке. Лучше всего выражена крайняя западная Тимптоно-Суннагинская зона. На вге она обусловливает пережим Алдано-Чульманской впадины и Гонамских грабенов, в средней части образует на пересечении со Срединно-Гонамской зоной общий с ней Сеймский узел, а на северо-востоке заканчивается Суннагинским горстом. Этот план показывает, что Суннагинский горст является не ветвью Срединного поднятия, а частью поперечной к нему зоны. Соседняя с востока отстающая зона намечается Гонамскими грабенами с прилежащими участками плоскогорья и дальше, по-видимому, сливается с продольной Гынымской зоной в Верхне-Гынымской впадине. Нуямский меридиональный горст и Токинская впадина намечают другие неполные поперечные зоны. Вместе они обрисовывают в рельефе план поднятий и понижений, имеющих северо-восточное простирание в средней части, меридиональное в южной и восток-северо-восточное — в северной, образуя форму ломаной дуги, выпуклой к западу. В Олекмо-Алданском блоке такие же очертания имеет пологий прогиб, названный здесь Алданским. Ему следует долина р. Алдана между Алдано-Чульманской впадиной и Угоянской излучиной: сначала в меридиональном и затем в се-

[1] Применяемая автором терминология не вполне удачна (особенно такие названия, как своды-горсты, блоки-своды-горсты и др.), так как отражает слабую степень изученности неоструктурных форм и неразработанность неотектонической терминологии. Ее следует рассматривать как сугубо предположительную. — *Прим. ред.*

веро-восточном направлении. Западнее намечается поднятая зона уже север-северо-восточного простирания, южная часть которой образована Чугинским блоком плоскогорья, а северная — Верхне-Амгинским поднятием на шве плоскогорья и Лено-Алданского плато.

Алданский поперечный прогиб, по-видимому, намечает крупную тектоническую границу. Здесь изменяется план продольных зон. Так, прогибом обрезается выдержанная ранее Срединная поднятая зона. Как возможное ее продолжение, кулисообразно сдвинутое к югу, можно условно рассматривать Чугинский поднятый блок, северный край которого имеет запад-северо-западное простирание. Неотектонический план осложняется появляющимися здесь короткими зонами северо-западного простирания, которые описываются ниже, при характеристике новейшей перестройки Тунгурчинской и Алдано-Чульманской впадин.

Очертания поперечных зон в плане соответствуют простираниям разломов общей решетки. Расположение отдельных морфоструктур этих зон можно связать с конкретными элементами тектоники фундамента. Так, Суннагинский горст поднят в основном по Суннагино-Ларбинскому и Алдано-Суннагинскому разломам. Однако в противоположность продольным зонам пока неясно, с какими общими структурами фундамента можно связать их систему и чем обусловлены изломы их простирания.

С поперечными морфоструктурными зонами связана еще одна крупная черта новейшего тектонического рельефа, также пока еще не находящая объяснения, а именно, ступенчатое его снижение на запад-северо-запад и ослабление дифференциальных деформаций, переходящее в этом направлении с Олекмо-Алданского плоскогорья на Лено-Алданское плато. Оно происходит уступами на линиях общего северо-восточного простирания, представляющих западные края поперечных поднятых зон. Первый уступ — это западная граница Тимптоно-Учурского блока, второй проходит к западу от Верхне-Амгинского поднятия, третий намечается границей между Амгинским и Лено-Олекминским блоками Лено-Алданского плато, по нижнему течению рек Токко и Чары. Ширина ступеней довольно постоянна — около 150 *км*. Эти ступени создают картину скачкообразного ослабления новейшей активизации в западно-северо-западном направлении.

Из отдельных элементов неотектоники Тимптоно-Учурского и Олекмо-Алданского блоков нужно остановиться на следующих. В первом блоке следует отметить компенсационные соотношения между Токинской унаследованной юрской впадиной и окаймляющими поднятиями. Наиболее высокие части Токинского Становика и стыка Срединно-Гонамской и Нуямской зон прижаты к впадине. Упомянутый стык представляет здесь косой горст, разорванный сбросом. Более высокая часть его непосредственно окаймляет впадину: по сбросу проходит долина р. Гонама. Компенсационный характер, возможно, имеет и поднятие Суннагинского горста, расположенного рядом с Гынымской впадиной; не исключаются такие же соотношения его и с Учуро-Майской впадиной.

В Олекмо-Алданском блоке нужно отметить новейшую перестройку плана Тунгурчинской и Алдано-Чульманской впадин. Эти впадины вытянуты в широтном направлении. Их разобщает поднятая зона северо-западного простирания, соединяющая предгорья кряжа Зверева и Верхне-Чугинское новейшее поднятие. В указанных предгорьях в этой зоне подняты юрские породы южного края Алдано-Чульманской впадины (до высоты около 1200 *м*), а в Верхне-Чугинском поднятии — породы северного края Тунгурчинской впадины, до высоты 1300 *м* против 800—900 и до 1100 *м* в этих впадинах. Параллельно этой зоне с северо-востока от нее протягивается пологая отстающая Унгринская зона, частично совпадающая с Алдано-Чульманской, частью выходящая на плоскогорье вдоль долины р. Унгры. Она пересечена поперек новейшей зоной поднятия, проходящей через Алдано-Чульманскую впадину от кряжа Зверева к Эвотинским гольцам и образующей Алдано-Тимптонский водораздел. Ее высоты 1000—1100 *м*. По обе стороны ее Унгринская зона образует две новейшие локальные впадины: Унгра-Дурайскую и Причульманскую, замкнутые в рельефе водоразделов. Эта перестройка является не формированием каких-либо новых направлений, а усиленным проявлением существовавших и ранее. Так, северо-западное простирание имеет Тунгурчинская впадина в погребенном рельефе фундамента (Данкевич и др., 1970).

Большой интерес представляют узловые морфоструктуры северного шва Байкало-Алданской мегазоны. По северному шву Алдано-Станового сектора располагаются крупнейшие из них: Центрально-Алданский и Верхне-Амгинский. Западнее р. Олекмы находится меньшее Соктокутское поднятие, по-видимому, того же типа, а к западу от границы территории на шве Кодаро-Удоканского блока — Мурунское поднятие. Эти узлы связаны с пересечениями шва глубинными меридиональными разломами. В рельефе и локализации мезозойских интрузий Центрально-Алданского узла большую роль играют северо-западные разломы. Однако анализ неотектоники показывает, что конфигурация горстов и сводов-горстов определяется здесь ортогональными разломами, диагональные же разломы, по-видимому, усиливают раздробленность участков пересечений. Центрально-Алданский и Верхне-Амгинский узлы располагаются в основном между главными зонами сбросов северного шва Алданского щита: северной,

по которой фундамент опускается ниже современного уреза рек, слабо омоложенной, и южной, по которой Срединно-Алданское поднятие отграничивается от северного склона массива. Этой зоне следуют долины рек Бол. Нимныра, Прав. и Бол. Ыллымахов, по которым отмечаются новейшие сбросы амплитудой 50—100 *м*.

В новейшем тектоническом рельефе центры Верхне-Амгинской и Якокутской мезозойских впадин образуют инверсионно поднятые горсты, внешне имеющие облик крупных останцов плато. Рядом с Центрально-Алданским инверсионным горстом образовались сводово-горстовые поднятия фундамента (с остатками покрова нижнекембрийских и юрских пород): пологое Верхне-Нимгерканское и Эльконское, описанное выше. Севернее, уже в пределах края Лено-Алданского плато образовался пологий Угоянский (Байнайский) свод-горст с расколотым блоком фундамента в ядре вскрытым в долине Алдана. Вторая юрская впадина Центрально-Алданского узла — Куранахская — срезана поверхностью выравнивания и не испытала инверсионных поднятий; она, как отмечалось выше, имеет слабую тенденцию к отставанию.

Обширное плоское Верхне-Амгинское поднятие не дифференцировано в новейшем рельефе, но имеет сложную мезозойскую структуру, включая поднятые блоки фундамента.

Описанные узлы совпадают с центрами мезозойского магматизма, причем наблюдается кольцевое расположение интрузий по периферии некоторых новейших поднятий. Это показывает, что последние возобновились в точных границах раннемеловых поднятий.

Байкало-Патомский сектор. Основным блоком I порядка этого сектора является Кодаро-Удоканский. Окраина его в пределах территории Якутии представляет горстовые поднятия окончаний хребта Удокан, разделенные и окаймленные блоково-ступенчатым плоскогорьем. В целом их рельеф соответствует намеченному выше типу сводов-горстов. Он отличается сложной мозаичностью и тектонической расчлененностью, обусловленной пересечениями многочисленных разломов северо-восточного, восточно-северо-восточного, меридионального и широтного простираний и, по-видимому, значительной активностью новейших движений. В северной части блока намечается зона впадин и седловин — предполагаемых зачаточных рифтов. Она проходит в северо-восточном направлении от Верхне-Чарской впадины и в верховьях р. Токко резко поворачивает на север, образуя Токкинскую, Чаруодаканскую и Чаруодинскую впадины. Другая линия впадин (унаследованных мезозойских) приурочена к широтной зоне Южно-Якутского разлома (Ханинский грабен).

Имея те же высоты, что и горные районы плоскогорья Алдано-Станового сектора, Кодаро-Удоканский блок отличается большей сейсмичностью. Судя по имеющимся описаниям (Солоненко и др., 1966) и наблюдениям М. М. Матея, здесь шире распространены свежие проявления современной тектоники (сейсмотектоники): свежие сбросовые обрывы, рвы, сейсмооползни.

ВЕРХОЯНСКАЯ МЕГАЗОНА

В пределы территории на небольшой площади входит участок зоны, выделенный как Улахан-Бамский блок. Осью его является Улахан-Бамский горстовый хребет меридионального простирания с амплитудами новейших поднятий около 1300—1500 *м*. Он окаймлен участками плоскогорья с амплитудами поднятий 400—1000 *м*, ступенчато поднимающимися к хребту.

ЛЕНО-АЛДАНСКАЯ ОБЛАСТЬ СЛАБЫХ ПОДНЯТИЙ (ЛЕНО-АЛДАНСКОЕ ПЛАТО)

Новейший рельеф Лено-Алданского плато в главных чертах определяется связью с крупными элементами погребенного рельефа фундамента. Средняя часть плато, выделяемая под названием Амгинского блока, образует повышение с амплитудами новейших поднятий 300—500 *м*. В плане оно имеет форму треугольника (вершина его срезана северной границей территории). Оно окаймляется с запада пониженным плато Лено-Олекминского блока, а с востока — Учуро-Майского блока, с амплитудами новейших поднятий соответственно около 200—300 *м* и 100—300 *м*. Как отмечалось выше, оба пониженных блока совпадают с впадинами фундамента: Березовской и Учуро-Майской, а Амгинский блок — с поднятием фундамента. Учуро-Майское плато представляет край юрской впадины. Таким образом, описанные черты являются глубоко унаследованными. Блоки осложнены поднятиями и понижениями, с небольшой разницей высот. В этом рельефе, осложненном структурными ступенями, трудно разделить тектонические и денудационные формы. Можно предполагать неотектонический характер сложных по очертаниям понижений по западному краю Амгинского блока, понижений по р. Амге и более определенно — повышения по левому берегу Алдана выше устья р. Тимптона, совпадающего с погребенными поднятиями фундамента.

Тектоническое происхождение можно предполагать и для понижения вдоль долины Алдана вниз от устья р. Учур, выделенное как «Алданский желоб». На этом участке долина вначале идет на восток-северо-восток, поворачивает затем на северо-восток. Подобные очертания, характерные для долин, связанных с разломами, и связь понижения со швом Учуро-Майской впадины и Тимптоно-Учурского блока позволяют выделять здесь относительно узкую отстающую зону с амплитудами новейших поднятий, самыми меньшими в пределах территории — порядка 100—200 *м* (не исключено, что это понижение частично обусловлено эрозией Алдана и его притоков). О связи долин Лено-Алданского плато с разрывными нарушениями говорилось выше.

Юдомо-Майское плато геоморфологически причисляют к Лено-Алданскому. В неотектоническом отношении его, по-видимому, следует рассматривать как окраину Тимптоно-Учурского блока. Оно повышается ступенями, по-видимому, блоковыми, на юго-восток, имея амплитуды новейших поднятий 500—600 *м*. Рисунок его долинной сети обнаруживает типичные черты связи с разрывными нарушениями. Интенсивность его неотектоники, по-видимому, значительно выше, чем Лено-Алданского плато.

ИСТОРИЯ НЕОТЕКТОНИЧЕСКОГО ЭТАПА

Неотектонический этап развития территории является подфазой единого мезозойско-кайнозойского неотектонического цикла, фазы которого обнаруживают явную преемственность. Первой фазой явились общие юрские опускания территории, сопровождавшиеся глубокими дифференцированными абсолютными опусканиями впадин. Раннемеловые поднятия, сопровождавшиеся магматизмом, явились первой, а новейшие — второй подфазами второй инверсионной фазы цикла. Обе подфазы разделялись периодом относительного покоя в течение позднего мела, палеогена и первой половины неогена. В это время раннемеловые поднятия были денудированы, отпрепарированы многие интрузии, образовавшие современные гольцы, и выработана единая региональная поверхность выравнивания, образующая ровные поверхности многих современных водоразделов территории. На большой площади Олекмо-Алданского плоскогорья она образовалась путем откапывания докембрийского пенеплена, близко совпав с его уровнем. В других местах она срезает породы осадочного чехла, при пологом и горизонтальном залегании пород, принимая характер структурно приспособившейся пластовой поверхности. Во впадинах Предстанового прогиба она срезает и дислоцированные юрские и нижнемеловые породы, чем и определяется нижний предел ее возраста, как позднемеловой.

Новейшие деформации в значительной мере можно проследить по изменениям высот этой поверхности, с поправкой на ее рельеф до новейших поднятий. По аналогии с современными равнинами можно принять вероятные отметки ее главных рек порядка 80—100 *м*, водоразделов Лено-Алданского плато и плоскогорья 150—200 *м*, а узловых водоразделов современного горного рельефа 300—500 *м*.

Надо отметить, что возможное существование остатков разновозрастных поверхностей может внести поправки в оценки деформаций отдельных участков амплитуд, но не изменит представления о плане и общем порядке величин деформаций.

Совпадение новейших локальных горстов и сводов-горстов Центрально-Алданского узла с раннемеловыми, связь новейших горстов с центрами мезозойского магматизма в Тимптоно-Учурском блоке и ряд других черт позволяют предполагать, что новейшие дифференциальные поднятия были в значительной мере возобновлением и развитием раннемеловых морфоструктур, сильно срезанных предшествовавшей денудацией.

Одним из важнейших отличий новейших движений от меловых является очень слабый магматизм, выразившийся лишь небольшими из-

лияниями базальтов в западной части Токинского Становика. Вторым отличием является отсутствие новейших надвигов в Становой зоне. Так, современное подножие горного рельефа Становой зоны вдоль Тунгурча-Чульманской впадины приблизительно совпадает с зоной раннемеловых надвигов, но проходит то южнее, то севернее, так что сами надвиги остаются не омоложенными и уступ горного рельефа имеет сбросовый характер.

Большинство исследователей относит начало поднятий к неогену. Б. С. Русанов и др. (1967) указывают, что в раннем миоцене на Алданском щите происходили поднятия с амплитудой около 100 *м*. Время среднего миоцена — раннего плейстоцена характеризуется как спокойное, а для среднего плейстоцена подчеркивается активизация новейших движений. Д. А. Тимофеев (1965) относит начало новейших поднятий к началу неогена, с амплитудой для Приленского плато 100—150 *м* и главной фазой, сформировавшей основной рельеф Восточной Сибири в конце неогена—начале четвертичного периода. Движения продолжались в течение всего четвертичного периода. М. В. Пиотровский (1968) для Алданского плоскогорья и прилежащей окраины Становой зоны отмечает два главных этапа новейших поднятий, вызвавших двукратное углубление долин, разделенных значительным перерывом. Эрозионный врез речной сети, связанный с поднятиями первого этапа, распространился до вершин долинной сети, второго — захватил лишь нижнее и среднее течение рек. Во время перерыва между этими этапами успели выработаться пологие основания склонов долин даже в горном рельефе, что, несомненно, указывает на формирование основных горных поднятий уже в первый этап новейших движений. Значительная денудация склонов между первым и вторым этапами показывает, что начало первого этапа поднятий необходимо отнести приблизительно к середине неогена. Начало второго этапа можно датировать приблизительно концом неогена — началом четвертичного времени. В наиболее интенсивно поднимающихся горстах горного рельефа оба этапа, судя по формам склонов долин, были сближены и в некоторых горных узлах, возможно, перерыв между ними исчезал.

Представление о сравнительно раннем начале новейших поднятий подтверждается тем, что террасы с хорошо сохранившимся аллювием четвертичного возраста приурочены к нижней части поперечного профиля долин, т. е. образовались значительно позже основного углубления последних. Примером может быть 50-метровая терраса в долине Алдана, имеющей глубину около 300 *м*.

Иной точки зрения придерживается Л. В. Зорин, который выделил первую фазу нерезкого углубления долин и связал с ней аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, обогащенные материалом слабо перемытой коры выветривания. К этим отложениям он отнес также мощный аллювий долин рек Селигдара и Якокута, погребенный под современным. Скудные палинологические данные указывают на четвертичный возраст этого аллювия.

Вопрос о частных фазах углубления долин рассматривается на основании данных о террасах в главе «Геоморфология». Следует отметить, что преобладающий цокольный тип четвертичных террас указывает на прогрессивное поднятие территории. На современное поднятие указывает врезание рек в I террасу, столь недавнее, что современная пойма еще мало сформирована, а в малых долинах совсем отсутствует. На пересечении усиленно поднимающихся морфоструктур реки приобретают крутое падение и местами врезаются в коренные породы. Примером являются р. Тимптон на пересечении Срединного поднятия и р. Бол. Ыллымах на пересечении окончания Эльконского свода-гор-

ста. Следы продолжающегося поднятия наблюдаются не только в центральных частях крупных горстовых узлов, но и в небольших изолированных хребтах горстового мелкогорья.

СЕЙСМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Сейсмическая обстановка южных районов Якутии еще недостаточно изучена. Инструментальные сейсмические наблюдения были начаты там Институтом геологии ЯФ СО АН СССР только в 1962 г. В настоящее время на этой территории действуют три постоянные сейсмические станции в поселках Усть-Нюкжа, Чульман и Чагда. Материалы этих станций с привязкой данных сейсмостанции «Якутск», оборудованной высокочувствительной аппаратурой, и использование сейсмограмм сети сейсмических станций Прибайкалья позволяют уверенно определять все эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K<9$, что соответствует энергии в очаге 10^9 *дж*. Для характеристики сейсмичности любого региона необходимо использовать не только инструментальные наблюдения над землетрясениями, но и привлекать материалы о сильных землетрясениях прошлых лет. Для юга Якутии имеются неполные сведения о землетрясениях с $M<4$ начиная с 1937 г.

Первые из известных землетрясений довольно значительной силы (до 7 баллов в эпицентре) связаны с районом Станового глубинного разлома. Эпицентр известного Нюкжинского землетрясения (5 января 1958 г.) располагался в среднем течении Олекмы. Сила толчка в эпицентре достигала там 9 баллов. В ближайшем к эпицентру пос. Усть-Нюкжа во многих домах падали домашние предметы, обваливалась штукатурка, лопались стекла окон. В здании клуба лопнули потолочные перекрытия. Лед на р. Олекме растрескался полосами от одного берега к другому. Возникали камнепады в горах. В пос. Чара, расположенном примерно в 180 *км* от эпицентра, качались дома и деревья. Сотрясение силой 4 балла ощущалось на площади около 800 тыс. *км*^{2}. Эпицентр Олекминского землетрясения (14 сентября 1958 г.) располагался на правобережье среднего течения Олекмы. Сила толчков достигала 8—9 баллов. В пос. Усть-Нюкжа в связи с этим было отмечено колебание почвы, в некоторых домах растрескалась и осыпалась штукатурка. Подземный гул был слышен в течение 6—7 часов. Землетрясение ощущалось на площади 400—500 тыс. *км*^{2}. 27 июня 1962 г. произошло землетрясение в хребте Лурикан. Сила сотрясения в эпицентре достигала около 6 баллов.

23 октября 1964 г. произошло землетрясение на Олекмо-Чарском нагорье с силой в эпицентре примерно 6 баллов. В это же время сейсмическими станциями «Усть-Нюкжа» и «Чульман» зарегистрированы многочисленные подземные толчки в районе хребта Зверева с силой 7 баллов в эпицентре.

6-балльные эффекты этого землетрясения отмечались в пос. Золотинка, 5-балльные — в пос. Нагорном, 4—5-балльные — в пос. Чульман.

22 октября 1966 г. зарегистрировано землетрясение восточнее хребта Зверева. В пос. Чульман (около 15 *км* от эпицентра) был слышен сильный гул. В домах качались лампочки, звенели стекла окон. В пос. Угольном также был слышен гул. Сила возможного сотрясения в эпицентре достигала 6 баллов.

18 января 1967 г. в районе среднего течения р. Олекмы, по ее притоку р. Тас-Юряху, снова произошло землетрясение силой 9 баллов. В пос. Усть-Нюкжа раскачивались деревья и дома, от сильного сотрясения осыпался снег с крыш. Во многих домах появились трещины

в печах и стенах. На Олекме и ее притоке р. Тас-Юряхе образовались полосы битого льда. В горах появились каменные осыпи и оползни. Гул от землетрясения не прекращался в пос. Усть-Нюкжа в течение 12 часов. Землетрясение ощущалось во многих районах Амурской и Читинской областей и Якутской АССР. В пос. Чульман были отмечены 5-балльные эффекты этого землетрясения, а в г. Алдане — 3—4-балльные. С силой 5 баллов землетрясения ощущалось в г. Чите.

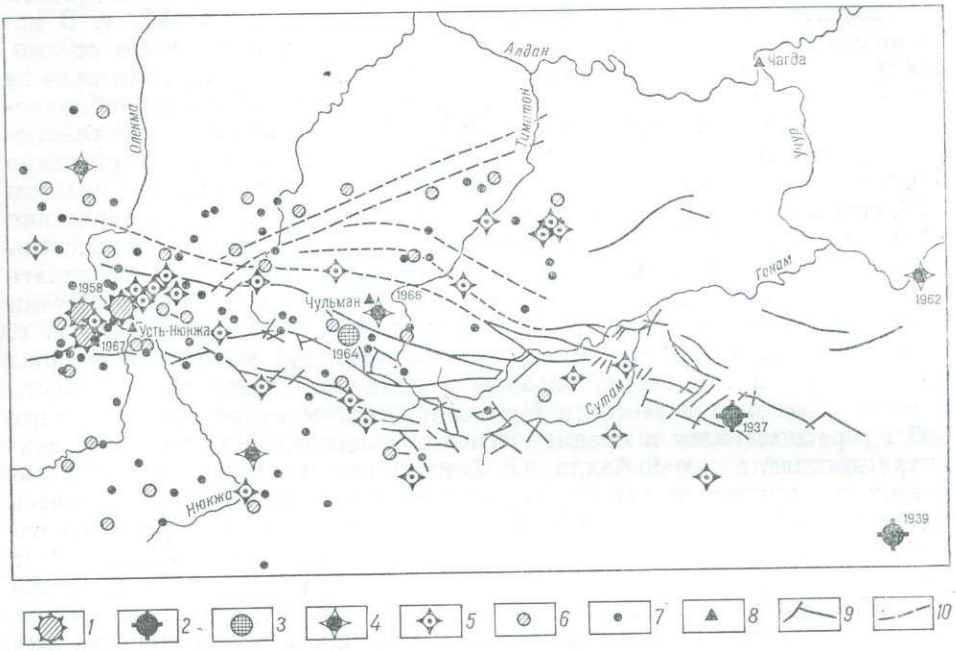


Рис. 53. Карта эпицентров землетрясений южных районов Якутии

1 — эпицентр с силой землетрясения 8—9 баллов; *2* — то же, 7—8 баллов; *3* — то же, 6—7 баллов; *4* — то же, 5—6 баллов; *5* — то же, <5 баллов ($\lg E$=10 *дж*); *6* — то же, <5 баллов ($\lg E$=9 *дж*); *7* — то же, <5 баллов ($\lg E$=8 *дж*); *8* — сейсмические станции; *9* — разломы установленные; *10* — разломы предполагаемые

По инструментальным наблюдениям 1963—1966 гг. составлена карта эпицентров землетрясений юга Якутии. Для выявления закономерностей площадного размещения очагов землетрясений и связи их с дизъюнктивной тектоникой региона на карту нанесены все разрывные нарушения системы Станового разлома по Ю. Б. Казмину (1962). Большинство эпицентров оказались приуроченными к западной части Станового глубинного разлома, к району сильных 9-балльных землетрясений (Олекминского, Нюкжинского и Тас-Юряхского), вокруг которых как бы образовался «клубок» землетрясений малых энергетических классов (рис. 53).

При перемещении на восток по Становому хребту наблюдается уменьшение плотности очагов землетрясений. При этом характерно, что расположение эпицентров указывает на довольно заметную связь с зонами разломов, чего нельзя сказать о землетрясениях, эпицентры которых расположены к северу и югу от Станового краевого шва. Здесь четкая картина связи очагов землетрясений с разломами нарушается, эпицентры более или менее равномерно расположены по всей площади, что, по-видимому, связано с общим напряженным состоянием этих районов.

По характеру сейсмо-геологических связей можно условно разделить юг Якутии на несколько эпицентральных районов. Самым активным является Нюкжинский эпицентральный район. Макросейсмические и инструментальные данные дают возможность отнести этот район к 9-балльному. Сейсмическая активность Нюкжинского эпицентрального района не ослабевает со временем, о чем свидетельствует 9-балльное землетрясение, происшедшее 18 января 1967 г. Подавляющее большинство эпицентров приурочено здесь к верховьям

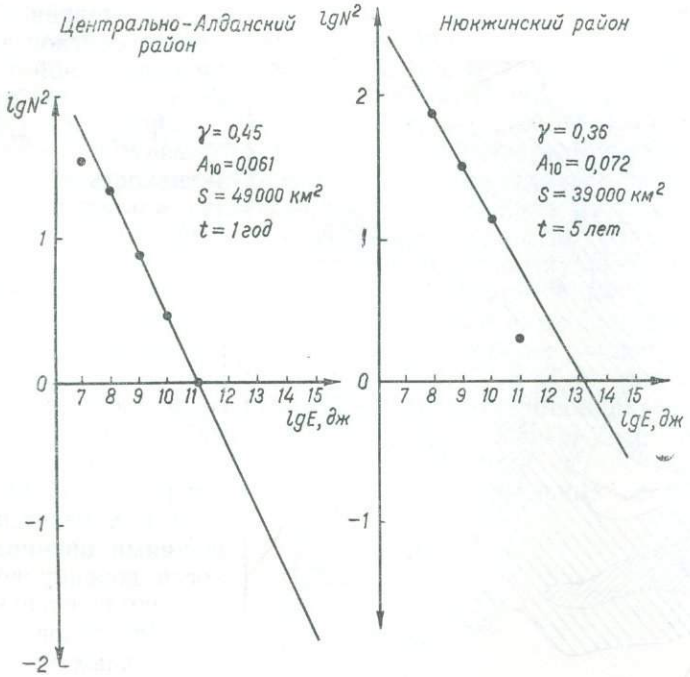


Рис. 54. График повторяемости землетрясений Нюкжинского и Центрально-Алданского эпицентральных районов. Составил Б. М. Козьмин

р. Тас-Юряха и Северному и Южному Дырындинским хребтам. Несомненна связь этих очагов землетрясений с глубинным Становым разломом, который проходит в широтном направлении от хребта Кулар по бортам тектонических долин рек Имангры, Тас-Юряха и продолжается на правобережье р. Олекмы.

Для эпицентрального района Центрального Становика, расположенного восточнее, уровень сейсмической активности остается довольно высоким, хотя и ниже, чем для Нюкжинского района. 7-балльное землетрясение 1964 г. и 6-балльное 1966 г. свидетельствуют о высокой сейсмической активности этого района. Наибольшая концентрация эпицентров землетрясений приходится на кряж Зверева, ограниченный с севера и юга двумя крупными разломами системы Станового краевого шва.

Территория восточнее 126° в. д. и между 55 и 57° с. ш. условно выделена как Восточно-Становой эпицентральный район. Сейсмичность этой территории изучена слабо, имеются лишь весьма неполные данные о сильных землетрясениях. Из микросейсмических материалов здесь известны лишь три землетрясения силой 6—7 баллов в эпицентре.

Землетрясения эпицентрального района Алданского нагорья довольно равномерно распределены по площади, особенно на междуречье Алдана и Тимптона. Энергия происходящих здесь землетрясений незначительна и не превышает в очаге 10^9—10^{10} *дж*.

Оценка уровня сейсмической активности производится по графикам повторяемости землетрясений (рис. 54), которая представляет собой зависимость плотности распределения числа землетрясений N от заданного класса энергии E в определенный отрезок времени для фиксированной площади. Угол наклона прямой $\gamma = \frac{\Delta \lg N}{\Delta \lg E}$ и сейсмическая активность A_{10}, равная числу землетрясений с энергией $K=10$, происшедших за 1 год на площади $S=1000$ *км*^{2}, являются параметрами графиков повторяемости. Используя значения A_{10} и γ, полученные из графиков повторяемости, можно проводить количественное сопоставление сейсмически активных областей и с известными допущениями оценивать вероятности возникновения сильных землетрясений.

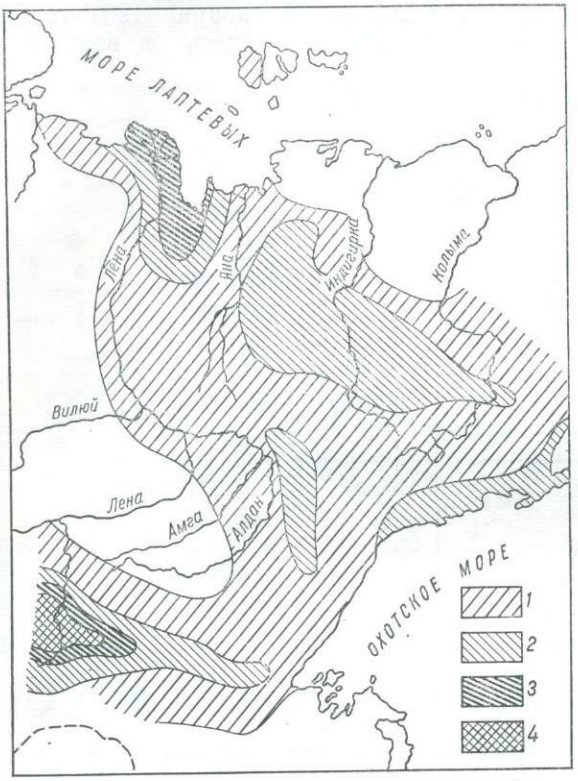


Рис. 55. Схема сейсмического районирования Якутии. Составил В. М. Кочетков, 1964 г.

1—4 — зоны 6, 7, 8 и 9-балльных сотрясений соответственно

На основании инструментальных материалов были построены два графика повторяемости: для Нюкжинского эпицентрального района ($S=39\,000$ *км*^{2}) за 5 лет и района Центрального Становика ($S=49\,000$ *км*^{2}) за 1 год (рис. 54). Из графика повторяемости Нюкжинского района видно, что прямая фактически проведена по четырем надежным точкам ($K=7$—10), явно выпадает точка ($K=11$) и полностью отсутствуют землетрясения с энергией $K=12$—13. Увеличение периода наблюдений могло бы улучшить обоснованность получаемых данных. С прямой графика повторяемости Центрального Становика не согласуется точка ($K=7$). Это свидетельствует о том, что землетрясения 7-го энергетического класса регистрируются, возможно, неполностью и поэтому их количество несколько занижено. Полученные параметры графиков повторяемости для Нюкжинского района ($\gamma=0{,}36$; $A_{10}=0{,}072$) и района Центрального Становика ($\gamma=0{,}45$; $A_{10}=0{,}061$) удовлетворительно согласуются со значениями $\gamma=0{,}39$ и $A_{10}=0{,}055$ для всего района Станового хребта за период 1958—1962 гг. (Кочетков, 1966).

Если экстраполировать графики повторяемости изучаемых районов в сторону сильных землетрясений, сохраняя неизменным угловой коэффициент, то найдем, что в течение 100 лет в пределах Нюкжинского эпицентрального района может произойти 52 землетрясения

12-го энергетического класса (около 7 баллов), а на Центральном Становике — 36 землетрясений такой же силы.

Сейсмическое состояние южных районов Якутии можно представить из сравнения уровней активности других районов Советского Союза. Сопоставляя A_{10} для Станового хребта, Прибайкалья и Таджикистана, можно считать, что уровень сейсмической активности Нюкжинского района ($A_{10}=0{,}072$) сопоставим с активностью Прибайкалья ($A_{10}=0{,}06$; В. П. Солоненко и др.) и приблизительно в 40 раз меньше, чем в Гармском районе Таджикистана ($A_{10}=3{,}0$).

Представленный здесь материал обработки инструментальных данных позволяет сделать вывод, что Прибайкальская сейсмическая зона не заканчивается у Алданского щита, а может быть продолжена на восток, проявляясь целым рядом землетрясений как в системе Становик—Джугджур, так и севернее, на территории Алданского нагорья.

На карте сейсмического районирования территории Якутии (Кочетков, 1966) в системе Станового хребта выделялось несколько сейсмических зон, в которых сейсмическая активность затухала с запада на восток. Наиболее сейсмичная 9-балльная зона выделялась в пределах Нюкжинского эпицентрального района, замыкавшаяся на восточных окраинах кряжа Зверева (рис. 55). Область 8-балльных сотрясений условно (из-за недостатка материала) замыкалась в бассейне Чульмана и Тимптона. Вся же область сводового поднятия Становик—Джугджур потенциально была отнесена к 7-балльной. На данном этапе изучения эту карту сейсмического районирования Якутии можно считать правомерной. Следует лишь указать, что намечается сужение 8-балльной изосейсты и проникновение ее несколько западнее, а также расширение на север области 7-балльных сотрясений.

Глава VII

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф Южной Якутии отличается большим разнообразием и сложностью и представляет сочетание горных хребтов высотой от 1400 до 2500 *м* с обширными плоскогорьями, плато, межгорными впадинами. Как уже отмечалось ранее, большая часть территории Южной Якутии расположена на юго-восточной окраине Сибирской платформы, пережившей длительный континентальный путь развития. Перестройка древнего структурного плана, особенно интенсивная в мезозое, периодически меняющаяся тектоническая обстановка и климатические условия предопределили ход эрозионно-денудационных процессов и оказали прямое влияние на формирование современного облика рельефа.

Северная часть территории представляет собой однообразное пластовое плато на почти горизонтально залегающих породах кембрия и в морфоструктурном отношении приурочена к пологому северному склону Алданского щита. Центральная часть территории, где на поверхность выходят архейские кристаллические породы, перекрытые кое-где остатками осадочного чехла, отличается наиболее сложным рельефом. С юга к ней примыкает зона Станового хребта, также обладающая сложным рельефом, формирование которого тесно связано с развитием как Алданского щита, так и Монголо-Охотского складчатого пояса.

Древние архейские складчатые структуры северо-западного и субмеридионального направлений, как правило, не прослеживаются в рельефе; на их месте сформирована поверхность выравнивания. Но некоторые долгоживущие разломы древнего заложения оказали влияние на формирование мезозойских структур.

В период мезозойской активизации выровненная поверхность кристаллического фундамента претерпела деформации в связи с поднятием широтного свода по южной окраине Алданского щита и в зоне Станового хребта. У подножия последнего образовался Предстановой прогиб, где поверхность выравнивания оказалась опущенной на глубину более 2000 *м* и погребенной. Севернее прогиба, в центральной части Алданского щита, формируется Чаро-Учурский свод. В зоне сочленения этих структур возникают мощные зоны разрывных нарушений. В конце раннего и начале позднего мела в связи с общим поднятием Алданского щита, ростом сводовых структур и выдвижением горстов по густой сети разломов в основном субширотного и северо-восточного направлений происходит сокращение площади юрско-мелового осадконакопления, а затем и его прекращение. Наиболее сильно переработанной оказалась территория восточной части Предстанового прогиба. Осложнен был и Чаро-Учурский свод, в пределах которого образовался ряд горстов — Алдано-Учурский хребет (Суннагин), Бурпала и др. С этим временем связана усиленная магматическая деятельность.

В новейшем этапе продолжалось развитие структур, созданных в юрско-меловое время, но очертания и характер развития молодых морфоструктур не были точным повторением мезозойских. Сформиро-

вались новые системы разломов по окраинам морфоструктур, которые, как правило, хорошо подчеркиваются современной речной сетью.

Соответственно мезозойскому тектоническому плану развивались области контрастного сводово-горстового рельефа в зонах усиленных поднятий (в хребтах Становом, Кодар, Удокан и Тимптоно-Учурском нагорье). Вдоль северной окраины Чульманской впадины возобновилось поднятие свода, где сформировалось плоскогорье, осложненное небольшими сводово-горстовыми структурами. Чульманская и Токинская впадины, представляющие фрагменты юрско-нижнемелового Предстанового прогиба, также были вовлечены в поднятия, но менее интенсивные, что обусловило формирование здесь спокойного платообразного рельефа.

В зоне сочленения Алданского щита со Становой областью по границе дифференциально поднимающихся структур произошло омоложение разломов и образование ступенчато-блоковых водоразделов с высотами до 1200—1300 *м*, составляющих предгорья Станового хребта. Отдельные краевые блоки Чульманской впадины оказались вовлеченными в поднятия последнего, о чем свидетельствуют остатки юрских отложений на вершинах хребтов. Другие были относительно стабильны и в настоящее время сливаются с рельефом плато.

Учитывая историю развития территории, характер распределения морфоструктурных элементов и новейших тектонических движений, обусловивших направленность и интенсивность эрозионных и денудационных процессов, в пределах Южной Якутии можно выделить ряд геоморфологических провинций, областей и районов. Выделяются три провинции: Алданская, Становая и Южно-Верхоянская, соответствующие трем крупным разновозрастным структурным единицам. Алданская провинция, занимающая основную часть территории, подразделяется на область Лено-Алданского плато и область Алданского нагорья, включающую Алданское плоскогорье и Тимптоно-Учурское нагорье. В Становой провинции, заходящей на описываемую территорию на юге небольшой северной частью, выделяется одноименная область. Наконец, в Верхоянской провинции, входящей в состав мезозойской Верхояно-Колымской складчатой системы, также выделяется область, занимающая значительные площади на северо-востоке района. Каждая из областей в свою очередь состоит из геоморфологических районов, указанных на геоморфологической карте (см. прилож. VII).

ОБЛАСТЬ ЛЕНО-АЛДАНСКОГО ПЛАТО

В морфоструктурном отношении Лено-Алданское плато соответствует северному склону Алданского щита, где кристаллический фундамент постепенно погружается к северу, а покрывающие его породы осадочного чехла (протерозоя, кембрия и юры) имеют соответствующий пологий уклон. Южная граница плато проходит близ 59° с. ш. по погребенному сбросу (?), выраженному в рельефе в виде пологого склона шириной 2—10 *км* с перепадом высот от 650 до 550 *м* и представляющему новейшую пологую флексуру, осложненную сбросом.

Плато наклонено на север и северо-восток. Его высота от 800—700 *м* на юге понижается до 400—500 *м* на севере и до 350—400 *м* на северо-востоке. Лишь кое-где появляются участки с более высокими абсолютными отметками. Их отмечает Д. А. Тимофеев (1965) по лево- и правобережью Олекмы, на междуречьях Олекмы и Токко, Олекмы и Туолбы, Тяни и Олекмы. Эти возвышенности имеют куполовидную форму, обусловленную пологим поднятием блоков фундамента. Река Олекма обходит их, образуя крупные излучины.

Почти горизонтальное залегание осадочных пород, довольно однообразный их литологический состав, умеренный темп неотектонических движений предопределили основные особенности рельефа плато. Он характеризуется господством выровненных более или менее одновысотных плоских, пологоволнистых или ступенчатых поверхностей водоразделов. Склоны долин и водоразделов имеют разную крутизну и осложнены структурными уступами.

Глубина расчленения плато составляет 400—450 *м* в западной части (по Олекме, Чаре, Токко), уменьшаясь до 250 *м* в средней (по Амге, Алдану) и до 100—70 *м* в северо-восточной. Долины главных рек глубоко врезаны и хорошо разработаны, в то время как в боковых притоках, как правило, молодой врез распространяется до средних течений, а верховья сохраняют широкие открытые долины, слабо врезанные в поверхность плато.

Обширные пространства на водоразделах Алдана и Амги, Амги и Лены, Амги и Олекмы, Олекмы и Токко представляют реликты древних поверхностей выравнивания, где и теперь господствуют процессы денудационного выравнивания рельефа. Водоразделы имеют здесь вид однообразных пологих и плоских увалов, плавно сочленяющихся с широкими заболоченными долинами. Склоны покрыты делювием, иногда на них прослеживаются структурные уступы, образованные выходами более прочных пород. Колебания высот не превышают 50—70 *м*. Иногда на них наблюдаются реликты палеогеновой коры выветривания мощностью до 3,5 *м*, состоящей из сильно каолинизированных светлых, иногда ожелезненных песков с обломками песчаников. В районах молодого вреза, особенно вдоль долин Чары, Олекмы, Токко, Лены, этот древний рельеф переработан. Здесь в зависимости от густоты и глубины наблюдаются то столово-увалистый рельеф, то столовые горы. На отдельных участках расчлененность настолько интенсивна, что рельеф теряет столовый облик и становится низкогорно-холмистым. В этих местах склоны водоразделов крутые, со структурными уступами высотой до нескольких десятков метров. Они лишены делювиальных отложений и изобилуют выходами коренных пород. В бассейне Амги резкость и глубина расчленения уменьшается, а на северо-востоке, где распространены юрские терригенные отложения, они особенно малы. Рельеф здесь характеризуется исключительным однообразием и монотонностью. На многие десятки километров тянется слегка всхолмленная поверхность, слабо расчлененная притоками Алдана и Амги. Водоразделы широкие, плоские, довольно резко переходящие в склоны долин.

Речная сеть Лено-Алданского плато отличается значительной густотой и имеет сток на север и северо-восток в соответствии с наклоном топографической поверхности. Она претерпела некоторую перестройку на границе раннего и среднего плейстоцена, заключающуюся в развитии долин субширотного направления вместо долин меридиональной ориентировки. Остатки древних долин в виде широких ложбин, выполненных третичным аллювием, встречаются на многих участках плато близ границ области (Коржуев, 1959). Такая перестройка характерна для р. Лены, верховья которой, по мнению С. С. Коржуева, располагались в пределах современных бассейнов рек Молбо, Чары, Олекмы. Причиной ее явился перехват нижней пра-Леной участка средней пра-Лены на отрезке современной долины Лены от р. Джербы до р. Бирюка, который в морфологическом отношении отличается сравнительной молодостью и отсутствием здесь VII и VIII террас, широко распространенных ниже по течению. Претерпел изменения и бассейн

р. Амги за счет перехвата ее верхнего течения, где возник независимый бассейн р. Олекмы, включенный в систему р. Лены.

В долинах крупных рек района выделяется до восьми террасовых уровней, высоты которых даны в табл. 19. Суммируя имеющиеся сведения (Ю. К. Дзевановский, С. С. Коржуев, Н. С. Чеботарева, Н. И. Куприна, И. М. Хорева, Э. А. Вангенгейм и др.) и материалы, полученные при детальном изучении террас Алдана в пределах Алданской впадины (Русанов, 1968), можно провести сопоставление террас по всему среднему течению р. Алдана.

Таблица 19

Высоты террас главных долин Лено-Алданского плато

Долины	Пойма, *м*	Террасовые уровни, *м*							
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Лена (среднее течение)	1,5—10	12—16	20	25—30	40—50	60	70—80	100—120	140—170
Алдан (среднее течение)	1,5—7	8—10	12—18	25—30	40	50—60	70—80	100—120	160
Олекма (нижнее течение)	1,5—8	10—16	20	25—30	40	50—60	120	—	140—170
Чара (нижнее течение)	3—9	10—16	20	25—30	40	—	—	—	140—170

Предположительно к плиоцену относится формирование террас 140—170-метрового уровня, к раннему плейстоцену — террас высотой от 70 до 120 *м*, к среднему плейстоцену — террас от 30 до 60 *м*, а к позднему плейстоцену — террас I и II уровней с высотами до 30 *м*.

По долинам притоков террасы развиты слабо и только в нижних течениях. В основном они представлены I и II уровнями и являются цокольными или аккумулятивными.

Из более мелких форм, придающих своеобразие плато, следует отметить карстовые образования. Они приурочены к известково-доломитовым толщам и отмечаются на водоразделах, склонах и в долинах. Развитие карста на водоразделах способствует выровненность последних и замедленный поверхностный сток. Наиболее распространенными формами являются воронки и блюдца, нередко заполненные водой и имеющие вид небольших округлых озер. Воронки образуют иногда целые поля как на водоразделах, так и на склонах долин и в пойме. На склонах развиты карстовые ложбины, связанные с трещинами оседания склонов. Они вытянуты поперек склона, имеют длину до 50 *м*, ширину до 4 *м* и глубину до 1,5 *м*. Карстовые процессы, развивающиеся по трещинам, приводят к формированию причудливых башневидных останцов по склонам долин Алдана, Амги, Туолбы, Лены и других рек. Долины рек плато сильно закарстованы. Подземные полости, встречающиеся под днищами долин, обусловливают безводность рек на значительных отрезках. Появление воды в русле связано обычно с выходами слабо карстующихся пород. Очень широко подземные полости развиты в бассейне р. Юнгюэле (левого притока Алдана). Сама Юнгюэле безводна на протяжении 150 *км*. Ее вода поглощается воронкой-понорой в районе устья Долкита и появляется лишь в низовьях. Аналогичные явления наблюдаются и по другим притокам Алдана, Амги, Лены. На ряде участков плато известны формы погребенного карста, выполненного делювием или каолинизированным аллювием. Возникновение их связано с дочетвертичным этапом развития рельефа.

Мерзлотными процессами на территории плато сформированы термокарстовые западины и бугры пучения. Термокарстовые западины, часто наполненные водой, встречаются в пределах пойм и первых надпойменных террас, сложенных песчано-глинистыми рыхлыми отложениями. Широко развиты гидролакколиты, имеющие высоту до 20—30 *м* при диаметре основания до 100—150 *м*. Они приурочены к дну широких долин, краям высохших озер или болот.

Особенности рельефа Лено-Алданского плато позволяют выделить в его пределах два геоморфологических района: Амгинское плато и Усть-Майское плато.

Амгинское плато (I_1)[1] охватывает основную часть области и характеризуется более высокими абсолютными отметками и значительным расчленением. Особенно расчленена западная половина территории, называемая Олекмо-Чарским плато. Древняя поверхность выравнивания сохраняется здесь небольшими разрозненными участками или уничтожена.

Рельеф имеет вид типичного эрозионного крутосклонного низкогорья. Как основные крупные реки (Чара, Токко, Олекма), так и их притоки имеют глубоко врезанные долины до самых верховьев. Склоны долин и водоразделов крутые, иногда отвесные, со скальными обнажениями, долины узкие, V-образные. В бассейнах рек Туолбы, Туолбачана, Амги расчлененность меньше. Здесь на водоразделах сохранилась древняя денудационная поверхность, переработанная молодым врезанием лишь в придолинных частях. Водоразделы широкие, а глубина расчленения небольшая; распространены карстовые формы во всем их многообразии.

Усть-Майское плато (I_2) занимает северо-восточный участок области. Оно сформировано на юрских песчано-глинистых отложениях, из-под которых в долинах рек обнажаются кембрийские породы. Это наиболее низкая, выровненная и слабо расчлененная часть Лено-Алданского плато, приближающаяся по рельефу к равнине. Долины Алдана и Амги отличаются большой шириной, развитием террас низкого и среднего уровней, сложенных песчано-гравийным материалом. Хорошо разработаны и сильно заболочены и долины их притоков.

ОБЛАСТЬ АЛДАНСКОГО ПЛОСКОГОРЬЯ И ТИМПТОНО-УЧУРСКОГО НАГОРЬЯ

Область охватывает основную часть территории Южной Якутии от ее западных до восточных границ. На севере она примыкает к Лено-Алданскому плато, а на юге окаймляется широтным Становым хребтом и восточными окончаниями хребтов Кодар и Удокан. В структурном отношении область представляет центральную часть Алданского щита, где на поверхность выходят кристаллические породы фундамента, перекрытые по окраинам и во впадинах осадочными отложениями чехла.

Основные морфоструктуры области, вероятно, были сформированы мезозойским тектогенезом. Неотектонические движения в основном продолжили развитие этих структур, которые в современном рельефе находят прямое, а иногда инверсионное отражение (рис. 56). Амплитуда новейших движений морфоструктур была не одинаковой. Одни из них испытывали значительные поднятия (до 2000 *м*), другие — умеренные (600—700 *м*), третьи отставали в поднятии от соседних морфоструктур. Общий план мезозойско-кайнозойской тектоники и морфотектоники определяется волнообразным чередованием зон поднятий разной интенсивности как в продольном, так и в поперечном направлениях. Относительно опущенные зоны фиксируются полосами пониженного менее расчлененного рельефа. Здесь обычно сохраняются осадочные отложения чехла (юрские и кембрийские породы). Все эти крупные структурные зоны осложнены сводовыми и сводово-блоковыми структурами второго порядка.

[1] Здесь и далее в скобках обозначен номер, под которым указан район в прилож. VII.

Наиболее сложным структурным планом отличается восточная половина описываемой области, а большая контрастность и интенсивность движений здесь обусловили очень сложный, мозаичный рельеф, резко отличный от рельефа западной половины щита. Эти различия и позволяют в пределах данной области выделить два крупных геомор-

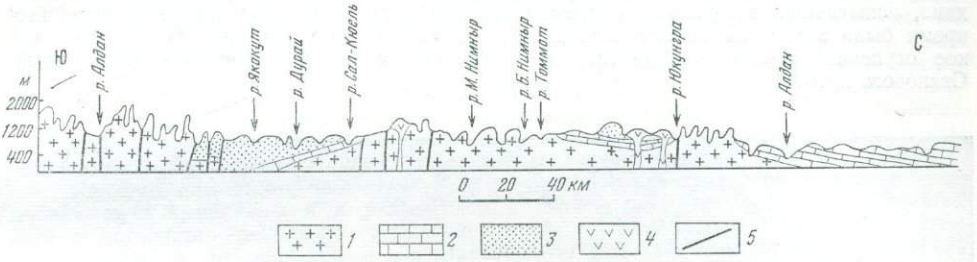


Рис. 56. Схематический геолого-геоморфологический профиль по линии Алдан—Дурай—Бол. Нимныр — Алдан

1 — архейские кристаллические породы фундамента; *2* — кембрийские отложения осадочного чехла; *3* — юрские отложения впадин; *4* — мезозойские интрузии; *5* — разломы

фологических района: Алданское плоскогорье и Тимптоно-Учурское нагорье. Граница между ними проходит примерно по долине р. Тимптона.

Район Алданского плоскогорья (II_1) включает крупные мезозойско-кайнозойские морфоструктуры широтного направления — Чульманскую впадину и Центрально-Алданский пологий свод.

В тектоническом отношении территория представляет район унаследованных движений небольшой амплитуды (рис. 57), на фоне которых проявляются дифференцированные подвижки блокового характера. Современный рельеф Алданского плоскогорья является результатом длительной денудации в условиях умеренных неотектонических поднятий.

В рельефе основной части территории преобладают пологоволнистые плоскогорные пространства с высотами от 600—800 *м* на северном и западном склонах Алданского свода, 900—1100 *м* на южном и до 1200—1300 *м* в его наиболее поднятой части на междуречье Алдана и Тимптона. Некоторое снижение высот отмечается в зонах поперечных прогибов. Плоскогорье обладает широкими выровненными водоразделами с колебаниями высот 50—70 *м*. Большую роль в их морфологии имеют литологические особенности пород. Более прочные породы, такие, как кварциты иенгрской серии, предопределяют более резкий рельеф, а дайки часто отпрепарированы в виде гряд.

Глубина расчленения плоскогорья значительна и достигает 500—600 *м* по Олекме и Тимптону, 300—400 *м* по Алдану и до 200 *м* по менее крупным рекам. Расчленение идет от главных долин и продвигается по боковым притокам от их устьев к верховьям, где врез затухает. В центральных частях междуречных пространств на большой площади сохраняется древний выровненный рельеф. В придолинных частях древний рельеф подвергся значительному расчленению и переработке, причем степень ее находится в прямой зависимости от мощности водотоков. Остатки поверхности выравнивания в виде нешироких плоских поверхностей, резко сочленяющихся с молодыми крутыми склонами, сохраняются здесь лишь на вершинах холмов. Рельеф территории, примыкающей к наиболее глубоко врезанным долинам Тимптона, Олекмы, Алдана, поражает свежестью форм и резкостью очертаний. Из-за глубокого и резкого расчленения он приобретает характер низкогорного.

Господство прочных кристаллических пород архея сильно тормозит процессы речной эрозии, обусловливая сравнительно слабую расчлененность плоскогорья, охватившую лишь придолинные пространства. Несколько больше расчленены участки плоскогорья в районах развития менее прочных пород осадочного чехла.

Морфологической разновидностью описанного типа плоскогорья является останцово-цокольное плато, распространенное на участках, где на поверхности кристаллического фундамента островами извилистых очертаний или полосами в центральных частях междуречных пространств сохранились осадочные породы чехла. Оно развито в основном по северному и западному склонам Учуро-Алданского свода близ полей сплошного распространения осадочных пород. Останцово-цокольные плато обычно ограничены отвесными уступами высотой от 10 до 100 *м*. У их подножия расстилается

более или менее выровненная поверхность архейского фундамента, представляющая, по-видимому, наиболее древнюю, докембрийскую, поверхность выравнивания, недавно «откопанную» из-под консервирующего ее осадочного чехла. В отдельных случаях осадочные породы занимают все междуречное пространство и рельеф приобретает здесь характер плато, аналогичного развитому в Лено-Алданской области.

Морфоструктура Чульманской впадины, выполненной песчано-глинистыми отложениями юры и нижнего мела, характеризуется платообразным рельефом. Эта впадина, испытавшая в юрское — раннемеловое время глубокое погружение, в новейшее время была захвачена поднятиями. Для ее южной части характерно более интенсивное ступенчато-блоковое поднятие, обусловленное и контролирующееся поднятиями Станового хребта.



Рис. 57. Общий вид Алданского плоскогорья выше устья Унгры. Долина Алдана. Фото К. А. Лазебник

Рельеф Чульманского плато отличается наличием широких плоских или пологоволнистых водоразделов с довольно крутыми ступенчатыми склонами. Высоты водоразделов составляют 950—1050 *м*, увеличиваясь к югу до 1200 *м*. Долины врезаются в плато на глубину 300—350 *м*, разрушая в придолинных участках древнюю поверхность выравнивания. Благодаря сравнительно малой устойчивости терригенно-осадочных отложений долины рек хорошо разработаны, а врез по ним продвинулся далеко к истокам. Однако в центральных частях водоразделов хорошо сохранились реликты древней поверхности выравнивания. Обширные пространства ее имеются в верховьях Тунгурчи, Алдакая, Чуги, Усмуна, Джелтунды и др., что, возможно, связано и с некоторым относительным отставанием этого участка в общерегиональном поднятии. Характерной чертой рельефа Чульманского плато является наличие широких неглубоких впадин, занятых болотами и озерами и пологих заболоченных долин в верховьях названных рек.

Восточная половина впадины, прилегающая к Тимптоно-Учурскому нагорью и захваченная, видимо, ее поднятиями, расчленена сильнее и глубже.

По южной окраине впадины, расположенной в зоне омоложенных разломов древнего структурного шва, где юрские породы дислоцированы и разбиты на блоки, распространен более резкий ступенчато-блоковый рельеф. Водоразделы здесь более узкие и высокие (до 1225 *м*) и представляют собой выдвинутые блоки, разделенные грабенами. Последние обычно освоены долинами рек. Рельеф приобретает низкогорный характер. Следует отметить, что поверхность выравнивания в этой части Чульманского плато срезает складки юрско-меловых пород.

На фоне довольно однообразного рельефа Алданского плоскогорья и плато в разных частях района поднимаются небольшие по площади участки средне- и низкогорного рельефа. Основная часть их сосредоточена в восточной половине района на склонах Алданского свода. Такие участки возвышаются над плоскогорьем на 300—600 *м* и представляют сводово-горстовые и сводовые поднятия или приурочены к группам отпрепарированных мезозойских интрузий.

На водоразделе рек Мал. Нимгер, Унгры и Хатыми расположена гольцовая цепь Западные Янги, которая на востоке как бы вклинивается в пределы очень выровненного плоскогорья. Западные Янги представляют собой сильно расчлененное сводово-горстовое поднятие архейского фундамента на южном склоне свода с высотами до 1400 *м*. На восточном продолжении возвышенности, отделяясь участком плоскогорья, расположен гольцовый район Эвота (голец Эвота). Горный облик этого

участка обусловлен как молодыми подвижками, так и препарировкой мезозойских интрузий. Эвотинское поднятие инверсионное, на что указывают остатки кембрийского покрова вокруг интрузий. Последние имеют куполовидную и караваеобразную форму, склоны их осложнены нагорными террасами и покрыты крупноглыбовыми россыпями. В Западных Янгах и на Эвоте сохранились полуразрушенные кары. Реки, стекающие с возвышенностей, имеют глубокие крутосклонные долины.

Еще одна гольцовая группа располагается на Центрально-Алданском своде, в верховьях рек Селигдара, Якокута, Лев. Ыллымых. Своим обособлением возвышенности обязаны развитию на северном склоне свода ряда структур II порядка — пологих сводовых и сводово-горстовых поднятий, а также разрывным нарушениям, неравномерным подвижкам по ним, сопровождающимся магматической деятельностью. Магматические тела, внедряясь создавали пологие купола в кембрийских и юрских отложениях. Весь этот участок отличался большой подвижностью в мезозойско-кайнозойское время, что и обусловило его среднегорный рельеф и сильное расчленение. С востока на запад здесь выделяются три сводово-горстовых поднятия: Якокит-Ыллымахское, Эльконское и Верхне-Селигдарское.

Якокут-Ыллымахское поднятие (Пиотровский, 1968) является инверсионным поднятием юрской впадины и в рельефе представляет высокое, глубоко расчлененное слоевое и пластово-цокольное ступенчатое плато высотой 1100 и 1500 *м* с насаженными куполо- и грядообразными возвышенностями (отпрепарированными интрузиями) высотой до 1611 *м*. Здесь же имеется участок высоко поднятого архейского фундамента с остатками кембрийского покрова. Ступенчатость рельефа обусловлена, по-видимому, не только препарировкой слоистых пород, но и новейшими блоковыми движениями. Реки расчленяют поднятие радиально. Их долины широкие и пологие глубиной до 300—400 *м* (Джеконда, Лев. Ыллымах), если они расположены между гольцами, или крутые и врезанные, когда реки начинаются в самих гольцах. Долины Якокута и Селигдара заложены вдоль разломов, окаймляющих сводово-горстовые структуры. Они имеют широкое (2—4 *км*) днище и повышенную мощность аллювия (от 30—40 до 100—120 *м*), под которым сохраняется красноцветный каолинизированный аллювий, вероятно, неоген-нижнеплейстоценового возраста. В верховьях долины рек узки и крутосклонны. В верховьях р. Тохто встречены реликтовые кары и морены.

Эльконское поднятие расположено на междуречье Якокута и Бол. Ыллымаха. Высота его достигает 1498 *м*, в среднем же составляет 1300—1150 *м*. Сложено оно архейскими и кембрийскими породами, прорванными мезозойскими интрузиями. Рельеф сильно расчлененный, водоразделы имеют форму крутосклонных узких гряд с плоско-выпуклыми гребнями. Сохранившиеся участки кембрийских пород придают грядам столовый облик, а отпрепарированные интрузии образуют гольцы. Кое-где на высотах 1150—1400 *м* сохранились разрушенные кары, тяготеющие к склонам восточной экспозиции. Долины узкие, крутосклонные, оканчивающиеся в верховьях крутыми водосборными воронками с осыпными склонами. На высотах 150—200 *м* встречены остатки эрозионных террас. Характер рельефа свидетельствует о его молодости и продолжающемся поднятии.

Верхне-Селигдарское поднятие (Пиотровский, 1968) расположено в верховьях Селигдара и его притоков и, как и Эльконское, сложено архейскими породами, прорванными мезозойскими интрузиями. Это пологое поднятие архейского фундамента с центром у гольца Батько. Склоны его пологие и осложнены тектоническими уступами. Кое-где сохранились отложения кембрия, покрывающие водоразделы у основания поднятия. Свод расчленен на плосковыпуклые и пологохолмистые гряды шириной 0,5—1 км и высотой 900—1100 *м*. Имеется ряд гольцов-интрузий с относительной высотой от 100—200 до 900 *м*.

Вышеописанная группа гольцов и возвышенностей поднимается над поверхностью плато и плоскогорья, ступенчато снижающихся с 900 до 650—700 *м* у долины Алдана.

В излучине Алдана у пос. Угоян установлена еще одна небольшая горстовая возвышенность. Здесь породы фундамента выступают среди кембрийских отложений. По разломам, окаймляющим этот горст (Баянайский), внедрены тела интрузивных пород, часть которых еще не вскрыта. К разлому, проходящему по оси поднятия, приурочен меридиональный отрезок Алдана.

В верховьях р. Амги, на ее правом берегу, западнее Центрально-Алданской гольцовой группы, возвышается на фоне плато с отметками 700—800 *м* горный участок высотой до 1200—1287 *м*. Он представляет собой поднятую глыбу архейских пород — Онхойский горст (Амгинское поднятие, по М. В. Пиотровскому, 1968), на которой частично сохранился покров кембрийских и юрских отложений, прорванных мезозойскими интрузиями. Это инверсионная структура, возникшая на месте прогиба, выполненного кембрийскими и юрскими отложениями. Часть описываемого горного участка представляет отпрепарированные мезозойские интрузии, другая сложена кристаллическими или осадочными породами. Первые имеют куполовидную, конусообразную форму. На осадочных же породах развиты типичные столовые горы. Плоские вершинные поверхности крутыми, местами отвесными ступенчатыми склонами обрываются к окружающему плато.

Крупные реки, текущие между гольцами, и их притоки имеют широкие долины с довольно пологими склонами. Мелкие реки, стекающие с гольцов, обладают глубокими, крутосклонными долинами. Их водосборные воронки в верховьях как бы разъедают со всех сторон вершины столовых гор и создают обрывы извилистых очертаний.

Большой участок повышенного (1200—1325 *м*), сильно расчлененного рельефа на фоне плоскогорья высотой 800—1000 *м* выделяется на междуречье Чаруода и Соктокута (приток Токко). В плане он имеет округлые очертания и характеризуется радиальным рисунком речной сети. Возвышенность сложена породами протерозоя и кембрия и связана со сводовым поднятием фундамента. Водоразделы очень узкие, часто гребневидные, крутосклонные. Долины узкие, V-образные, каньонообразные. В их верховьях сохранились разрушенные кары.

Основные морфологические особенности речных долин Алданского плоскогорья обусловлены целым рядом факторов, важнейшими из которых являются характер новейших тектонических движений, структура и литология слагающих пород. Тенденция района к региональному сводовому, слабо дифференцированному поднятию, возобновлявшемуся неоднократно, привела к усиленному врезу рек, распространяющемуся регрессивно. В результате этого реки на большей части территории имеют горный облик: крутые, иногда отвесные скалистые борта долин, невыработанный продольный профиль с порогами и водопадами, большую скорость течения, слабое развитие террас лишь в самих низовьях. Врез долин боковых притоков отстает от вреза основных рек, в результате чего долины их оказались висячими. Вверх по течению глубина вреза и крутизна склонов постепенно уменьшаются. В верховьях рек характер долин резко меняется. Сюда не дошел молодой эрозионный врез и долины имеют равнинный характер, сохранившийся от более древних этапов развития рельефа. Днища долин здесь очень широкие, склоны пологие, плавно сливающиеся с водоразделами. Течение рек спокойное, водоток прихотливо меандрирует по заболоченному днищу.

Большое влияние на морфологию долин оказали слагающие район породы. В прочных кристаллических породах эрозионный врез вверх по долинам распространялся медленнее и в настоящее время достиг только их средних течений. Долины таких рек особенно глубоки и узки, часто каньонообразны. В кембрийских и юрских отложениях, более податливых процессам эрозии, врез по долинам дошел почти до самых верховьев, а их низовья успели приобрести некоторые черты зрелости: широкое дно, комплекс террас и более пологие склоны (долины Чульмана, Унгры и др.).

Своеобразием отличаются долины районов появления активной глыбовой неотектоники. В пределах участков опускания им свойственны большая ширина, плоское заболоченное дно и значительная мощность аллювиальных отложений, а при пересечении поднимающихся горстовых массивов — глубокие долины до 400—600 *м* с крутыми скалистыми склонами, врезанными меандрами и порожистыми руслами с бурным течением (долины Горбыляха, Тимптона и др.). Долины рек Алданского плоскогорья резко контрастируют с выположенными, иногда совершенно плоскими водораздельными пространствами. Образование последних связано с древним этапом выравнивания, а расчленение на глубину 170—200 *м* относится к четвертичному периоду.

Морфология современных долин Алданского плоскогорья позволяет установить два этапа их развития. Формирование пологих, широких верховьев долин относится к *первому этапу*, начавшемуся поднятиями и завершившемуся выполаживанием рельефа. В это время образовался красноцветный каолинизированный слабо сортированный песчано-глинистый аллювий с редкой разрушенной галькой. Он сохранился в верховьях многих долин Алданского плоскогорья (Орто-Сала, Юхта, Томмот, Лев. Ыллымах, Бол. Куранах и др.), а в тектонических долинах-грабенах (Якокут, Селигдар и др.) он выстилает днище долин, образуя цоколи всех надпойменных террас, и имеет очень большую мощность (до 60 *м* и более). Этот аллювий залегает на коре выветривания и образовался за счет ее размыва. На основании палинологических данных (очень бедных), минералогических особенностей и степени выветрелости возраст этого аллювия и первого этапа развития долин устанавливается как плиоцен — нижний плейстоцен (Л. В. Зорин и др.). Так же определяет возраст охристого аллювия и Ю. А. Билибин (1953).

Второй этап связан с четвертичными региональными поднятиями, определившими углубление долин и создавшими их невыработанные профили и вызвавшими продвижение регрессивной эрозии вверх по рекам. Масштаб регионального поднятия этого этапа был, по-видимому, значительнее первого. Со вторым этапом связана выработка четырех уровней террас по крупным рекам в их средних и нижних течениях. Террасы встречаются небольшими участками, в основном цокольные (I и II часто аккумулятивные), а их аллювий отличается от древнего серым цветом, хорошей сортировкой и преимущественно галечным составом. Данные спорово-пыльцевого анализа аллювия III и IV террас (долины Якокута и Селигдара) свидетельствуют о четвертичном возрасте слагающих их осадков. Судя по палинологическим спектрам аллювия террас, в это время преобладали сосново-березовые леса с примесью лиственницы и ели. Эти отложения сопоставляются с нижней частью II надпойменной тер-

расы р. Алдана в среднем течении и датируются казанцевским межледниковьем (Л. В. Зорин и др.). Спорово-пыльцевые спектры аллювия I и II террас рек Якокута и Селигдара тоже лесные, но в них большую роль приобретает береза. Велика роль папоротников и плаунов, возрастает роль травянистых. Эти спектры отражают более холодные, чем современные, климатические условия и сходны со спектрами из отложений I террасы р. Алдана в нижнем течении, отнесенной Р. Е. Гитерман к каргинскому интерстадиалу.

Долинная сеть Алданского плоскогорья обнаруживает связь с омоложенными зонами разломов и трещиноватости и с тектоническими депрессиями. Об этом свидетельствует целый ряд морфологических особенностей: резкие изгибы долин, разновысотность их берегов, приуроченность долин часто не к податливым осадочным породам, а к стойким кристаллическим (р. Олекма у окраины Чульманской впадины, реки Алдан и Тимптон в ее пределах и др.) и т. д. Характерны поперечносклоновые долины, расположенные не по падению тектонического склона, а поперек его, по омоложенным разломам. К ним М. В. Пиотровский относит отдельные участки долин Тимптона, Алдана, Олекмы и Бол. Ыллымаха. Установлены долины-грабены (реки Якокут и Селигдар), расположенные по краевым сбросам Эльконского горста. Они отличаются не соответствующей размерам реки большой шириной, прямолинейностью, наличием мощных древних аллювиальных отложений под отложениями террас и поймы. Геофизические и буровые работы установили, что мощность древнего аллювия в долине Якокута достигает 75 *м* (у пос. Якокит), а Селигдара у одноименного поселка — до 50 *м*, у устья Бол. Куранаха — 28 *м*. Долинами-грабенами являются Верх. и Ниж. Нерюнгры, Салакит, Якокит (приток Дурая) и др. В них также установлены повышенные мощности аллювия.

Некоторый отпечаток на рельеф Алданского плоскогорья наложила деятельность древних ледников. Их следы представлены отдельными сильно разрушенными карами на гольцах в Западных Янгах, Эльконском и Соктокутском массивах, на гольце Эвота и некоторых других.

Оледенение отразилось и на морфологии долин, берущих начало с кряжа Зверева (Прав. и Лев. Унгра). Эти долины в верховьях имеют троговый характер, а на окружающих водоразделах встречены эрратические валуны, вынесенные ледниками с кряжа. Эрратические валуны прослеживаются примерно до устья Дурая и распространены на высотах до 1150 *м*. На водоразделе Кускадай — Олонгро — Унгра на высотах 1200—1250 *м* сохранилась цепь сквозных долин с озерами и ледниковыми отложениями. По долине Унгры II и III террасы сложены флювиогляциальными отложениями, представленными грубыми валунами, галечниками и песками.

Крупная роль в формировании микро- и даже мезоформ рельефа Алданского плоскогорья принадлежит карстовым, мерзлотным и нивально-солифлюкционным процессам, а также процессам, связанным с особенностями физического выветривания и перемещения образовавшихся продуктов как в виде медленного сползания, так и в форме обвалов.

Карстовые формы рельефа здесь те же, что и на Лено-Алданском плато,— карстовые блюдца, воронки, образующие иногда целые поля, склоновые ложбины, связанные с трещинами оседания, и т. д. Известны подрусловые карстовые полости и предопределенные ими безводные участки русел. Очень интенсивно проявился карст в долинах правых притоков Бол. Нимныра. Современные карстовые процессы идут довольно интенсивно, о чем свидетельствует наличие воронок с крутыми склонами и свежими бортами. В долинах Якокута, Селигдара, Ённьё, верховьях Усмуна и др. имеет место и древний погребенный карст.

Почти все вершины и пологие склоны на высотах более 1300 *м*, где отсутствует растительность, подвергаются процессам гольцовой планации, результатом которой являются сглаженные плоские вершины, нагорные террасы и нивальные ниши. На поверхностях гольцов обычно скапливается крупноглыбовый материал, образуя каменные моря. Отсюда начинаются каменные потоки (курумы). Сливаясь у подножий, курумы создают второй пояс каменных морей в подгольцовом или таежном поясах. Иногда количество каменных рек на склонах так велико, что они сливаются. Каменные потоки и моря приурочены главным образом к площадям распространения кристаллических пород докембрия и изверженных пород.

Склоны долин крупных рек района (Алдана, Олекмы), сложенных плотными трещиноватыми породами, нередко скалисты. По трещинам они расчленяются на утесы в виде башен, столбов, замков.

На пологих заболоченных склонах водоразделов и долин, обычно покрытых мелкоземистым материалом, развиваются солифлюкционные террасы.

К пологим склонам водоразделов приурочены полосы стока или мерзлотные делли (Митт, 1962) — лощины шириной от нескольких метров до нескольких десятков метров и глубиной 20—30 *м*. Они сильнее увлажнены, чем разделяющие их гряды, и часто заболочены. При большом количестве крупного обломочного материала в склоновых отложениях вдоль деллей часты каменные полосы. Делли следуют наклону склона и параллельны друг другу. На глыбистых склонах делли исчезают и заменяются каменными кольцами и полосами. Результатом дефлюкции на заросших склонах

средней крутизны являются оплывины и осовы. Последние представляют собой смещение отдельных участков рыхлого покрова склонов (щебенисто-суглинистого и супесчаного), происходящее с образованием трещин разрыва. Но такие резкие следы движения рыхлого покрова встречаются редко. Гораздо чаще выражением дефлюкции являются пологая бугристость заросших склонов, мелкие понижения, наползание дерна на глыбы и т. д.

На форму долин существенное влияние оказывают долинные наледи. Они вызывают расширение долин и подрезание нижних частей склонов вследствие морозного выветривания и эрозии наледных потоков. Наледные потоки интенсивнее действуют на склонах южной экспозиции, где наледь тает быстрее и талые воды промывают ложбины на склоне на уровне наледей (краевые каналы). Наледная пойма выстлана валунно-галечными отложениями с тонким слоем песка. Русло дробится здесь на рукава, поверхность изрезана мелкими неглубокими ложбинами.

На пологих заболоченных склонах вершин рек и на низких аккумятивных террасах развиваются термокарстовые западины и бугры, а на водоразделах — полигональные почвы, каменные кольца, ленты и т. д.

Большую роль в морфологии рельефа Алданского плоскогорья и Лено-Алданского плато играет древняя поверхность выравнивания.

Проблема происхождения поверхностей выравнивания, их возраста и количества как для Алданского щита, так и всей Сибирской платформы остается дискуссионной. Одни исследователи говорят о существовании здесь нескольких разновозрастных поверхностей, другие только об одной, а ступенчатость рельефа платформы связывают со структурными ее особенностями. Г. Ф. Лунгерсгаузен и Г. П. Леонов (1959) выделяют три поверхности выравнивания: верхнеюрско-нижнемеловую, плохо сохранившуюся, верхнемеловую — палеогеновую, основную и нижнюю — придолинную, плиоценового возраста. С. С. Воскресенский (1962) наиболее распространенной поверхностью выравнивания на Сибирской платформе считает доплиоценовую, которая начала разрушаться в начале или середине плиоцена. Более древняя поверхность выравнивания, по его мнению, сохранилась под покровом трапповых тел. Д. А. Тимофеев (1965) устанавливает на Алданском щите и его северном склоне четыре поверхности выравнивания.

Все четыре поверхности, по мнению Д. А. Тимофеева, являются денудационными и срезают коренные породы различного возраста. Характерной чертой распространения он считает увеличение их числа к низовьям рек. В этом же направлении увеличиваются относительные высоты поверхностей, несмотря на уменьшение абсолютных высот. Это говорит о том, что выработка их распространилась от низовьев к верховьям. Средние превышения одной поверхности над другой составляют 135—200 *м*, что, по Д. А. Тимофееву, объясняется близкими амплитудами поднятий во время каждого этапа.

И. Ю. Долгушин (1961) считает, что в Южной Якутии развита одна поверхность выравнивания, основу которой составляет докембрийская поверхность, испытавшая дополнительную нивелировку в последующее время. Различие ее уровней он объясняет новейшими тектоническими деформациями. Эта точка зрения поддерживается геоморфологами Алданской экспедиции МГУ, проводившими исследования на междуречье Алдана и Тимптона в 1961—1964 гг. Поверхность выравнивания срезает под общий уровень слагающие район породы, в том числе и юрско-нижнемеловые, что указывает на региональное позднемеловое — кайнозойское выравнивание, захватившее территории разного строения и подвижности. В то же время она деформирована новейшими тектоническими движениями. Поэтому время ее формирования определяется указанными выше исследователями как поздний мел — палеоген — неоген. О возрасте ее говорит и довольно мощная каолиновая кора выветривания, сохранившаяся на водоразделах, время образования которой всеми исследователями определяется как третичное. По высотам она соответствует Чугинской, Алданской и Туолбинской поверхностям, выделенным Д. А. Тимофеевым. Границы участков с разными высотами этой поверхности, по мнению указанных выше исследователей, тектонические и очерчиваются омоложенными разломами, выраженными в рельефе уступами и эрозионно-тектоническими долинами. Поднятые участки поверхности выравнивания приурочены не к центральным частям водоразделов, что типично в случае их денудационного происхождения, а часто расположены непосредственно у долин рек или прорезаются реками. Общее снижение поверхности выравнивания к долине Алдана и далее на север связано с общим тектоническим наклоном щита.

Район Тимптоно-Учурского нагорья (II_2) занимает восточную часть Алданского щита. Граница с Алданским плоскогорьем условно проходит по долине р. Тимптона.

Структура восточной половины щита более сложная, чем западной. Перестройка древнего тектонического плана в мезозойско-кайнозойское время произошло здесь более интенсивно, а новейшая тектоника проявилась контрастнее с амплитудами, достигающими 2000 *м* (рис. 58). В тектоническом отношении описываемая территория представляет чередование зон крупных горстовых, сводово-горстовых и сводовых поднятий фундамента с грабенами преимущественно субширотного, северо-восточного, ре-

же северо-западного и субмеридионального направлений. Сложность тектонического строения, резко дифференцированный характер неотектонических движений отдельных структур предопределили сложность и многообразие типов рельефа. Мезозойско-кайнозойские сводовые и горстовые структуры отражаются в рельефе в виде средних и высоких гор, а плоскогорья, плато и холмогорья развиты в пределах прогибов,

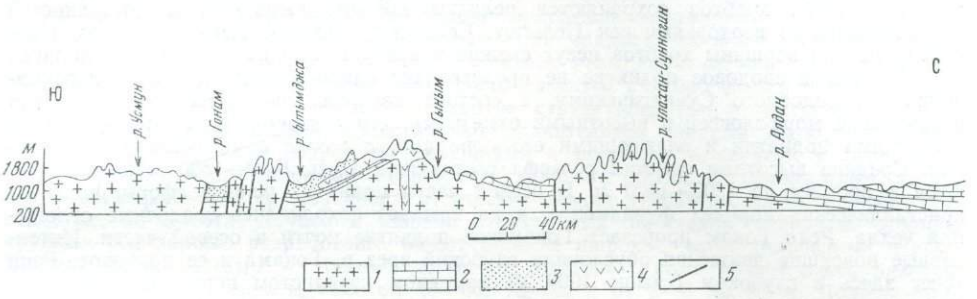


Рис. 58. Схематический геолого-геоморфологический профиль по линии Сутам — Гонам — Гыным — Алдан

1 — архейские кристаллические породы фундамента; *2* — кембрийские отложения осадочного чехла; *3* — юрские отложения впадин; *4* — мезозойские интрузии; *5* — разломы

грабенов и на отстающих в поднятии блоках. Древняя поверхность выравнивания, слабо деформированная в западной части щита, здесь разорвана на участки, поднятые на разную высоту, а в большинстве случаев и уничтожена. В пределах нагорья преобладает среднегорный денудационно-тектонический рельеф.



Рис. 59. Высокогорный рельеф Суннагинского хребта. Фото А. А. Котова

Основной морфоструктурой на севере района является Суннагинский хребет. Он протягивается в субширотном направлении от р. Учура до р. Тырканды вдоль правого берега Алдана и представляет собой горстовую структуру; резко по системе взбросов ступенчато поднимается он над поверхностью Лено-Алданского плато на севере и Гынымского плато на юге. Максимальные высоты хребта (до 2246 *м*) приурочены к центральной части. Здесь развит высокогорный альпинотипный рельеф с остроконечными зубчатыми вершинами, крутыми скалистыми и осыпными склонами и хорошо сохранившимися карами и троговыми долинами (рис. 59). Высокогорный участок хребта окружен среднегорным менее резким рельефом с высотами 1500—1800 *м*. Здесь также встречаются отдельные кары, придающие рельефу альпинотипный облик. По окраинам хребта рельеф становится более выположенным и его отметки снижаются до 1000—1300 *м*. Выше границы леса на водоразделах развиваются нагорные террасы с глыбовыми россыпями. Близость р. Алдана (базиса эрозии), протекающей у северного подножия хребта, обусловила глубокое (более 1000 *м*) и густое расчленение северного склона Суннагинского хребта. Долины рек здесь узкие, V-образные, крутосклонные с большими уклонами и невыработанным продольным профилем. Многие долины преобразованы в троги, замыкающиеся в верховьях карами, а у подножия хребта валами конечных морен. Южный склон хребта расчленен слабее, здесь меньше ледниковых форм. В бассейне р. Тырканды хребет ступенчато снижается.

Юго-западнее р. Тырканды расположены довольно высокие (до 1900 *м*) хребты, связанные с Иджекско-Сеймским и Бурпалинским горстовыми поднятиями. Иджекско-

Сеймский хребет в соответствии с наклоном блока имеет постепенный, иногда ступенчатый наклон на север.

Рельеф хребтов в основном среднегорный, густо расчлененный правыми притоками Тимптона. Долины их врезаны на глубину до 1000 *м*, узкие, V-образные, с порогами и водопадами в русле, висячими устьями боковых притоков. Врез, продвигающийся от р. Тимптона, постепенно затухает вверх по долинам, отчего в водораздельных частях хребтов сохраняются реликты древних выровненных поверхностей с заболоченными верховьями рек Нельгюу, Сеймджи, Иджека, Тырканды и др. Наиболее высокие вершины хребтов несут свежие и разрушенные кары, троговые долины.

Гонамское сводовое поднятие не представляет единого компактного горного сооружения, подобного Суннагинскому, а состоит из отдельных массивов и хребтов с различной морфологией и высотными отметками, что связано с тектоническими особенностями поднятия и слагающими его породами, а также с характером расчленения. Средние высотные отметки рельефа составляют здесь 1600—1800 *м* и уменьшаются к востоку до 1300—1400 *м*. В осевой части поднятия рельеф сформирован на кристаллических породах фундамента, а на крыльях сохранились осадочные отложения чехла. Река Гонам прорезает Гонамское поднятие почти в осевой части. Интенсивные новейшие движения обусловили глубокий врез р. Гонама и ее притоков. Река течет здесь в глубоком (свыше 1000 *м*) каменном извилистом коридоре с крутыми скалистыми склонами и почти неразработанным днищем. Так же глубоко врезаны и ее притоки, расчленяющие поднятие. Они текут в ущелистых долинах с невыработанным продольным профилем и имеют висячие устья. Водоразделы рек в придолинных частях очень узкие, часто гребневидные, скалистые, в то время как к верховьям степень и интенсивность расчлененности падают, и здесь сохраняются обширные участки плоскогорья, представляющего древнюю поверхность выравнивания. Последняя сохранилась на междуречье притоков Гонама и Гыныма.

Особенно резкий высокогорный рельеф связан с Нингамским горстом, осложняющим южное крыло Гонамского сводового поднятия. Нингамский массив поднимается на 300—400 *м* над окружающим рельефом и более чем на 1000 *м* над прилегающим с юга Токинским плато. Несмотря на большие высоты, кары здесь сравнительно малочисленны, а троговые долины короткие (15—20 *км*).

На восточном окончании Гонамского поднятия, где сохранились протерозойские кембрийские и юрские отложения, высоты рельефа снижаются, но расчлененность его остается значительной. При этом водоразделы приобретают большую (до 2—3 *км*) ширину, плоско-выпуклую, реже плоскую поверхность с резким перегибом к крутым склонам. На водоразделах часто сохраняются останцы пород осадочного чехла с плоской вершиной. В верхних частях склонов отмечаются структурные уступы, а в нижних, где на поверхность выходят архейские породы, они более крутые, со скальными выходами. В районе низовьев Гонама и Алгомы, где породы фундамента погружаются достаточно глубоко и не вскрываются рекой, водоразделы становятся еще более широкими (до 3—4 *км*) и плоскими, а склоны осложнены структурными уступами. Рельеф здесь глубоко (до 600—700 *м*) расчленен и приобретает характер столовых гор.

Западное окончание Гонамского поднятия на междуречье Ытымджи и Гыныма, несмотря на значительные высоты (до 1800 *м*), расчленено относительно неглубоко и имеет характер цокольного плато с широкими плоскими водоразделами, структурными уступами на склонах и широкими неглубокими долинами заходящих сюда верховьев рек Гыныма, Ломама, их притоков и притоков Ытымджи.

Над этим рельефом в виде купола высотой 2264 *м* поднимается интрузивный массив, откуда в радиальном направлении растекаются названные реки. Долины их на небольших отрезках верхних течений несут следы оледенения.

Небольшие сводовые поднятия фундамента по северной окраине Токинской впадины (Арбарастахское, Идюмо-Хайканское) образуют цепь возвышенностей, обрывающихся к впадине высоким (до 800—1000 *м*) тектоническим уступом. В осевых частях их выведены на поверхность породы фундамента, поднятые до высоты 1700—1800 *м*. Реки Идюм и Алгама пересекают эти поднятия, врезаясь на глубину свыше 1000 *м* и образуя узкие неразработанные, крутосклонные долины с врезанными меандрами. Такой же глубокий врез имеют и их притоки. Водоразделы здесь узкие, скалистые, гребневидные, реже широкие плоские, со структурными уступами на склонах.

Сходным рельефом характеризуется и морфоструктура сводового поднятия Кет-Кап, которую огибает с запада р. Учур. Очертания одноименного хребта повторяют границы поднятия. Здесь всюду сохраняются осадочные отложения, в осевой части хребта прорванные мезозойскими интрузиями. Штоки магматических пород отпрепарированы в виде куполовидных и конусообразных возвышенностей (горы Конус и Сатурн), поднимающихся над поверхностью столовых гор на 300—800 *м*. Хребет глубоко расчленен стекающими с него притоками Учура. Кары немногочисленны.

Морфоструктура Гынымской впадины, расположенной между Суннагинским горстом и Гонамским поднятием и отличающейся от них меньшей интенсивностью неотектонических движений, имеет характер плато с высотами от 900—1000 *м* на востоке и до 1200 *м* на западе. Глубина расчленения составляет соответственно 400—500 и

300—400 *м*. Рельеф представляет сочетание широких плоских или слабоволнистых водоразделов, разделенных хорошо разработанными ящикообразными долинами. Степень расчлененности плато уменьшается с востока на запад вверх по течению р. Гыныма. На водоразделах и в долинах на карбонатных породах широко распространены карстовые формы, аналогичные описанным для Лено-Алданского плато.

Токинская впадина, являющаяся частью мезозойского Предстанового прогиба, окружена крупными горстовыми и сводово-горстовыми поднятиями, испытывающими более интенсивные новейшие поднятия, чем сама впадина. Ее рельеф сформировался на песчано-сланцевых отложениях юры и нижнего мела. Их залегание со слабым (3—5°) наклоном к центру котловины обусловило развитие платообразного рельефа, а литологическая однородность — слабое развитие структурных форм, мягкость и пологость склонов. Водоразделы представляют значительной ширины вытянутые гряды с плоскими или плоско-выпуклыми вершинами и пологими в верхней и более крутыми в нижней части склонами. Речная сеть довольно густая, но сравнительно неглубокий врез (200—300 *м*) обусловил отсутствие резких угловатых форм. Склоны ступенчатые, но высота уступов и ширина структурных площадок невелики. Долины крупных рек хорошо разработаны, имеют плоские широкие, четко очерченные днища. Ширина долин Алгамы и Мулама достигает 5—7 *км*. Кроме поймы здесь развиты три надпойменные террасы высотой 40—60; 15—25 и от 3—5 до 10 *м*. Долины притоков их тоже разработаны, но террас в них меньше. Течение рек спокойное, а сами реки меандрируют по широкой заболоченной пойме. Среди платообразного рельефа впадины в южной части над ее поверхностью поднимается на 500 *м* горст с изометричными очертаниями (массив Беранджа). Он глубоко расчленен и прорезается антецедентно р. Алгамой. К северо-западному основанию горста приурочен молодой, предположительно третичный вулкан. Он имеет форму правильного конуса с крутыми (до 25—27°) склонами (гора Мевочан).

Южная часть впадины, прилегающая к высокогорной области Токинского Становика, несет следы наложенной ледниковой деятельности нескольких ледниковых эпох. Следы наиболее древнего среднечетвертичного оледенения, по данным В. И. Гольденберга, К. К. Абрашева, А. С. Савкиной, И. А. Никольской, Б. А. Корнилова и др., представлены эрратическими валунами и галькой кристаллических пород на водоразделах, сложенных юрскими и меловыми осадочными породами, по правому и левому берегам рек Алгамы и Укакита на абсолютной высоте 900—1100 *м* и моренными песчанистыми суглинками с валунами мощностью до 10 *м*, описанными К. К. Абрашевым и А. С. Савкиной в восточной части Токинской впадины, на водоразделах Идюма и Мулама. К ним же относятся флювиогляциальные валунно-галечные отложения 80—100-метровой террасы в долине р. Идюма ниже северной границы покровной морены. Все исследователи признают существование здесь ледников подножий в период максимального оледенения. Следами молодого позднечетвертичного оледенения, по мнению тех же исследователей, являются три сближенные дуги валов конечных морен, опоясывающих оз. Бол. Токо, высотой от 150—180 *м* (внешний вал) до 40 *м* (внутренний). Они отложены ледником, спускавшимся по долине р. Утука, который у подножия гор образовал ледниковый бассейн, ныне занятый оз. Бол. Токо. Высота морен над уровнем озера 230 *м*, что свидетельствует о мощности ледника не менее 250 *м*. Этот ледник и ледники, спускавшиеся по соседним долинам (Ундытын, Алгама и др.), выходя на Токинское плато, имели расширенные концы, но не сливались друг с другом, как в эпоху максимального оледенения.

Помимо описанных выше основных морфоструктур Тимптоно-Учурского нагорья в районе междуречья Тимптона и Гонама выделяется целый ряд широтно вытянутых хребтов-горстов и разделяющих их впадин-грабенов, где сохранились юрские и меловые отложения. Рельеф горстовых массивов в основном среднегорный и низкогорный. Хребты Ытымджинский, Мелемкенский, Бруингра приподняты от 1600 *м* на юге до 1880 *м* на севере. В этом же направлении изменяются глубина расчленения хребтов, крутизна их склонов, ширина и глубина расчленяющих долин. Горсты разбиты системой субширотных и субмеридиональных разломов со ступенчатым перемещением по ним отдельных блоков, что обусловило ступенчатость рельефа хребтов в продольном и поперечном направлениях. Наибольшие высоты (1600—1800 *м*) они имеют в восточных и центральных частях и ступенчато снижаются в сторону Чульманской впадины. В высоких частях рельеф более резкий, водоразделы скалистые гребневидные и крутосклонные, долины узкие V-образные с невыработанным продольным профилем. Глубина расчленения составляет 700—800 *м*. На вершинах встречены единичные кары. На пониженных горстах рельеф более мягкий пологий, глубина расчленения 300—500 *м*, а довольно глубокие в низовьях долины к верховьям выполаживаются. Вершины водоразделов здесь широкие слабоволнистые или плоские, представляющие реликты древних поверхностей выравнивания. В рисунке речной сети четко проявляется ее приуроченность к грабенам или зонам разломов.

Крупный Сутамо-Гонамский горст высотой 1300—1400 *м* расположен на междуречье Сутама и Гонама. Северный край его обрезан разломом по правому берегу Гонама и приподнят, а тектонический уступ довольно сильно расчленен притоками Гонама. Остальная часть горста имеет неглубокое (200—400 *м*) расчленение, плавные

мягкие очертания. Водоразделы здесь округлые, склоны умеренно крутые с делювиальными шлейфами, на которых развиваются солифлюкционные процессы. Над этой поверхностью поднимаются на 300—500 *м* куполовидные гольцы, представляющие отпрепарированные тела мезозойских интрузий или небольшие по площади горсты. К югу рельеф понижается, еще больше выполаживается и переходит в плоскогорье с отдельными гольцами. Расположенные здесь долины верховьев Сутама и его притоков имеют широкие (до 1,5—2 *км*) плоские заболоченные днища с хорошо развитой поймой и двумя низкими террасами. Ниже по течению долины углубляются, приобретают V-образный профиль, а террасы 6—8- и 10—12-метрового уровня сохраняются обрывками.

Межгорные впадины Ытымджинская, Гюскангринская (с Налуракской), Гувилгринская и Токариканская (с Окурданской) разделяют вышеописанные хребты. Они имеют субширотное направление, ширину от нескольких до 20—30 *км* и длину более 100 *км*. Абсолютные высоты их составляют 700—800 *м*, рельеф холмистый или увалистый с колебаниями 20—30 *м*, сплошь залесенный и заболоченный. На фоне выположенного рельефа впадин выделяются останцовые вершины, сложенные более прочными конгломератами, песчаниками или эффузивами (горы Кендаки и Кара-Бурун). Центральная часть впадин обычно плоская, с холмисто-западинным рельефом, представляет поверхность одной или двух низких аккумулятивных надпойменных террас высотой от 3—4 до 8—10 *м* и поймы, прорезанных неглубокими водотоками. Западины, достигающие 3—4 *м* глубины, заболочены или заняты озерами. Широко распространены мерзлотные формы (булгунняхи, полигональные грунты, солифлюкционные террасы и оплывины). Речные долины в пределах впадин не имеют четких очертаний и сливаются с их холмисто-увалистой поверхностью. Реки текут в неглубоких руслах, меандрируя среди болот и старичных озер. Вдоль границ впадин с окружающими их среднегорными хребтами наблюдаются мощные и широкие делювиально-пролювиальные шлейфы.

Следы ледниковой деятельности в Тимптоно-Учурском нагорье многочисленны и приурочены к высокогорным, реже среднегорным хребтам. Следы наиболее древнего оледенения развиты ограниченно и представлены разрушенными карами на высотах 1500—1600 *м* на склонах северной экспозиции или полуразмытой мореной в сквозных и древних долинах, расположенных на относительных высотах до 200 *м* (на междуречье Гыныма и Сейма). Следы более молодого оледенения хорошо сохранились и играют значительную роль в морфологии хребтов. Значительному оледенению в позднеплейстоценовое время подвергался хребет Суннагин, где развивались каровые и довольно мощные долинные ледники, не выходившие, однако, за его пределы. Более интенсивному оледенению подвергался северный склон, где ледники достигали 30 *км* в длину. Троговые долины имеют все крупные правые притоки Алдана, берущие начало в хребте, и их притоки (Улахан-Суннагин, Буом, Джиелиген, Курунг-Юрях, Чайдах, Унга-Киерги, Улахан-Силигиле, Солтун и др.). На южном склоне развивались преимущественно каровые и небольшие (4—8 *км*) долинные (по р. Мегюскяну и некоторым ее притокам, по Имыя, Лаппу, Ыалбыну и др.) ледники. Днища трогов несут покров донной морены, состоящий из валунов и глыб коренных пород с примесью желтовато-бурого суглинка, из-под которого кое-где выступают останцы коренных пород, сглаженные ледником (курчавые скалы и бараньи лбы). Троги замыкаются в верховьях системой каров, а в нижних частях валами конечных морен. Таких валов долине бывает обычно несколько. Абсолютные отметки этих валов не ниже 1000 *м*. Весь этот комплекс ледниковых экзарационных и аккумулятивных форм очень свежий. В Ытымджинском хребте, в верховьях рек Гыныма и Сеймдже, наряду с каровыми ледниками, вероятно, существовали небольшие долинные ледники. Последние занимали долины рек, берущих начало с северо-западного склона хребта. Массив Бурпала и возвышенности с высотами 1800—1900 *м* на междуречьях Сеймдже — Нельгюу, Мулам — Киенг-Юрях, Улахан-Мёлемкён Аччыгай-Мёлемкён подвергались в основном каровому оледенению. На междуречье Нуяма и Алгымы, где высоты хребтов снижаются, следы оледенения представлены только карами, расположенными группами и небольшими троговыми долинами (р. Джес). Кары очень свежие, диаметром до 400 *м*, с высотой стенок до 600 *м*. Следы долинного оледенения встречены в верховьях рек Нингама и Алтан-Чайдаха, где Б. А. Корниловым (1962) отмечаются три гряды морен и ярусность каров.

ОБЛАСТЬ СТАНОВОГО ХРЕБТА

Становой хребет окаймляет описываемую территорию с юга и в структурном отношении входит в состав Становой складчатой области. С Алданским щитом последняя граничит по зоне структурного шва, иногда четко выраженного в рельефе в виде уступов, достигающих высоты 300—1200 *м*. В тектоническом отношении хребет представляет систему складчато-глыбовых массивов, которые претерпели

разноамплитудные глыбовые перемещения. Орографически Становой хребет состоит из нескольких линейно ориентированных хребтов, протягивающихся в субширотном и северо-западном направлениях. Наиболее северным из них является кряж Зверева. Это крупная горстовая структура, ограниченная с юга и севера хорошо выраженными в рельефе тектоническими уступами. Южнее расположен собственно Становой хребет с преобладающими высотами порядка 1500—1600 *м*. На западе хребет сопрягается с системой хребтов Байкальской горной области — Кодаром и Удоканом, где образует горный узел с высотами, превышающими 2000 *м*. Восточнее р. Тимптона Становой хребет постепенно теряет морфологическую выраженность, высоты уменьшаются и он фактически сливается с Тимптоно-Учурским нагорьем. На самом востоке описываемой территории он вновь появляется в виде высокогорного хребта — Токинского Становика. Сложное тектоническое строение, различная интенсивность поднятий отдельных участков Станового хребта, вызвавших и различную степень переработки его эрозионно-денудационными процессами, предопределили сложность и разнообразие его рельефа. В пределах рассматриваемой области выделяется три геоморфологических района.

Кодаро-Удоканский район (III_1) охватывает западную часть области, где в месте сопряжения Станового хребта с хребтами Витимо-Олекминской горной страны расположен горный узел с хребтами Кодар и Удокан. В геоморфологическом отношении он является наиболее сложным.

Складчато-глыбовое строение территории и резко дифференцированные движения отдельных блоков обусловили чередование здесь высокогорных, среднегорных и низкогорных хребтов с разделяющими их впадинами. Последние выполнены четвертичными отложениями. Среди разломов, оконтуривающих блоки, преобладают субмеридиональные, совпадающие с простиранием древнейших структур. Разломы четко выделяются на местности в виде тектонических уступов, определяющих контуры горных сооружений.

Самый крупный и высокий хребет района — Удокан, который берет начало в верховьях Чары и проходит в северо-восточном направлении к верхнему течению р. Хани, где резко меняет направление на меридиональное и следует далее на север по Олекмо-Чарскому водоразделу до оз. Мунг-Кюэль. Наибольших высот (более 2000 *м*) хребет достигает в месте изменения своего направления, где к нему подходит хребет Кодар. Севернее он понижается вначале до 1600—1700 *м*, а затем до 1200—1400 *м* и постепенно сливается с Алданским плоскогорьем. Преобладающим типом рельефа на Удокане является высокогорный альпинотипный. Морфоструктура его определяется неоднократно возобновлявшимися ледниковыми процессами. Глубина расчленения достигает 1000—1400 *м*. Большинство долин имеет троговый характер, а долины послеледникового вреза V-образные. Преобладают крутые скалистые склоны с развитием обвально-осыпных процессов.

Признаки ледниковой деятельности имеют разную степень сохранности и приурочены к различным гипсометрическим уровням. Следы наиболее древнего оледенения хорошо сохранились на северо-восточной окраине Удокана, на междуречье Олекмы и Чаруоды, где повторного (более молодого) оледенения не было. С первым оледенением связано выравнивание широких водоразделов в верховьях рек Чаруоды, Оломокита, Тас-Миэле, Орюс-Миэле, где сохранились маломощный покров моренных отложений и большое количество выпаханных ледниковых озер. Располагавшиеся здесь ледовые поля давали начало ледникам, спускавшимся на запад в долину Чаруоды по ее правым притокам и на восток по долине р. Оломокита и ее притокам. Местами отмечаются два уровня трогов, разделенных 100—150-метровым интервалом. Ледник наиболее древнего оледенения, заполняя Верхне-Чаруодскую котловину, двигался дальше по долине Чаруоды примерно на расстояние 40 *км*. Остатки его конечной морены сохранились у устья Чаруодакана на высоте около 70 *м* над руслом, а фрагменты верхнего (более молодого) трога хорошо прослеживаются в поперечном профиле долины на высоте 100—120 *м*. Следы разновозрастных оледенений в виде вложенных трогов с разницей высот между ними 200 *м* несет и древняя долина р. Чаруодакана, не везде используемая современной речной сетью, и древняя долина юго-восточного направления, проходящая от истоков р. Тас-Миэле через реки Олдонсо и Намсала. Поперек последней располагаются троги более молодого оледенения названных долин. Пересечение трогов различного возраста отмечается и в бассейне р. Ат-Бастах, где превышение древних трогов над молодыми достигает 300 *м*. Анализ имеющихся материалов позволяет предполагать среднеплейстоценовый возраст наибо-

лее древнего, максимального оледенения. Оно было максимальным и в других районах Сибири и Дальнего Востока СССР.

Комплекс ледниковых форм второго, позднеплейстоценового оледенения наиболее полный. Это кары 2—3 уровней с крутыми обнаженными стенками и озерами на днищах. С каровыми лестницами сопрягаются троги, которые замыкаются в нижних концах свежими валами конечных морен. Ледник по долине р. Ат-Бастах, сползавший с южного склона Удокана, имел длину до 40 *км*. Его язык заходил в долину р. Хани, где ледниковые отложения лежат на 60-метровой террасе. Судя по высоте боковой морены, мощность ледника достигала здесь 150 *м*. Верховья трога замыкаются лестницей каров с разницей высот 60—100 *м*. По р. Олдонсо с северного склона хребта Удокан сползал ледник длиной 30 *км* и мощностью 160 *м*. Ледники, спускавшиеся с гор в Верхне-Чаруодскую впадину, заполняли ее, откуда лед продвигался дальше по долине Чаруоды почти до устья Хоту-Туостая. Наиболее свежая гирлянда валов конечных морен и подпруженных ими озер сохранилась в самой котловине и у северного подножия Удокана. Они фиксируют последнюю стадию отступания ледников второго оледенения. По правым притокам Чаруоды, впадающим ниже впадины, спускались ледники длиной до 10—15 *км*, которые не доходили до р. Чаруоды. Ледник по долине Чаруодакана доходил до устья Куду-Манота, где оставил конечную морену, подпруживающую оз. Мунг-Кюель.

Хребет Кодар заходит в пределы описываемой территории лишь восточной оконечностью (междуречье Токко и Чаруоды) и также представляет горстовую структуру, ограниченную тектоническими уступами высотой до 500 *м* (Усу-Олокитский горст). Он отделяется от Удокана Токкинской и Верхне-Чаруодской впадинами и грабеном долины Чаруоды. Эта часть хребта характеризуется низким (до 1400 *м*), но густо и глубоко расчлененным рельефом. Сохранившиеся остатки осадочного чехла на кристаллических породах придают рельефу характер столовых гор.

Разделяющие хребты Кодар и Удокан впадины (Токкинская, Верхне-Чаруодская и грабен-долина р. Чаруоды) расположены на высотах около 1000 *м* и обладают свежим моренно-холмистым рельефом с валами конечных морен, подпруженными озерами и зандровыми равнинами. Впадины эти являлись вместилищами ледников, спускающихся с окружающих хребтов.

Широкое развитие глыбовой тектоники в хребтах Кодар и Удокан привело к разобщению единой древней поверхности выравнивания. Остатки ее хорошо сохранились в слабо поднятых блоках по северной окраине Удокана и почти нацело уничтожены в высокогорных частях. Вдоль порожистой части долины Олекмы реликты ее прослеживаются на вершинах водоразделов в виде плоских поверхностей, которые сопрягаются с крутыми склонами молодого эрозионного вреза. Абсолютные и относительные высоты реликтов поверхности выравнивания увеличиваются в сторону высокогорья.

Речная сеть хребтов Кодар и Удокан четко подчинена геолого-структурному плану территории. Большинство долин приурочено к зонам разломов. Характерной особенностью речной сети района является антецедентность долин (р. Олекма на участке от р. Хани до р. Тунгурчакана, р. Токко при пересечении Кодарского горста и др.). Наблюдаются следы многочисленных перестроек речной сети, обусловленные как неотектоническими движениями, так и оледенениями.

Район Токинского Становика (III_2) является восточным окончанием хребта Станового. Рельеф его имеет много общего с рельефом хребтов Кодар и Удокан, а сам Токинский Становик представляет собой поднятый (до 2112 *м*) блок архейских пород, ограниченный ясно выраженными в рельефе разрывными нарушениями. В свою очередь блок разбит серией разломов. Рельеф района характеризуется очень глубокой (до 1200—1300 *м*) расчлененностью. Реки являются типично горными с невыработанными продольными профилями, с множеством порогов, перекатов, небольших водопадов. Большое развитие в Токинском Становике имеют гравитационные процессы, предопределенные крутизной склонов, глубоким расчленением, отсутствием растительности и интенсивным морозным выветриванием. Поля глыбового материала покрывают почти все склоны, за исключением крутых скалистых участков, а языки их заходят из гольцового пояса в таежный. По всему району развиты мощные грубообломочные коллювиальные и коллювиально-пролювиальные шлейфы, конусы выноса.

Большую роль в моделировке рельефа Токинского Становика сыграли ледниковые процессы, придавшие ему альпинотипный облик. Среди экзарационных форм широко распространены троговые долины, кары, которые хорошо сохранились, несмотря на большой глубинный врез и интенсивность склоновых процессов. Роль каров в морфологии высокогорных участков очень велика. Диаметр их доходит до 600—900 *м*, а иногда до 3—4 *км* (Ю. Ф. Чемеков), высота бортов до 400—800 *м*. При слиянии стенок каров образуются карлинги и пики, а линия водораздела приобретает зигзагообразную форму. Б. А. Корнилов (1962) описал лестницу каров трех уровней с разницей высот не менее 80—100 *м*. Нижняя высота, на которой расположены днища каров на северном склоне Становика, оценивается им в 1570—1590 *м*. Из каров берут начало многочисленные троговые долины, длина которых достигает несколь-

ких десятков километров. В них встречаются бараньи лбы, ригели, боковые и конечные морены. Последние расположены на абсолютной высоте от 1200 до 750 *м*. Наиболее крупные ледники располагались в бассейнах рек Утука (55 *км*), Туксани, Ундытына, Мулама. Аккумулятивные ледниковые образования пользуются в районе ограниченным распространением и развиты преимущественно у подножия Токинского Становика. Самое крупное поле моренных образований расположено в районе оз. Бол. Токо. Ледник, спускавшийся по долине р. Утука, выходил здесь за пределы гор, образуя ледник подножия. В. И. Гольденберг, К. К. Абрашев и Б. А. Корнилов отмечают три яруса конечных морен различной сохранности. Подобное сочетание форм ледниковой аккумуляции наблюдается и в долине р. Ундытына. Этот факт и наличие трехступенчатой лестницы каров позволило Б. А. Корнилову считать их свидетелями трех эпох оледенений. К такому же выводу приходит и Ю. Ф. Чемеков. Он считает, что наиболее древнее (среднеплейстоценовое) и наиболее обширное оледенение характеризовалось развитием ледников подножий, а два более молодых (позднеплейстоценовых) оледенения были горно-долинными.

Большую роль в создании рельефа Токинского Становика играла дизъюнктивная тектоника. Особенно четко прослеживаются крупные зоны нарушений на водоразделе рек Туксани и Зеи, где они выражены в виде узких депрессий западно-северо-западного простирания и прослеживаются на 100—130 *км*. Влияние разломов на характер рельефа подчеркивается приспособляемостью к ним речной сети.

Район центральной части Станового хребта (III_3). На отрезке от р. Олекмы до Токинского Становика Становой хребет теряет морфологическую выраженность, абсолютные высоты его уменьшаются. От Олекмы до Тимптона он имеет среднегорный рельеф с высотами 1500—1600 *м*. Здесь развиты куполовидные и плосковершинные поверхности с пологими плавными очертаниями. Водоразделы разделены сквозными долинами, образованными в результате перехватов рек. Крупные реки имеют хорошо разработанные долины с несколькими уровнями террас. Их притоки обладают невыработанными профилями и являются типично горными. Относительные превышения водоразделов над долинами рек составляют 500—600 *м*. В пределах среднегорного рельефа отмечаются редкие следы ледниковой деятельности главным образом в виде каров, иногда значительно разрушенных.

Среднегорный облик рельефа характерен и для кряжа Зверева, представляющего горст архейских пород. В его западной части преобладают плавные и округлые формы рельефа. Многочисленны каменные россыпи. В восточной части кряж Зверева достигает высоты 2100 *м*, рельеф его становится более расчлененным и резким вследствие развития каров, трогов. Речная сеть кряжа имеет типично горный облик, характеризуется узкими крутосклонными долинами с невыработанным продольным профилем, каменистым и порожистым руслом. Долины Унгры и ее притоков представляют собой троги. Ледники двигались по ним до подножия хребта.

Для среднегорного рельефа кряжа Зверева и собственно Станового хребта типичны каменные россыпи и осыпи. Они покрывают вершины и склоны водоразделов в гольцовом поясе и спускаются по долинам рек в лесную зону. С. С. Коржуев (1959) устанавливает разновозрастность их, причем более древние, по его мнению, приурочены к залесенным районам. Широко развиты также курумы и нагорные террасы. Размеры последних разнообразны, достигая местами 100 *м* длины при ширине до 30 *м*. Поверхности их обычно заболочены.

Повсеместно встречаются группы или одиночные останцы коренных пород, скалистые гребни, а также многочисленные формы мерзлотно-солифлюкционного происхождения — медальоны, полигоны, каменные многоугольники. В разных высотных поясах на марях образуются мелкие бугры — могильники и наледные бугры. Последние встречаются в местах выхода грунтовых вод по зонам разломов (бассейны рек Чильчи, Ниж., Сред. и Верх. Ларбы и т. д.).

В районе центральной части Станового хребта значительные площади занимает плоскогорный тип рельефа. Он распространен по северному подножию Станового хребта и сливается здесь с Алданским плоскогорьем. Восточнее р. Холодникана среднегорный рельеф Станового хребта также сменяется плоскогорьем, прослеживаемым вплоть до Токинского Становика. Рельеф плоскогорья представлен пологоволнистой поверхностью с абсолютными высотами 1000—1100 *м*. На фоне ее часты отдельные гольцы и их группы, поднимающиеся до 1400 *м*. Сравнительно невелики и относительные превышения (от 150 до 300 *м*). Долины рек в пределах плоскогорья неглубокие, с широкими днищами и пологими склонами. Реки имеют низкие илистые берега, сильно меандрируют. Все эти особенности обусловливают мягкость форм рельефа.

Среди плоскогорного рельефа встречаются обширные впадины, абсолютные высоты которых не превышают 900—920 *м*. Это Верхне-Гонамская, Верхне-Сутамская, Верхне-Тимптонская, а также впадины в верховьях рек Алдана, Амедичи, Куртаха, Тунгурчи, Сыллаха, среднего течения Иенгры и т. д. Рельеф их слабохолмистый, а сами они заболочены и имеют большое количество мелких озер. Долины выражены слабо. Течение рек спокойное, они сильно меандрируют.

ОБЛАСТЬ ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКОГО ХРЕБТА

Область занимает небольшой участок на северо-востоке описываемой территории и представляет южную окраину Южно-Верхоянского хребта. Западная граница области проходит по Нельканскому глубинному разлому, отделяющему Сибирскую платформу от складчатой Верхояно-Колымской области.

В области преобладает рельеф средне- и низкогорный денудационно-тектонического типа. Центральную часть занимает небольшой массив высокогорного рельефа. Ввиду небольшой площади районы в области Южно-Верхоянского хребта не выделяются.

В структурном отношении западная половина Южно-Верхоянского хребта относится к Юдомо-Майской и Сетте-Дабанской складчато-глыбовым зонам, в строении которых принимают участие протерозойские и нижнепалеозойские породы. Зоны разбиты крупными субмеридиональными разломами. Ими обусловлено и субмеридиональное простирание основных орографических элементов. Крупным горным сооружением является здесь хребет Улахан-Бам, соответствующий одноименному горст-антиклинорию. Он обладает высотами до 1830 *м*, альпинотипным обликом в наиболее высокой части и среднегорным на остальной, глубоким (до 1000 *м*) и густым расчленением, узкими *V*-образными или троговыми долинами.

К западу высоко- и среднегорный рельеф сменяется низкогорным складчато-глыбовым рельефом с высотами 700—1000 *м* и относительными превышениями 500—600 *м*. Узкие водоразделы соответствуют здесь антиклинальным складкам, а разделяющие их широкие синклинали соответствуют ровным или холмистым межгрядовым понижениям, освоенным речными долинами.

Восточная половина территории представляет собой южную часть Юдомо-Майского нагорья, сформированную в пределах Южно-Верхоянского синклинория, сложенного терригенными породами верхоянского комплекса. Рельеф здесь низкогорный с высотами в среднем 1000—1200 *м* и отдельными вершинами до 1400 *м*, со сглаженными, иногда плоскими одновысотными водоразделами, с пологими склонами и широкими террасированными долинами.

Характерной особенностью рельефа всего Южного Верхоянья и описываемого участка, в частности, является несоответствие направления современной речной сети с тектоническим планом территории. Крупные реки секут поперек субмеридиональные структуры и связанные с ними орографические элементы. Долина Юдомы при пересечении хребтов Улахан-Бам и Челатского суживается. До и после пересечения долина ее очень широкая, имеет хорошо выраженный комплекс террас различного уровня. Все надпойменные террасы эрозионно-аккумулятивные со значительной мощностью песчано-галечного аллювия. Широкое распространение субмеридиональных отрезков древней речной сети на территории Южного Верхоянья свидетельствует о перестройке ее плана в новейшее время. Древнее продольное направление постепенно менялось на поперечное. Это связано с неотектоническими движениями, вызвавшими формирование молодого свода на месте Южного Верхоянья и обновление древних тектонических нарушений, а также с неоднократными оледенениями.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Архейская складчатость привела к консолидации подвижной области и образованию единой жесткой структуры, выделяемой некоторыми исследователями в качестве Алдано-Станового щита. С этого

времени вся территория подвергалась интенсивной денудации и пенепленизации, прерывавшейся лишь трансгрессией протерозойского и кембрийского морей. Последние занимали сначала окраины территории, а затем и всю ее, за исключением горных сооружений юга. Протерозойские и кембрийские отложения ложатся на пенепленизированную поверхность фундамента, в создании которой принимало некоторое участие и море, завершившее выравнивание ранее снивелированной территории.

В течение среднего — позднего палеозоя и в начале мезозоя территория представляла, по-видимому, невысоко поднятую платообразную страну, подвергавшуюся денудационно-эрозионому расчленению, что приводило к размыву осадочного чехла и «откапыванию» абразионной поверхности выравнивания. Такая обстановка продолжалась до конца триаса, в результате чего значительная часть территории была освобождена от осадочного чехла и древний пенеплен подвергся значительному преобразованию.

В юре отмечается активизация тектонических движений, связанная, по-видимому, с орогеническими движениями в Монголо-Охотской геосинклинали. Древний щит был разбит на блоки. Наряду с обновлением старых зон были заложены еще и новые зоны разломов. В зоне южного обрамления щита произошло крупное поднятие. К северу от него образовался компенсационный прогиб (Предстановой), протягивающийся от р. Олекмы до р. Идюма. Севернее его формируется еще одно поднятие — пологий Чаро-Учурский свод, сменяющийся далее на север широтной полосой прогибания, совпадающей с территорией Алданского гольцового района (Билибин, 1958 и др.).

В прогибах возникли обширные мелководные бассейны, где происходило накопление сначала грубозернистых, а затем песчано-глинистых осадков. В Предстановом прогибе осадконакопление происходило преимущественно за счет сноса материала со Станового поднятия (Мокринский, 1962), в то время как в Северном прогибе отмечается поступление материала и с местных возвышенностей. В составе юрских осадков преобладают обломки архейских и протерозойских пород, что указывает на значительную обнаженность фундамента в это время. Об этом же свидетельствует и имеющее место в ряде случаев залегание юрских отложений на породах фундамента. Накопление континентальных осадков в Предстановом прогибе происходило в течение всей юры и продолжалось до конца раннего мела. Мощность юрско-нижнемеловых отложений превышает здесь 2000 *м*. На остальной территории Алданского щита оно закончилось в ранней юре, а осадки имели небольшую мощность. Озерно-болотные и аллювиальные фации осадков, выполняющих впадины, имеют неравномерный гранулометрический состав, свидетельствующий о некоторых изменениях тектонического режима. Осадконакопление в прогибах сопровождалось денудацией и выравниванием Станового поднятия и сводов на Алданском щите.

К началу раннего мела в связи с общим слабым поднятием Алданского щита осадконакопление на основной части Предстанового прогиба прекращается и локализуется в отдельных его участках (в восточной части Чульманской впадины и Токинской впадине), где оно продолжалось до конца раннего мела.

К концу раннего мела на территории Южной Якутии были созданы обширные аккумулятивные равнины на месте депрессий и пенепленизированные поверхности в пределах сводовых поднятий (Станового, Алданского и др.). Нижнемеловая поверхность в ряде мест до сих пор играет существенную роль, так как ее облик радикально не менялся,

а лишь несколько усложнялся за счет более поздних процессов планации. Древняя же (кембрийская) поверхность выравнивания вновь оказалась погребенной под юрскими и нижнемеловыми отложениями. С юрско-меловой аккумуляцией Д. А. Тимофеев (1965, 1968) связывает начало формирования Чугинской поверхности выравнивания. Процессы денудации, последовавшие после прекращения осадконакопления в раннем мелу, завершили ее моделировку. На вновь сформированной поверхности выравнивания заложилась речная сеть, наследовавшая юрско-нижнемеловую. Последняя имели северное и северо-восточное направления, причем речные долины приурочивались к ослабленным зонам тектонических нарушений и трещиноватости.

В Северном Забайкалье, в том числе и в Кодаро-Удоканском районе, на протяжении мезозоя отмечается несколько этапов поднятий и выравнивания. Особенно интенсивная тектоническая деятельность проявилась в раннем мелу (Г. Ф. Лунгерсгаузен). С ней связан энергичный магматизм и вулканизм. Последние наиболее активно проявились в зоне сочленения двух разнородных структур — Алданского щита и Становой складчатой области. По мнению Г. Ф. Лунгерсгаузена, высота некоторых хребтов в Кодаро-Удоканском районе в это время достигала более 3000 *м*, а отдельные участки горной страны были покрыты ледниками.

Поздний мел ознаменовался новой активизацией тектонических движений в Южной Якутии, приведших к резкому усилению эрозионной деятельности и осушению озерных бассейнов. Продолжается рост сводовых структур, заложившихся еще в юрское, а иногда и в более раннее время. Происходит обновление ранее существовавших разломов и одновременно возникают новые разломы широтного, северо-восточного и меридионального направлений, существенно осложнившие структуры сводовых поднятий фундамента. Образуются и подновляются глыбовые структуры — горсты и грабены. Общий план перестройки зоны Предстанового прогиба очень сложен. Восточнее р. Тимптона происходит разобщение единой депрессии на ряд более мелких впадин, разделенных выдвинувшимися блоками или разрастающимися сводовыми поднятиями фундамента. По окраине их на стыке районов с разнонаправленными движениями возникли серии взбросов. К этому времени Д. А. Тимофеев относит разрушение чугинской и начало выработки алданской, а Ю. Ф. Чемеков (1957) — журбанской поверхностей выравнивания с мощными каолиновыми корами выветривания.

В результате проявления послераннемелового (по Б. С. Русанову и др. — позднемелового, по Ю. Ф. Чемекову — датского) тектогенеза рельеф Южной Якутии претерпел существенные изменения. Над аккумулятивными равнинами, денудационными плато и плоскогорьями были подняты на разную высоту хребты — горсты и массивы — Суннагинский, Ытымджинский, Бурпала, Нингамский, Сутамо-Гонамский, Западные Янги, Эльконский и др., а на юге — хребты Токинский Становик, Кодар, Удокан, кряж Зверева. Интрузивными телами, внедрившимися в толщу осадочных пород, были созданы пологие купола. Целые группы их возникли в Центрально-Алданском районе, в Западных Янгах, в верховьях р. Амги, в хребтах Кет-Кап, Ытымджинском и других районах. Поднятия активизировали эрозионно-денудационные процессы, приведшие к уничтожению покрова юрско-меловых и кембрийских отложений. На дневную поверхность были выведены породы фундамента, на которых в более ранние этапы развивалась древняя абразионая и юрско-меловая поверхности выравнивания. Последние подвергались расчленению. С позднемеловой денудацией Д. А. Тимофеев (1965) связывает завершение формирования алданской

поверхности, на которой в течение палеогена шло образование каолиновой юры выветривания.

Существенно иной характер приобретает речная сеть. Реки юрско-мелового заложения, имевшие хорошо разработанные широкие долины в пределах аккумулятивных и денудационных равнин, сформировавшихся к концу раннего мела, по мере оживления тектонических движений в позднемеловое время начинают врезаться, антецедентно пропиливая формирующиеся сводовые поднятия и горсты. При этом они продолжают сохранять генеральное северо-восточное направление, не соответствующее новому структурному плану территории. Такие реки, как Токко, Чара, Олекма, Гонам, Алдан, Тимптон, Идюм, Мулам, Учур, на своем пути пропиливают одно или несколько поднятий, лишь на отдельных участках приспосабливаясь к вновь образовавшимся тектоническим впадинам или прокладывая путь в обход сводовых поднятий, как бы скатываясь с них.

В результате позднемеловой тектонической активизации рельеф приобрел довольно расчлененный характер. Наиболее сложным он был в пределах Станового хребта, где существовали обширные районы выровненного низкогорного и столового рельефа с островными горными хребтами и массивами, а также на территории Тимптоно-Учурского нагорья. Меньшее преобразование претерпел рельеф Алданского плоскогорья. Здесь кроме общего незначительного поднятия Алданского свода произошло выдвижение ряда небольших горстовых массивов (Эльконский, Байанайский, Верхне-Амгинский или Хатынский и др.). Еще меньшие изменения наблюдались в рельефе Лено-Алданского плато.

Палеогеновое время характеризуется относительным тектоническим покоем. Новая фаза тектогенеза (миоценовая — по Б. С. Русанову и др., позднеолигоценовая, или раннемиоценовая, — по Ю. Ф. Чемекову) проявилась в виде интенсивных тектонических движений. Они носили унаследованный характер и вызвали воздымание Становой и смежных областей. В зоне Станового глубинного разлома отмечаются излияния базальтовых и андезитовых лав. На Алданском щите миоценовый тектогенез не выражен достаточно четко, хотя с ним связано заложение на его северо-восточной периферии Алданской впадины. Он предопределил значительную активизацию эрозионных процессов, вызвавших дальнейший размыв осадочного чехла. Все большие площади древней абразионной поверхности выравнивания выводятся на дневную поверхность и вместе с юрско-меловой подвергаются переработке и омоложению. Значительно интенсивнее этот процесс происходил в более расчлененном и подвижном восточном районе (Тимптоно-Учурском нагорье), тогда как в западной половине территории (Алданское плоскогорье) эрозионная деятельность захватила лишь придолинные участки. С периодом миоценовой активизации Д. А. Тимофеев (1965, 1968) связывает разрушение Алданской и выработку более молодой (нижненеогеновой) Туолбинской поверхности выравнивания. Коррелятные отложения этого периода известны в Алданской впадине. Судя по их составу (косослоистые пески с линзами глин, галька), рельеф доneогеновой равнины не был существенно изменен этими движениями.

В плиоцене и раннем плейстоцене неотектонические движения были значительными. Особенно активно они проявились в пределах южного обрамления Алданского щита, где блоковые поднятия сопровождались разломами и излияниями базальтов. Поднятия здесь преобладали над денудацией, что предопределяло восходящее развитие рельефа. Движения носили унаследованный характер и не нарушали уже существующего морфоструктурного плана. На Лено-Алданском

плато они вызвали врез речной сети на 50—60 *м* и более значительный на Алданском щите и в горных районах. К этому времени Д. А. Тимофеев (1965) относит начало формирования самой нижней придолинной ленской поверхности выравнивания.

В конце плиоцена — раннем плейстоцене усилившиеся тектонические движения фиксируются табагинскими галечниками на средней Лене, в Кодаро-Удоканском районе происходит образование долин, врезающихся в древнюю поверхность нагорья. Рельеф последней был значительно расчленен и колебания высот достигали 500 *м*, а может быть и 1000 *м* (?). К раннему плейстоцену Г. Ф. Лунгерсгаузен и А. И. Музис относят начало воздымания главного широтного свода Кодаро-Удоканской горной страны и усиление вертикальных движений по субширотным разломам. Происходит заложение широтных грабеновых долин и разделяющих их горстовых поднятий.

Тектонические преобразования территории Южной Якутии и формирование ее основных морфоструктурных элементов на протяжении палеогена и неогена протекали в условиях достаточно теплого и влажного климата. Для доплиоценовой истории характерны процессы химического выветривания пород и образования каолиновых кор выветривания. В платформенной части интенсивно протекали и карстовые процессы, приведшие к образованию обширных карстовых котловин, ныне погребенных. Реки этого времени имели здесь широкие неглубокие долины с выработанными профилями равновесия, выполненные красноцветным аллювием с примесью каолинизированного материала. Реликты этих долин сохранились в виде террас по р. Алдану и его крупным притоком на относительных высотах 140—170 *м*, а также на водораздельных участках.

Новую фазу тектогенеза, проявившуюся исключительно широко, одни исследователи (Б. С. Русанов и др.) относят к границе раннего и среднего плейстоцена, другие (Ю. Ф. Чемеков, С. С. Коржуев, Д. А. Тимофеев и др.) — к раннему плейстоцену. Этой фазе отвечает крупное региональное поднятие, в которое были вовлечены и депрессии (Алданская впадина на северном склоне Алданского щита, Верхне-Зейская и Амуро-Зейская впадины в пределах Монголо-Охотской складчатой области), где с этого времени прекратилось осадконакопление и реки начали врезаться в выполняющие их миоцен-нижнеплейстоценовые осадки.

Среднеплейстоценовая тектоническая активизация привела к дальнейшему развитию структур, созданных мезозойским тектогенезом. В результате положительных движений увеличилась высота сводовых поднятий (Алданского, Гонамского, Кет-Капского и др.), выдвинулись на разную высоту многочисленные горсты (Суннагинский, Ытымджинский, Бурпала, Сутамо-Гонамский, Эльконский и др.). Это в свою очередь привело к новому преобразованию рельефа. Поверхность выравнивания, созданная в предыдущий этап планации, оказалась перемещенной на различную высоту в отдельных неравномерно поднятых блоках или изогнутой на участках сводовых поднятий. Особенно сильно она была деформирована в пределах южных хребтов Становой области и Тимптоно-Учурского нагорья.. В Кодаро-Удоканском районе происходит формирование горного рельефа, но абсолютные высоты и степень расчленения хребтов Кодар и Удокан были меньше, чем современные. В конце раннеплейстоценового — начале среднеплейстоценового времени, по Г. Ф. Лунгерсгаузену и А. И. Музису (1968), здесь проявилась главная фаза излияния базальтов, приуроченных к субширотной зоне разломов. Базальтовые лавы заполнили депрессии и законсервировали рельеф, созданный в предшествующие этапы развития

В описываемое время сформировались речные террасы высокого уровня. Сводовые и дифференцированные блоковые поднятия отразились на характере эрозионно-денудационных процессов. Началось врезание рек, распространившееся от устьев к истокам, причем наиболее интенсивно оно протекало там, где реки пересекали площади развития осадочных пород, и резко замедлялось в районах развития кристаллических пород фундамента. Эта закономерность отчетливо проявляется в долинах рек Алданского плоскогорья и Лено-Алданского плато. Более сложная зависимость наблюдается в пределах Тимптоно-Учурского нагорья и горных хребтах юга, так как здесь на фоне общих сводовых поднятий имели место и дифференцированные поднятия блоков и сводов. Реки, антецедентно пропиливая их, испытывают неравномерное врезание в зависимости от амплитуды поднятий. Плейстоценовый врез не дошел до верховьев рек и поверхность последней планации переработана лишь в придолинных участках. В центральных частях она сохраняет свой облик. Сохранилась здесь и перекрывающая ее кора выветривания. Одновременно продолжается смыв осадочного чехла с поверхности фундамента, «откапывание» самой древней абразионной поверхности и ее дальнейшее преобразование. Речная сеть Южной Якутии в период среднеплейстоценовой активизации тектонических движений претерпела некоторую перестройку. Но масштабы ее были незначительны, охватив лишь отдельные участки.

Последующая история развития рельефа Южной Якутии начиная со второй половины среднего плейстоцена сопровождалась развитием неоднократных оледенений. Вопрос о количестве и возрасте оледенений не нашел еще однозначного решения. Но все большее число исследователей приходят к выводу о более скромных масштабах его, чем это предполагали Ю. А. Билибин, А. А. Григорьев, В. А. Обручев и др. Эрратические валуны и экзотические гальки, отмечаемые в ряде мест Алдано-Тимптонского междуречья, как следы наиболее древнего оледенения, возможно, являются остатками размытого покрова юрских конгломератов или древнего аллювия.

Следы среднеплейстоценового оледенения обнаружены на Алданском нагорье и в Становом хребте. Оно имело «полупокровный» характер или тип ледников подножий (Ю. Ф. Чемеков), так как представляло собой совокупность нескольких покровов центральных частей горных сооружений. Такие покровы, а также многочисленные кары иногда грандиозных размеров (до 3—4 *км* в поперечнике) питали долинные ледники длиной 60—80 *км*. Выходя за пределы гор, они расплывались, образуя ледники подножий. В Кодаро-Удоканском районе оледенение совпадало со значительным оживлением тектонических движений. Среднеплейстоценовое оледенение Южной Якутии было максимальным. Оно коррелируется с алданским оледенением Дальнего Востока, тазовско-самаровским Сибири, эльгенским и сибиктелехским Северо-Востока СССР.

В последующий межледниковый период отмечается незначительный общий подъем территории, вызвавший врезание рек и формирование уступа III надпойменной террасы в крупных долинах, а также незначительную перестройку гидросети.

В позднем плейстоцене территория вновь была охвачена оледенением. Оно было горно-долинным, местами каровым и имело несколько стадий. В горах существовали ледники длиной от нескольких километров до нескольких десятков километров. Наиболее мощными из них были ледники сложного долинного типа (например, Ундытынский ледник в Токинском Становике) и ледники с расширенным концом (Утукский и Саргакандинский ледники там же). Менее развиты были лед-

ники простого долинного типа, каровые и висячие. Снеговая граница позднеплейстоценового оледенения оценивается Ю. Ф. Чемековым (1961) для Токинского Становика в 1500—1600 *м*, причем она, по его мнению, располагалась примерно на 300—400 *м* выше снеговой границы среднеплейстоценового оледенения. Интервал между древними «одряхлевшими» карами со сглаженными очертаниями и уровнем хорошо сохранившихся каров позднеплейстоценового оледенения составляет 200 *м* (Русанов и др., 1967). Ю. Ф. Чемеков отмечает следующие особенности поведения снеговой границы в горах Дальнего Востока СССР (и в Становом хребте в том числе): повышение ее с востока на запад (от 1400 до 1600 *м*), с юга на север (на южном склоне Станового хребта она располагалась на 100—200 *м* ниже, чем на северном) и от периферических частей хребта к наиболее высоким водораздельным частям (от 1400 до 1800 *м*).

Позднеплейстоценовое оледенение было двукратным. Некоторые исследователи (Русанов и др., 1967) считают, что ледниковья могут быть двумя стадиями единой позднеплейстоценовой ледниковой эпохи. Последние оледенения области Станового хребта и Алданского нагорья коррелируются с муниканским и селитканским оледенениями Дальнего Востока, зырянским и сартанскими оледенениями Сибири и одноименными стадиями постмаксимального оледенения Якутии, с тыэллахским и бохапчинским (с хетакагчанской и юглярской стадиями) оледенениями Северо-Востока СССР (табл. 20).

Средне- и позднеплейстоценовые ледниковые эпохи характеризовались интенсивным развитием процессов физического выветривания, образованием щебенисто-глыбовых отложений, которые покрывали горы и плоскогорья, почти с полным прекращением карстообразования.

В послеледниковое время отмечается незначительное региональное сводовое поднятие территории, на фоне которого продолжались дифференцированные подвижки отдельных блоков, увеличивающие контрастность рельефа и оказывающие влияние на ход эрозионных процессов. В это время образовались бровка II надпойменной террасы р. Алдана и его притоков и I терраса. Оживление тектонических движений привело к небольшим изменениям речной сети на отдельных участках. В бассейнах Томмота, Якокута и др. отмечаются перехваты рек, смещение их в результате глыбовой тектоники. С последней связано образование новых антецедентных участков в долине Гонама в районе Верхне-Гонамской впадины.

Наряду с подновлением старых тектонических нарушений в плейстоцене происходит формирование новых. Они устанавливаются в ряде мест в Тимптоно-Учурском нагорье. В. И. Гольденберг описывает смещение по разлому отложений II надпойменной террасы р. Гертанды. Ряд молодых разломов обнаружен им и в Токинском Становике. Именно с ними связано развитие очень крутых склонов («отвесных стен»). Иногда разломы выражены резкими уступами продольного профиля и особенностями коренного ложа.

Наибольшей тектонической активностью в послеледниковое время характеризуется Кодаро-Удоканский район. Об этом свидетельствует тот факт, что здесь деформированы средне- и верхнеплейстоценовые ледниковые отложения. Их них первые смещены по разломам на 300 *м* и более.

Активная тектоническая жизнь территории Южной Якутии продолжается и в настоящее время. О ней свидетельствуют повсеместная эрозия рек, невыработанность их продольных профилей, а также землетрясения.

Таблица 20

Схема сопоставления оледенений Восточной Сибири, Северо-Востока и Дальнего Востока СССР

Геохронологическая шкала	Сибирь (унифицированная схема, 1956 г.)	Западная Якутия (унифицированная схема, 1961 г.)	Восточная Якутия (Б. С. Русанов, З. Ф. Бороденкова, О. В. Гриненко и др., 1967 г.)		Северо-Восток СССР (А. П. Васьковский, 1963 г.)		Яно-Колымский золотоносный пояс (Н. А. Шило, 1961 г.)	Дальний Восток СССР (хр. Ям-Алинь; Ю. Ф. Чемеков, 1961 г.)
Позднечетвертичное время (Q_{III})	Сартанское оледенение	Якутский горизонт	Постмаксимальное оледенение	Сартанская стадия	Бохапчинское оледенение	Хетакагчанская стадия	Тыэллахская серия (слои)	Селитканское оледенение
	Зырянское оледенение	Натарский горизонт		Зырянская стадия		Юглярская стадия		Муниканское оледенение
Среднечетвертичное время (Q_{II})	Тазовское оледенение	Покровский горизонт	Максимальное оледенение	Тазовская и самаровская стадии	Эльгенское оледенение		Сибиктелехская серия (слои)	? Алданское оледенение
	Самаровское оледенение							
Раннечетвертичное время (Q_I)	Ярское оледенение ?	Пеледуйский горизонт (?)	Возможно, небольшое оледенение в горных хребтах		Тобычанское оледенение			Киранское оледенение

Глава VIII

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

На территории Южной Якутии обнажаются древнейшие кристаллические образования Земли, абсолютный возраст которых свыше 4 млрд. лет. Таким образом, представляется возможным проследить историю геологического развития данной территории в течение весьма длительного промежутка времени, начиная от ранних этапов формирования земной коры до настоящего времени.

Большую часть территории Южной Якутии занимает Алданский щит — обнаженный фундамент Сибирской платформы, сложенный метаморфическими, ультраметагенными и магматическими породами архея. В истории геологического развития Алданского щита выделяются два резко отличных периода: доплатформенный, соответствующий периоду формирования складчатого основания, и платформенный, соответствующий периоду формирования чехла. Несколько иную историю развития имела лишь крайняя северо-восточная часть территории.

Доплатформенный период развития, вероятно, отвечает началу времени формирования гранитного слоя Земли. Образование древних структурных комплексов происходило не в геосинклинальных условиях, а в условиях общей высокой подвижности земной коры, ее высокой проницаемости и весьма активного геотермического потенциала, обусловивших региональный метаморфизм мощной толщи вулканогенно-осадочных пород в гранулитовой и высоких ступенях амфиболитовой фации. Складчатость и высокотемпературный метаморфизм сопровождались регионально проявившейся гранитизацией.

Развитие Алданского щита в архейское время происходило в несколько этапов. В самый ранний этап были сформированы ядра будущей платформы — «ядра обрастания» (по В. В. Белоусову), «нуклеарные массивы» (по Е. В. Павловскому), «литоплинты» (по Ю. К. Дзевановскому). Последние представляли собой относительно жесткие блоки. К числу таких структур принадлежит центральная часть Алданского щита, сложенная породами иенгрской серии, так называемый Иенгрский литоплинт. Областями седиментации являлись пологие чашеобразные прогибы. Вулканизм проявлялся на протяжении всего периода формирования осадочных толщ, интенсивность его возрастала со временем. Первый этап развития завершился складчатостью, в результате которой была создана Алдано-Тимптонская складчатая система с весьма сложным планом складчатых деформаций. Для нее характерно отсутствие линейных складок и широкое развитие пологих, но сильно усложненных на крыльях куполов, брахиформных и фестончатых складок. В результате складкообразовательных процессов область распространения пород иенгрской серии была относительно стабилизирована и в дальнейшем выступала как жесткое ядро, вокруг которого формировались складчатые гирлянды более молодых систем.

Второй этап — перелитоплинтовый (по Ю. К. Дзевановскому) — связан с образованием Тимптоно-Учурской складчатой системы. Веро-

ятно, на ранней стадии ее развития возникла Тыркандинская зона глубинного разлома, ограничивающая Иенгрский литоплинт с востока. Область осадконакопления этого времени частично захватила восточный край литоплинта, а также распространялась дальше на восток. Возможно, что восточной границей области являлась зона Улканского глубинного разлома. С периодом формирования Тимптоно-Учурской области связано зарождение структурно-фациальных зон, а также возросшая тектоническая активность. Вдоль зон глубинных разломов периодически проявляется вулканическая деятельность. Вулканогенные породы среднего и основного состава, превращенные впоследствии в кристаллические сланцы, образуют мощные пачки либо тонко переслаиваются с терригенными и карбонатными породами. Магма не всегда изливалась на поверхность. Иногда она внедрялась в толщу осадочных пород и образовывала согласные или секущие тела габброидов и ультрабазитов.

Развитие раннеархейской подвижной области завершилось складчатостью, общим региональным метаморфизмом и гранитизацией. Складчатостью была охвачена не только Тимптоно-Учурская область, но и восточный край литоплинта. Структурный план Тимптоно-Учурской складчатой системы несколько иной, чем Алдано-Тимптонской. Вдоль Тыркандинского глубинного разлома протягивается зона линейных структур, приуроченных к погруженному краю Иенгрского литоплинта. К востоку от этой зоны широко развиты куполообразные и дугообразные антиклинали и сложной конфигурации разделяющие их синклинорные области.

Таким образом, в результате развития раннеархейской подвижной области накопилась мощная толща осадочно-вулканогенных пород иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий, которые сформировали две складчатые системы: Алдано-Тимптонскую и Тимптоно-Учурскую. Формирование складчатых систем сопровождалось региональным проявлением ультраметаморфизма и гранитизацией. Особенно интенсивно гранитизация проявилась вдоль зон разломов, возникших одновременно со складчатостью и метаморфизмом.

В позднем архее продолжалось формирование складчатого обрамления Иенгрского литоплинта с юга и запада. Область наибольшего погружения располагалась вдоль южного края литоплинта. Причиной этому является различие в строении глубинных слоев земной коры. Становая и Олекминская складчатые системы сложены породами курультинской и олекминской (становой) серий. Выходы пород курультинской серии, метаморфизованных в гранулитовой фации метаморфизма, в современном срезе слагают крупные тектонические блоки среди пород олекминской серии. Это обстоятельство послужило причиной многочисленных дискуссий по вопросу о положении в разрезе архея пород курультинской серии. Некоторые исследователи (Кудрявцев, 1966) считают ее более древней, чем иенгрская серия, другие (И. М. Фрумкин) коррелируют ее с образованиями федоровской и иджакской свит либо считают одновозрастной тимптонской серии (В. Я. Мокроусов), третьи (Е. П. Миронюк) считают ее моложе джелтулинской серии и относят вместе с олекминской серией к единому верхнеархейскому олекмо-становому комплексу. Считая, что вопрос о положении курультинской серии в разрезе архея Алданского щита пока еще не имеет однозначного решения, мы условно относим ее к верхнему архею.

Таким образом, позднеархейская подвижная область охватывала полукольцом с запада, юга и востока раннеархейскую складчатую область. Вначале здесь интенсивно проявлялась магматическая деятельность, осо-

бенно в южной и восточной ее частях. Покровы основных эффузивов, преобразованные в основные кристаллические сланцы, слагают каруракскую и значительную часть иманграканской свиты. Здесь совершенно отсутствуют карбонатные породы, широко развитые в раннем архее. Средняя стадия развития позднеархейской подвижной области характеризуется накоплением мощных толщ терригенных пород и весьма слабым проявлением вулканизма (олекминская серия). На завершающей стадии развития позднеархейской подвижной области в западной ее части возникают глубокие расколы (Борсалинский, Тарын-Темулякитский) и формируются узкие приразломные прогибы, заполняющиеся вулканогенно-осадочными отложениями борсалинской серии. Для этой стадии развития характерны определенные магматические комплексы. В значительном масштабе проявились слабо дифференцированные интрузии основных пород апогаббро-амфиболитовой формации, образовались крупнейшие интрузии анортозитов. Масштабы ультраметагенеза были значительно умереннее, магматические же гранитоиды развиты здесь значительно больше, чем в раннем архее.

Развитие позднеархейской подвижной области завершилось складчатостью и региональным метаморфизмом в гранулитовой и амфиболитовой фациях. В результате образовалась позднеархейская Олекмо-Становая складчатая система, имеющая меридиональное простирание в Олекминской зоне и широтное в Становой. Некоторыми исследователями эти зоны рассматриваются в качестве отдельных систем. Складчатые структуры обладают линейным планом основных складок при широком развитии пологих сводов, периклиналей. Нередко наблюдается и опрокидывание складок. В зоне сочленения ранне- и позднеархейских складчатых систем (Амгинский краевой шов), интенсивно проявились процессы гранитообразования. Образовалась широкая зона ремобилизованных в позднем архее раннеархейских ультраметагенных гранитоидов. Позднеархейские образования Становой зоны или складчатой системы с раннеархейским литоплинтом сочленяются по зоне Станового глубинного разлома, к югу от которого расположена Становая складчатая область, в доплатформенный период развития тесно связанная с формированием позднеархейских структурных комплексов Алданского щита. Ее слагают те же комплексы метаморфических пород, что и юг щита. Особенностью же развития этой области даже на ранних этапах ее становления являются блоковый характер и интенсивное развитие процессов гранитообразования. Складчатые структуры здесь встречаются лишь в виде фрагментов среди массивов гранитоидов.

С археем связано образование почти всех месторождений железных руд. В нижнем архее — это контактово-метасоматические залежи магнетитовых и мартитовых руд группы месторождений Центрального Алдана. В верхнем архее — это магнетитовые кварциты, присутствующие в различных частях разреза курультинской и олекминской серий, но наиболее характерные для борсалинской серии. С архейским этапом развития связано формирование месторождений флогопита, приуроченных к карбонатным горизонтам федоровской свиты. К этому же периоду, вероятно, относится и образование месторождений корунда и дистена в бассейне р. Иенгры.

В протерозое территория Алданского щита превращается в платформу, но платформу, еще достаточно подвижную, с несколько специфическими чертами развития. Этот период развития, получивший название **эоплатформенного, или протоплатформенного, периода,** ознаменовался заложением крупных прогибов, расчлененных поднятиями. Прогибы располагались вдоль зон разломов и отличались боль-

шой протяженностью при незначительной ширине. Исключением является широкий Кодаро-Удоканский прогиб, расположенный в зоне сочленения Олекминской и Становой складчатых систем. Отличительной чертой этого этапа развития является дифференцированное движение блоков, обусловившее прогибание кристаллического фундамента и накопление осадочных и вулканогенных пород. Раннепротерозойские прогибы протягивались в широтном и меридиональном направлениях. Фрагментами этих прогибов являются грабены, заполненные средне (?)-нижнепротерозойскими отложениями. На юге это Чульманский, Атугей-Нуямский, Давангра-Хугдинский грабены, на западе — Ярогинский, Субганский, Ханинский, Олдонсинский, Угуский и другие грабены. Высокая подвижность этих зон обусловила накопление мощных толщ терригенных и карбонатных пород, кислых и средних эффузивов. Деформация пород эоплатформенных прогибов связана с глыбовыми движениями фундамента, внедрением интрузий, а также образованием гранито-гнейсовых куполов. Для раннего протерозоя, так же как и для архея, характерно проявление процессов ремобилизации и гранитизации, хотя и в меньших масштабах. М. З. Глуховский и др. (1970) отмечают появление ремобилизованных в нижнем протерозое гранитоидов в краевых частях Кодаро-Удоканского прогиба. Реоморфические нижнепротерозойские гранитоиды прорывают и гранитизируют породы осадочного чехла.

Интрузивные породы раннепротерозойского этапа представлены расслоенными интрузиями основных пород, дайками габбро-диабазов и гранитоидами чуйско-кодарского комплекса. Интрузии нижнепротерозойских гранитоидов не всегда располагаются в прогибах, часть из них по зонам разломов проникает в глубь устойчивых поднятий. Раннепротерозойский эоплатформенный этап завершился инверсией тектонического режима. С этого времени Алданский щит превратился в устойчивый блок земной коры и вступил на путь тектонически спокойного платформенного развития.

Началу позднепротерозойской морской трансгрессии предшествовал континентальный период развития, в течение которого были частично размыты ранее сформированные протерозойские отложения, а также кристаллические породы фундамента. Верхнепротерозойские отложения залегают стратиграфически несогласно на осадочных отложениях нижнего протерозоя и с резким угловым несогласием на сложнодислоцированных породах фундамента. В начале позднего протерозоя на западной и восточной окраинах Алданского щита возникли два крупных меридиональных прогиба: на западе Патомский, расположенный за пределами Южной Якутии, на востоке Юдомо-Майский.

Юдомо-Майский прогиб одними исследователями рассматривается как геосинклинальный, другими как авлакоген, третьими как платформенный прогиб. В пределах Южной Якутии располагается лишь небольшая западная часть этого прогиба. Протерозойские отложения здесь представлены типичными платформенными формациями — карбонатными или терригенными. С запада на восток от платформы к центру прогиба не наблюдается резких изменений фациального состава свит, увеличиваются лишь их мощности. Отсутствие в разрезе вулканогенных пород, проявлений интрузивного магматизма геосинклинального характера, а также региональной фазы складчатости не позволяет относить этот прогиб к геосинклинальным, поэтому нами он рассматривается как глубокий платформенный прогиб. Эпиконтинентальное позднепротерозойское море покрывало значительную часть северного склона Алданского щита. Центральная же часть его, вероятно, представляла прибрежную равнину. Области поднятий с расчлененным рельефом

имели локальное распространение в восточной части щита, где в основании разреза верхнего протерозоя (гонамская свита) выделяются пачки конгломератов. Тектонические движения носили характер мелкоамплитудных колебаний, обусловивших перерыв в осадконакоплении и частичный размыв ранее образованных толщ. Такой перерыв отмечается между отложениями учурской и майской серий Учуро-Майского прогиба.

Магматизм этого времени проявился в образовании многочисленных роев даек габбро-диабазов, внедрившихся в основном по зонам ранее существовавших разломов. Вероятно, поэтому мы почти всегда наблюдаем дайки протерозойских габбро-диабазов в породах кристаллического фундамента, и очень редко разломы, вмещающие дайки этого возраста, секут верхнепротерозойские отложения. С завершающей стадией формирования верхнепротерозойского структурного комплекса связано внедрение интрузий центрального типа ультраосновной — щелочной формации (с карбонатитами). Интрузии центрального типа внедрились в кристаллические породы фундамента в зонах пересечения региональных разломов и всегда сопровождаются кольцевыми дайками мезозойских щелочных пород. Это обстоятельство не позволяет однозначно решать вопрос о возрасте этих пород. Большинство исследователей считают интрузии центрального типа позднепротерозойскими, но существует мнение и о мезозойском возрасте их. С протерозоем связано формирование месторождений и проявлений горного хрусталя, мусковита, меди, редких земель, платины, титаномагнетита, тантала, ниобия, золота.

Раннепалеозойский этап развития региона характеризуется общим погружением территории. Пенепленизированная поверхность щита, сложенная кристаллическими породами фундамента и осадочными породами верхнего протерозоя, затапливается кембрийским морем. Этой трансгрессии предшествовал период континентального развития, в течение которого часть покрова ранее сформированных отложений была уничтожена процессами денудации. Особенно интенсивно эти процессы проявились в Юдомо-Майском прогибе, где, вероятно, происходили в небольшом масштабе глыбовые перемещения. Кембрийская трансгрессия распространилась на всю территорию щита. Юдомо-Майский прогиб замкнулся и приобрел ту же стабильность, что и центральная часть платформы. Лишь на западе Алданского щита (Березовская впадина) происходило более интенсивное прогибание и в связи с этим накопление более мощных толщ осадков. На остальной территории, вероятно, также существовали небольшие прогибы или впадины, размещение которых контролировалось блоковыми структурами фундамента. Существованием этих неглубоких прогибов и объясняется колебание мощности и частичное изменение фациального состава одних и тех же стратиграфических горизонтов.

Береговая линия кембрийского моря располагалась где-то в районе Станового хребта, отделяющего северный платформенный бассейн от Монголо-Охотского геосинклинального бассейна. Эпиконтинентальное кембрийское море с широким развитием осолоненных лагун (в западной части) постепенно отступало к северу. Площадь его значительно сокращалась. Центральная часть Алданского щита уже в среднем кембрии представляла область поднятия. Морские бассейны сохранились лишь в западной и восточной краевых частях. Здесь они продолжали существовать на протяжении позднего кембрия, ордовика и силура. Развитие Березовской впадины завершилось в связи с каледонской фазой складчатости и последующей инверсией, проявившейся в примыкающем к ней с запада Байкало-Патомском краевом прогибе.

Кембрийские отложения, слагающие второй ярус платформенного чехла, на большей части территории залегают горизонтально. Деформация их связана либо с глыбовыми движениями мезозойского этапа активизации, либо с каледонской складчатостью Байкало-Патомского прогиба. Магматизм этого этапа развития выразился во внедрении основной магмы вдоль зон долгоживущих разломов, образовавшей многочисленные рои даек и многоярусные пластовые интрузии габбро-диабазов. За пределами Якутии, в западной части Алданского щита в зоне Станового глубинного разлома, внедряются многофазные интрузии сакунского комплекса.

В позднем палеозое Алданский щит представлял собой односторонне поднятый блок кристаллических пород фундамента, покрытый сплошным чехлом осадочных пород. С этого времени он превращается в континент, который являлся областью размыва на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя. Море никогда больше не вторгалось на его территорию.

Морской бассейн сохранился лишь в восточной части Южной Якутии — в Южно-Верхоянской области. Южно-Верхоянский прогиб А. Л. Ставцевым рассматривается как глубокий платформенный прогиб, расположенный в области сочленения платформы и Верхояно-Колымской геосинклинали. Прогиб заполнялся мощными толщами терригенных и отчасти карбонатных пород. Наблюдаются размывы и стратиграфические несогласия, свидетельствующие о перерывах в осадконакоплении, связанных с дифференцированными движениями блоков фундамента. Наиболее длительные перерывы в осадконакоплении здесь отмечаются в основании юдомской свиты и в основании верхоянского комплекса. Угловые несогласия наблюдаются в основании юры и нижнего мела. В результате мезозойской складчатости, интенсивно проявившейся в Верхояно-Колымской геосинклинали, осадочные породы, заполняющие прогибы, были дислоцированы. Образовалась Южно-Верхоянская окраинно-платформенная складчатая система, представляющая собой зону переходной складчатости. Здесь наблюдается чередование узких гребневидных антиклиналей субмеридионального простирания и широких синклиналей. Интенсивность дислокаций возрастала с запада на восток. С палеозоем связано формирование таких видов полезных ископаемых, как каменная соль, гипс, доломиты и известняки, которые могут быть использованы в качестве флюсов и огнеупоров в металлургическом производстве.

Период относительного тектонического покоя, в течение которого территория Алданского щита представляла собой сушу с плоским или слабо расчлененным рельефом и служила областью сноса от раннего палеозоя до ранней юры, сменился этапом тектонической активизации. Этап мезозойской активизации привел к существенной тектонической перестройке всей юго-восточной части Сибирской платформы. Началась трансгрессия юрского моря с севера, охватившая огромную часть Сибирской платформы, но не распространившаяся на территории Южной Якутии, а лишь приблизившаяся к ней. Вероятно, в северной части Алданского щита простиралась плоская прибрежная аллювиальная равнина с множеством неглубоких озер. Осадконакопление на ранней стадии этапа активизации локализовалось на отдельных пониженных участках рельефа, занятых пресноводными озерами (беркакитская свита). Затем во время накопления терригенных отложений юхтинской и укугутской свит область седиментации значительно расширилась и охватила большую часть рассматриваемой территории. В начале средней юры на территории Алданского щита формируются два широтных свода: Чаро-Учурский и Джугджуро-Становой и разделяющий их Юж-

но-Якутский прогиб. Основной областью сноса обломочного материала являлось формирующееся Джугджуро-Становое сводово-глыбовое поднятие.

Возникающие поднятия вызвали регрессию моря и значительную перестройку речной сети. В средней юре область осадконакопления несколько сократилась, ограничившись Южно-Якутским прогибом. В это время накапливается мощная толща угленосных отложений, представленных мелко- и тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменных углей. Фации грубообломочных пород в разрезе отсутствуют.

В поздней юре продолжали формироваться сводовые поднятия и Южно-Якутский компенсационный прогиб. Область осадконакопления этого времени несколько сузилась и локализовалась главным образом в южной части прогиба, где происходило наиболее интенсивное прогибание, связанное с дифференцированным перемещением блоков фундамента. Начинается оживление магматической деятельности, особенно в области Станового глубинного разлома, а также в некоторых зонах пересечения разломов во внутренних частях Алданского щита (Верхне-Амгинская, Центрально-Алданская, Кет-Капская и др.). Интенсивность проявления вулканизма нарастает и достигает своего максимума в раннем мелу, о чем свидетельствует обилие эффузивов, туфов, пепла в составе кластического материала и цемента песчаников. Прослои пепла встречаются и в угольных пластах. Интенсивность проявления магматизма в области Станового глубинного разлома возрастает с запада на восток.

Наличие в основании горкитской свиты линз и горизонтов гравелитов и конгломератов с галькой эффузивов и юрских песчаников, образовавшихся в результате размыва ранее накопившихся осадков нижней и средней юры, свидетельствует о том, что в конце юры разрастается сводовое поднятие центральных частей щита, активнее поднимается Джугджуро-Становой свод, формируются и глыбовые поднятия, разобщившие прогиб на отдельные впадины. В восточной части щита возникает и развивается Джугджурский наложенный прогиб, заполненный мощными толщами вулканогенных пород юры и нижнего мела. Раннемеловое время характеризуется дальнейшей активизацией и расширением поднятий, сокращением области седиментации. Осадконакопление в раннем мелу продолжается главным образом в зоне, непосредственно прилегающей к Становому глубинному разлому. В Джугджуро-Становой складчатой области происходит образование глыбовых поднятий, создавших высокие горные хребты и межгорные впадины-грабены, которые заполняются крупногалечными или валунными конгломератами ундыткан ской свиты.

В южной части Южно-Якутского прогиба продолжали накапливаться песчано-сланцевые угленосные отложения. Раннемеловое время знаменуется усилением интрузивной и вулканической деятельности. По зонам глубинных разломов Станового шва внедрилась магма, образовавшая громадные трещинные тела гранитоидов Станового интрузивного пояса. Наземный вулканизм проявился наиболее интенсивно к северу от интрузивного пояса и, вероятно, предшествовал внедрению интрузий. Покровы эффузивов кислого и среднего состава заполняют Токарикано-Конёркитский, Верхне-Тимптонский и другие грабены. В центральной части Алданского щита внедрялись малые интрузии субщелочных и щелочных пород в форме штоков, лакколитов, даек и пластовых тел. Наряду с интрузивным магматизмом местами здесь активно проявился и вулканизм.

В Центрально-Алданском районе в глубоких кальдерах опускания, опоясывающих массивы, сохранились осадочные породы, содержащие в своем составе туфы и пепел. В центральной части хребта Кет-Кап также обнаружены покровы эффузивов, излияние которых приурочено к той же зоне разломов, что и внедрение интрузий. С мезозойским этапом активизации связаны глыбовые перемещения, обусловившие пликативные дислокации юрских и нижнемеловых отложений и разобщение впадин и грабенов областями поднятий. В позднем нижнемеловое время формируется Южно-Якутский надвиг, ограничивающий с юга прогиб. Интенсивность дислокаций юрских отложений во впадинах постепенно ослабевает с юга на север. С мезозойским этапом активизации связано образование промышленных месторождений высокосортных коксующихся каменных углей.

В неоген-четвертичное время продолжали формироваться горсты и грабены, заложенные в конце мезозоя, современные хребты и впадины. С этим этапом активизации связано образование системы рифтовых впадин Олекмо-Витимской зоны. Самая восточная из них — Токинская впадина — расположена на территории Южной Якутии. В зоне Станового глубинного разлома произошло излияние базальтов. Современная тектоническая активность этой зоны подтверждается ее сейсмичностью. Большая часть эпицентров землетрясений располагается в ее пределах. В четвертичное время в связи с общим значительным поднятием район дважды подвергался оледенению. В настоящее время поднятие региона продолжается, проявляется и блоковая тектоника, хотя и не в таких масштабах, как прежде.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамов С. В., Андрианов В. Н., Бобров А. К. и др. Палеозой. В кн. «Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых». М., «Наука», 1969.

Агаджанян А. К., Боярская Т. В. Природная обстановка Нижне-Алданской впадины во второй половине плейстоцена. В кн. «Новейшие отложения и человек». МГУ, 1969.

Алабышев В. В. Находка сапропеля в районе вечной мерзлоты в Якутии. «Природа», № 2, 1929.

Алексеев В. Р. Условия формирования и распространения современных полигонально-жильных льдов в Южной Якутии, Забайкалье и Приамурье. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Чита, 1968.

Алексеев М. Н. и др. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Алексейчик С. Н. Геологическое строение и нефтеносность среднего течения р. Маи (Аяно-Майский район Дальневосточного края). Тр. НИГРИ, нов. серия, вып. 2, 1939.

Анерт Э. Э. Геологические исследования в Зейском и Алданском золотоносных районах в 1902 г. В кн. «Геологические исследования в золотоносных областях Сибири». Амуро-Приморский золотоносный район, вып. 5. СПб, 1904.

Анерт Э. Э. Два пересечения Станового (Яблонового) хребта. В кн. «Геологические исследования в золотоносных областях Сибири». Амуро-Приморский золотоносный район, вып. 8. СПб, 1908.

Антропов А. Н. Алданский (Южно-Якутский) каменноугольный бассейн. «Сов. геология», вып. 62, 1957.

Арсеньев А. А. К геоморфологии Олекмо-Витимской горной страны. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV, 1937.

Арсеньев А. А. К стратиграфии архея долины р. Олекмы (Восточная Сибирь). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1939.

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. К стратиграфии кембрия Олекмо-Токкинского района (ЯАССР). Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1942.

Архангельская В. В., Кац А. Г. Мезозойские магматические породы восточной окраины Алданского щита. «Сов. геология», № 4, 1959.

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. Фация нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы. Тр. ГИН АН СССР, вып. 33, 1960.

Архангельский А. Д., Шатский И. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI (4), 1933.

Басков Е. А., Драгунов В. И., Краснов И. И., Малич Н. С., Масайтис В. Л. Тектоника . В кн. «Геология Сибирской платформы». М., 1966.

Бахвалов А. Н. Геологический очерк юго-западной части Алданского золотоносного района. М., Госгеолтехиздат, 1932.

Башарин А. К., Самозванцев В. А. Стратиграфия верхней части позднего докембрия бассейна р. Юдомы. Тр. АН СССР, геол. и геоф., № 11, 1964.

Белов И. В. Материалы по вулканизму Южной Якутии. Тр. Вост.-Сиб. отд. АН СССР, вып. 1, сер. геол., 1954.

Белокрылов И. Д., Ефимов А. И. Многолетнемерзлые породы зоны железорудных и угольных месторождений Южной Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Беляев Г. М., Алексеева Л. Н., Титов В. К. Сравнительное изучение докембрийских гранитоидов Алданского щита термо-люминесцентным методом. «Сов. геология», № 12, 1968.

Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1941.

Билибин Ю. А. Петрология Ыллымахского интрузива. М., Госгеолиздат, 1947.

Билибин Ю. А. Избранные труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

Билибин Ю. А. Избранные труды, т. 11. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Билибина Т. В., Терентьев В. М. Металлогенические эпохи Алданского щита. Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 155. Л., 1968.

Бобин Е. С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе. Тр. ВГРО, вып. 271, 1933.

Бобров А. К. Геология Предбайкальского краевого прогиба. М., Изд-во «Наука», 1964.

Бобров А. К. Геологическое строение Якутской АССР и перспективы нефтегазоносности. Тр. ВНИГРИ, сб. 5, 1960.

Бобров А. К., Колосов П. И., Вальков Л. К. Сопоставление отложений нижнего кембрия восточной и западной фациальных областей северного склона Алданского щита. Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Докл. на XVII научн. сессии Якут. отд. АН СССР, Якутск, 1968.

Богданов Ю. В. Геология, закономерности размещения и условия образования медистых песчаников северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. «Сов. геология», № 11, 1965.

Богомолов М. А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите. Метасоматизм и другие вопросы физ.-хим. петрологии. М., «Наука», 1968.

Бойков Д. Ф. Геология Юдомо-Майского междуречья. Тр. тр. «Золоторазведка» и ин-та «НИГРИЗолото», вып. 13, 1940.

Бородаевская М. Б. Дайки и малые интрузии золотоносной формации Центрального Алдана. Тр. «НИГРИЗолото», вып. 18, 1951.

Бредихин И. С. Стратиграфия мезозойских отложений Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Сб. «Совещ. по разработке стратиграф. схем ЯАССР». Л., 1961.

Бредихин И. С. Основные черты геологического строения Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Тр. Сверд. горн. ин-та, вып. 53. Геология и полезные ископаемые Урала, 1968.

Бузиков И. П. Разрез кембрийских отложений левобережья р. Алдана между его притоками рр. Уген и Белькачи. Тр. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып. 9, 1949.

Булина Л. В. Строение фундамента северного склона Алданского щита. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1963.

Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогеновых отложений севера Восточной Сибири. Тр. ГИН АН СССР, 1961, вып. 48.

Варанд Э. Л. Магмопроводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение. Тектоника Сибири, т. III. Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1970.

Васьковский А. П. Очерк стратиграфии антропогеновых отложений крайнего Северо-Востока Азии. Мат. по геол. и пол. ископ. Северо-Востока СССР, вып. 16, 1963.

Вахрамеев В. А. Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба. Региональная стратиграфия СССР, т. III. М., Изд. АН СССР, 1958.

Веревкин Н. И., Егин В. И., Заблоцкий Е. М., Энтин А. Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Ветлужских В. Г. О возрасте и генезисе золотого оруденения в диафторитах зоны сочленения Алданской и Становой докембрийских складчатых систем. В кн. «Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья», вып. 3 (5). Чита, 1968.

Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Влодавец В. И. О вулканической тектонике. Бюлл. вулканолог. станции АН СССР, № 23, 1954.

Войниченко Г. В. Некоторые вопросы сопоставления нижнекембрийских отложений Якутии и Иркутской области. В сб. «Совещ. по разработке стратиграф. схем ЯАССР». Л., 1961.

Ворона И. Д., Гунин В. А., Ивенсен и др. Золотоносность древних конгломератов Алданского щита. В кн. «Матер. по геологии и пол. ископ. ЯАССР», вып. 18. Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

Воскресенский С. С. Геоморфология Сибири. МГУ, 1962.

Галушко Я. А. Поверхности выравнивания в трапповой зоне Средне-Сибирского плоскогорья. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 1958.

Генкина Р. З. Мезозойская флора Южно-Якутского (Алданского) каменноугольного бассейна и ее стратиграфическое значение. Докл. АН СССР, т. 138, № 3, 1961.

«Геологическое строение СССР», т. 1, 2 и 3. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Геология СССР, т. XIX, часть 1, М., «Недра», 1966.

Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. Изд-во АН СССР, 1959.

Гитерман Р. Е. Этапы развития четвертичной растительности Якутии и их значение для стратиграфии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 78, 1962.

Глебов А. В. Турмалиновые и магнетитовые кварциты р. Амедичи в Южной Якутии. Очерки осад. м-ний пол. ископ. М., изд-во АН СССР, 1968.

Глебовицкий В. А. Мезозойские деформации и магнетизм архейских пород в области сочленения Алданского щита и зоны Становой орогении. Тр. ЯФАН СССР, сер. геол., сб. 11, 1962.

Гольденберг В. И., Самозванцева З. М. Стратиграфия мезозойских отложений Токинской котловины и некоторые сведения об их угленосности. Тр. ВАГТ, вып. 7. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Гоньшакова В. И. К вопросу о связи магнетитового оруденения с тектоническими структурами и магматизмом в юго-восточной части Сибирской платформы. Тр. ИГЕМ, вып. 29, 1959.

Горнштейн Д. К. Тектоника северного склона Алданского щита. Мат. по геол и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 6. Якутск, 1961.

Горнштейн Д. К., Нахабцев Ю. С. К вопросу о возрасте отложений подкрасноцветной свиты. Мат. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 4. Якутск, 1961.

Горнштейн Д. К., Гудков А. А., Косолапов А. И., Лейпциг А. В., Мельников В. М., Мокшанцев К. В., Фрадкин Г. С., Черский Н. В. Основные этапы геологического развития и перспективы нефтегазоносности ЯАССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Горшков Г. С. Об архейских интрузиях Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 54, № 6, 1946.

Горшков Г. С. Следы кайнозойской вулканической деятельности в районе Алданского массива. Бюлл. Вулканолог. станции АН СССР, № 23. М., 1954.

Граве П. А. Ископаемые льды водораздела рек Лены и Алдана. Тр. Ин-та мерзлотоведения, т. 4, 1944.

Григорьев А. А. Геоморфологический очерк Центрального района ЯАССР. Якутская АССР, вып. 1, Тр. СОПС АН СССР, 1932.

Григорьев А. А. Об оледенении территории Якутии в четвертичный период. Тр. Комис. по изуч. четв. периода, вып. 1. Л., Изд-во АН СССР, 1932.

Гриненко О. В., Русанов Б. С., Жучков И. И. Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. Кайнозойская группа. М., «Наука», 1969.

Гришин М. П., Пятницкий В. К., Рempель Г. С. Методика тектонического районирования Сибирской платформы. В кн. «Принципы и методы тектон. районирования, тектон. терминологии». Новосибирск, 1968.

Гришкян Р. И. Система докембрийских разломов Алданского щита и их роль в структурном районировании архея. В сб. «Принципы и методы тектон. районирования, тектон. терминологии». Новосибирск, 1968.

Гришкян Р. И. О раннедокембрийском магматизме Алданского щита. Проблемы региональной геологии и петрографии и методы геохим. и геофиз. исследований. Мат. к конф. молодых ученых и аспирантов. Новосибирск, «Наука», 1969.

Грунвальд П. В. Горные богатства Якутии. Мат. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 1. Якутск, 1927.

Гурари Ф. Г. К стратиграфии кембрия юго-востока Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.

Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М. Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины. «Геотектоника», № 4, 1969.

Демокидов К. К., Савицкий В. Е., Кабаньков В. Н. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. Тр. НИИГА, т. 101. Л., Гостоптехиздат, 1959.

Дзевановский Ю. К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Алдан-Аллах-Юнского водораздела. «Проблемы сов. геологии», № 5—6, 1937.

Дзевановский Ю. К. К геологии кристаллического комплекса восточной окраины Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 24, № 5, 1939.

Дзевановский Ю. К. Стратиграфия мезозойских отложений долины р. Алдан. «Сов. геология», № 1, 1940.

Дзевановский Ю. К. О возрасте щелочных пород Алданской плиты. «Сов. геология», № 2, 1940.

Дзевановский Ю. К. Существует ли протерозой на востоке Алданской плиты. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1943.

Дзевановский Ю. К. Геологическое строение Южной Якутии в свете новых данных. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 7. М.— Л., 1946.

Дзевановский Ю. К. О генезисе рэт-лейасовых толщ Восточной Якутии. Мат. ВСЕГЕИ, общ. сер., сб. 8. 1948.

Дзевановский Ю. К. К вопросу пространственного распространения мезозойских щелочных и субщелочных пород Алданской плиты. Мат. по геол. и пол. ископ. Восточной Сибири и Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Дзевановский Ю. К. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия. «Сов. геология», сб. 55, 1957.

Дзевановский Ю. К. Стратиграфия архея Алданского щита. Тезисы докл. на межвед. совещ. по разработке униф. стратиграф. схем Сибири. Л., 1956.

Дзевановский Ю. К. Стратиграфия юрских континентальных отложений Алданского щита. Тезисы докл. на межвед. совещ. по разработке униф. стратиграф. схем Сибири. Л., 1956.

Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины хребта Станового. Бюлл. ВСЕГЕИ, № 1, 1959.

Дзевановский Ю. К. Алданский щит. В кн. «Стратиграфия СССР». Нижний докембрий. Полутом «Азиатская часть СССР». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Дзевановский Ю. К. О юго-восточном складчатом обрамлении Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 97, 1964.

Дзевановский Ю. К. Стратиграфия архея Алданского щита. В кн. «Геол. строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». М., «Недра», 1966.

Дзевановский Ю. К. Архейский магматизм Алданского щита. В кн. «Геол. строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса». М., «Недра», 1966.

Дзевановский Ю. К. Архей и нижний протерозой Алданского нагорья. В кн. «Геология Сибирской платформы». М., «Недра», 1966.

Дзевановский Ю. К. Стратиграфия. Раннедокембрийские образования кристаллического фундамента. Юго-восточная часть Сибирской платформы. Алданское нагорье. В кн. «Геология Сибирской платформы». М., «Недра», 1966.

Дзевановский Ю. К. Алданский щит. Тектоника. В кн. «Геол. строение СССР», т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1968.

Дзевановский Ю. К., Кириллов Л. С. Стратиграфия и тектоника правобережья р. Юдомы (Якутия). «Сов. геология», № 6, 1941.

Дзевановский Ю. К., Чернышева Н. Е. Кембрийские отложения верхнего Приангарья, их фауна и положение в общем разрезе кембрия центральных частей Сибирской платформы (Якутия). Тр. Иркут. тр. «Главнефтегеология», 1948.

Дзевановский Ю. К., Лагздина Г. Ю. и др. Основные вопросы стратиграфии досиния Алдано-Станового кристаллического массива. Тр. ВСЕГЕИ, 1968.

Долгушин И. Ю. Влияние тектоники на рельеф Алдано-Тимптонского водораздела. Тр. Ин-та географии, вып. 78. М., Изд-во АН СССР, 1955.

Долгушин И. Ю. Рельеф Алданского горнопромышленного района. В кн. «Проблема южно-якутской черной металлургии», Якутск, 1958.

Долгушин И. Ю. Геоморфология западной части Алданского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Другова Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. Тр. ЛАГЕД, вып. 9, 1960.

Другова Г. И. Метаморфизм и ультраметаморфизм нижнеархейских пород в зоне Становой орогении. Тр. ЯФАН, сер. геол., № 11, 1962.

Другова Г. М., Тугрова В. Д. Граниты гранулитовой фации Алданского щита в условиях полиметаморфизма. Зап. Всес. минер. об-ва, № 1, 1964.

Дьяков А. Г., Еловских В. В., Кобеляцкий И. А. и др. Основные черты минерагении восточной части Сибирской платформы. Мат. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 3. Якутск, 1960.

Егоров С. Ф. Материалы по морфологии долины р. Алдана на участке от г. Томмота до устья р. Учура. Тр. Ин-та геоморфологии, вып. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1932.

Егорова Е. Н. К находке щелочных пород в верховьях р. Хани Олекминского округа. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 100, 1931.

Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 141, № 3, 1961.

Журавлева З. А. К стратиграфии кембрия среднего и нижнего течения р. Олекмы. Докл. АН СССР, т. 128, № 4, 1959.

Журавлева З. А. К стратиграфии древних осадочных отложений бассейна среднего течения р. Чары. Докл. АН СССР, т. 129, № 6, 1959.

Журавлева З. А. Онколиты и микропроблематика рифейских и нижнекембрийских отложений Якутии. В сб. «Совещ. по разработке стратиграф. схем ЯАССР». Тезисы докл. Л., 1961.

Журавлева З. А. и др. Строение и возраст отложений, относимых к толбинской свите (Юго-Восточная Якутия). Докл. АН СССР, т. 140, № 3, 1961.

Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. Стратиграфические соотношения патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 128, № 5, 1959.

Заблоцкий Е. М. К петрологии мезозойских интрузивных образований Становой складчатой области. «Геология и геофизика», № 4, 1968.

Зайцев Н. И. и др. Геологическое строение и металлогения северо-восточной части водораздела рек Аллах-Юны и Юдомы. Тр. Всес. науч.-иссл. ин-та минер. сырья, вып. 113. Мат. Якутской экспед. вып. 1. М.— Л., 1936.

Зайцев Н. С., Покровская Н. В. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены. В кн. «Очерки по геологии Сибири», вып. 15. Изв. АН СССР, 1950.

Замараев С. М. Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое. «Геология и геофизика», № 11, 1961.

Зверев В. Н. Материалы для характеристики Томмотского золотоносного района. Тр. ГГРУ, вып. 26, 1931.

Зверев В. Н., Падуров Н. Н., Попов П. И. Экспедиция в Алданский золотопромышленный район в 1926 г. Изв. Геол. ком., т. 45, № 4, 1927.

Зегебарт Д. К. Геологическое строение междуречья рр. Алдана и Амги. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, № 4—5, 1939.

Зегебарт Д. К. Некоторые новые данные к стратиграфии и литологии кембрийских отложений Лено-Алданского междуречья. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 17, № 2—3, 1939.

Зеленов К. К., Журавлева И. Т., Кордэ К. Б. К строению алданского яруса кембрия Сибирской платформы. Докл. АН СССР, т. 102, № 2, 1955.

Зеленов К. К. Литология нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива. Тр. ГИН АН СССР, вып. 8, 1957.

Зеленов К. К. Доломиты нижнекембрийских отложений северного склона Алданского массива и условия их образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.

Зленко Н. Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Зленко Н. Д., Шпак Н. С. Раннесинийские субвулканические образования юго-восточной части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Зорин Л. В. Формирование компенсационного и бронированного рельефа в бассейне Алдана при остывании интрузий большого объема. В кн. «География и геоморфологии Азии». М., изд-во «Наука», 1969.

Иванов А. И. Геологический очерк бассейна верхнего течения р. Учур. Тр. Научно-исслед. ин-та геол. и мине., вып. 6, серия Станового хребта. Горгеонефтеиздат, 1934.

Ильин В. А. Стратиграфия кайнозойских отложений Алданского кристаллического массива. В сб. «Совещ. по разработке стратиграф. схем ЯАССР». Тезисы докл., Л., 1961.

Ильин А. Ф. Синийские и кембрийские отложения в зоне сочленения склона Алданского щита и Прибайкальского краевого прогиба. Тр. ВНИГРИ, 1959.

Ишина Т. А. Стратиграфия, литология и фации юрских угленосных отложений Южной Якутии. Тр. ЛАГУ АН СССР, вып. 11, 1961.

Кабаньков В. Я. Условия образования синийских и кембрийских отложений. В кн. «Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сиб. платформы». М., Госгеолтехиздат, 1959.

Каденский А. А. Полиметаморфические породы южной части Алданского щита. Тр. Геол. музея им. А. П. Карпинского, вып. 2, 1960.

Каденская М. И. Скаполитовые породы иенгрской серии архея Южной Якутии. Уч. зап. ЛГПИ, т. 3, 1955.

Казмин Ю. Б. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.

Казмин Ю. Б., Копаевич Л. П. К вопросу о возрасте и генезисе метаморфических толщ Становой складчатой области. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 36, вып. 5, 1961.

Казмин Ю. Б., Филиппович И. З., Гиммельфарб Г. Б. Новые данные по стратиграфии архея юго-восточной части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.

Каминский Ф. В. Особенности кимберлитовых пород Алданского щита. «Сов. геология», № 4, 1969.

Каневский А. А. Геолого-петрографическая характеристика и магнетитовые руды Сутамского района. Сб. СОПС АН СССР, вып. 2, 1955.

Караваев М. Н. Палеогеографическая реконструкция Центрально-Якутской равнины в кайнозое. Докл. АН СССР, т. 102, № 4, 1955.

Караваев М. Н. Основные закономерности в распределении ландшафтов Якутии. Науч. докл. высшей школы, Геол.-геогр. науки, № 2, 1959.

Карташев И. П. Орография юго-восточной части Алданского нагорья. Изв. ВГО, т. 90, вып. 1, 1958.

Кац А. Г. Об эффузивных покровах южной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 2, 1956.

Кац А. Г. Новые данные по стратиграфии архея южного обрамления Алданского щита. Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 5, 1961.

Кац А. Г. К вопросу об истории формирования мезо-кайнозойских впадин Алданского щита. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962.

Кац А. Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.

Киорре К. Г. и др. Возраст пород Алданского щита по данным аргонового метода. Тр. X сессии Комисс. по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1962.

Кицул В. И., Зедгенизов А. Н., Лазебник К. А. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхне-алданской свиты иенгрской серии Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Кицул В. И., Лазебник К. А. Геология и петрология докембрийских кристаллических образований района слияния Алдана и Унгры (к проблеме «Унгринского клина»). В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Клопов С. В., Алексеев В. Х., Зотова В. И. и др. Энергетические ресурсы и энергетика южных районов ЯАССР. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Козловская С. Ф., Краснов И. И. Существуют ли поверхности выравнивания на Средне-Сибирском плоскогорье. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 2, 1962.

Козьмин Н. А. О явлениях вечной мерзлоты в некоторых местностях Восточной Сибири. Изв. Вост.-Сиб. отдела Росс. географ. об-ва, т. 23, № 4—5, 1892.

Колосов Д. М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. Изд. Главсевморпути, 1947.

Комар В. А., Семихатов М. А. Строматолиты в детализации и стратиграфии верхнего протерозоя. Геология докембрия. Л., «Наука», 1968.

Конивец В. И. К тектонике угленосных отложений Алдано-Олекминского междуречья. Тр. ЛАГУ, вып. 7. Изд-во АН СССР, 1958.

Копаевич Л. П. Геолого-структурное положение Станового хребта и распределение некоторых полезных ископаемых в его пределах. Тр. ВАГТ, вып. 8, 1962.

Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистрали и его геологические комплексы. Тр. ЦНИГРИ, вып. 41, 1935.

Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности. Тр. ЦНИГРИ, вып. 71, 1936.

Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон). Тр. ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.

Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 1. Изд. АН СССР, 1939.

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. ГИН АН СССР, вып. 61, петрограф. сер., № 21, 1945.

Коржинский Д. С. Геологические предпосылки минерально-сырьевой базы Алданского горнопромышленного района. Тр. Якут. эксп. СОПС АН СССР, вып. 1, 1952.

Коржуев С. С., Николаев С. С. Типы мерзлотного карста и некоторые его проявления (на примере Среднего Приленья и Патомского нагорья). Изв. АН СССР, сер. географ., № 6, 1957.

Коржуев С. С. Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. Изд-во АН СССР, 1959.

Коржуев С. С. Геоморфология северо-западной части Станового хребта и его южного обрамления. Тр. Ин-та географии АН СССР, т. 78, вып. 22, 1959.

Коржуев С. С. Морфоструктура и новейшие движения Якутии. Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных обл. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1968.

Корнилов Б. А. Рельеф юго-восточной окраины Алданского нагорья. Изд-во АН СССР, 1962.

Коршунов В. И., Нужнов С. В., Сысоев В. К. Нижнепалеозойские отложения Алданской антеклизы в связи с проблемой верхней границы протерозоя и нижней границы кембрия. Мат. по геол. и полезн. иск. ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.

Косыгин Ю. А. Мезозойское и кайнозойские впадины Азии и пути их изучения. «Геология и геофизика», № 4, 1960.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. О принципах выделения древних платформ и положение краевых поднятий в структуре Сибирской платформы. «Геология и геофизика», № 1, 1961.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. Тектоника Сибири, т. 1. Изд. СО АН СССР, 1962.

Косыгин Ю. А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. «Геология и геофизика», № 10, 1962.

Кочетков В. М. Сейсмичность Якутии. Изд-во «Наука», 1966.

Кравченко В. М. Формации таконитов (джеспелитов) докембрийского возраста Южной Якутии и их промышленные перспективы. Мат. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 8, 1962.

Кравченко С. М. О вулканогенно-осадочной серии мезозойского магматического комплекса Центрального Алдана. Докл. АН СССР, т. 129, № 4, 1959.

Кравченко С. М. О юрских кальдерах проседания Центрального Алдана. Докл. АН СССР, т. 135, № 6, 1960.

Кравченко С. М., Власова Е. В. Щелочные породы Центрального Алдана. Изд-во АН СССР, 1962.

Краснов А. М. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. «Сов. геология», № 11, 1964.

Красный Л. И. Юрские, меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибайкалье и вопросы магматизма в «нескладчатых областях». Изв. вузов, «Геология и разведка», № 3, 1960.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники центральной части Дальнего Востока. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1, 1962.

«Краткие очерки о работах отрядов Якутской экспедиции АН СССР 1915—1926 гг.» Мат. Комисс. по изуч. ЯАССР, вып. 10, 1929.

Криштофович А. Н. Геологический обзор стран Дальнего Востока. Геолразведиздат, 1932.

Крылова М. Д. О роли дифференцированных тектонических движений при формировании докембрийских структур Алдана. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Крылова М. Д. К вопросу о происхождении древнестановых гранитоидов. «Геология и геофизика», № 8, 1962.

Кудрявцев В. А. Архей бассейна р. Сутам. В кн. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Кулиш Е. А. Раннемезозойские щелочные граниты юга Алданского щита. «Геология и геофизика», № 12, 1960.

Кулиш Е. А. Состав гальки базальных конгломератов угленосных юрских отложений Южной Якутии. В кн. «Вопросы геологии угленосных отл. Азиатской части СССР». М., Изд-во АН СССР, 1961.

Кулиш Е. А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964.

Кулиш Е. А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгрской серии алданского архея. Докл. АН СССР, 179, № 3, 1968.

Лавренко Е. И., Лазько Е. М. О породах гранодиоритового ряда из верховьев р. Алдана. Докл. АН СССР, т. 89, № 6, 1953.

Лавров М. М. Палеогеография Средне-Сибирской платформы в кембрийский период. Тр. Иркут. горнометалл. ин-та, вып. 3, 1942.

Лагздина Г. Ю. Стратиграфия юрских отложений Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Тр. Межвед. совещания по разработке унифиц. схем Сибири, 1957.

Лазько Е. М. Кварциты и кварцевые анатектиты юго-западной части Алданской плиты. Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1945.

Лазько Е. М. О некоторых дайках диабазового состава на Алданском щите. Докл. АН СССР, т. IX, № 1, 1948.

Лебедев А. А. О вещественном составе кимберлитоподобных пород Алданского района. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 9. Якутск, 1962.

Лермонтова Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1951.

Лифиц Я. Г., Нахабцев Ю. С. Стратиграфическое положение интрузивных тел северного склона Алданского щита и Березовского прогиба и фазы интрузивной деятельности. В сб. «Совещ. по разработке стратигр. схем ЯАССР». Л., 1961.

Лосев А. Г. К стратиграфии майской серии верхнего протерозоя бассейна р. Юдомы. «Геология и геофизика», № 4, 1969.

Луконина В. А. Юрские отложения Центрально-Алданского района. В сб. «Совещ. по разработке стратигр. схем ЯАССР». Л., 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Леонов Б. Н. Основные черты геоморфологии Сибирской платформы. М., 1959.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири. В кн. «Мат. совещания по изуч. четв. периода», т. III. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Лунгерсгаузен Г. Ф., Музис А. И. Этапы развития Кодаро-Удоканской горной страны (Северное Забайкалье). Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных обл. Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1968.

Лурье М. Л., Масайтис В. Л. Магматизм Сибирской платформы. «Сов. геология», № 4, 1959.

Лучицкий И. В. О возрасте и структурном положении мезозойских гранитных интрузий верховий Амура и Станового хребта. Докл. АН СССР, т. 65, № 2, 1949.

Макеров Я. А. Геологические исследования в бассейне рр. Амазара, Белого и Черного Урюмов и в верховьях Олекмы, Тунгира и Нюкжи. Геол. исслед. золотоносных обл. Сибири, вып. 14. СПб., 1912.

Макеров Я. А. Геологические исследования в верховьях рр. Б. Чичатки, Уркана, Уруши и Нюкжи. Геол. исслед. золотоносных обл. Сибири, вып. 18. СПб., 1913.

Максимов Е. П., Угрюмов А. Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. В сб. «Геология и петрология докембрия Алданского щита». М., «Наука», 1966.

Маракушев А. А. Магнезиальные магнетитовые кварциты архейских метаморфических комплексов и процессы их гранитизации. Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, вып. 19, Владивосток, 1963.

Махаев В. Н. К стратиграфии кембрия бассейна р. Маи. Докл. АН СССР, т. 27, № 3, 1940.

Микунов В. Ф. Основные особенности тектоники и истории развития Чульманского прогиба (Южная Якутия). Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1965.

Минкин Л. М. Закономерности размещения и возраст мезозойских интрузий Алдана. Мат. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР. вып. 2. Якутск, 1960.

Миронюк Е. П. Геоморфология восточных окраин хребтов Яблонового и Удокана. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 24. Л., 1959.

Миронюк Е. П. Древнее оледенение Алданского нагорья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 29. Л., 1960.

Миронюк Е. П. Щелочные гранитоиды долины р. Гонам. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 35, 1960.

Миронюк Е. П. Новые данные по стратиграфии докембрия северо-западной части хр. Станового. В кн. «Докембрий восточных районов СССР». Л., «Недра», 1967.

Митич Г. Б. Турмалинсодержащий горизонт в кварцитах Алданской плиты. Докл. АН СССР, т. 53, № 3, 1946.

Митич Г. Б. К вопросу о возрасте аляскитов Алдана. Тр. ВНИИП, т. 3, вып. 2, 1960.

Миткевич-Волчасский Е. К. Геологические исследования в бассейне р. Нюкжи в 1915 г. Изв. Геол. ком., т. 35, № 3, 1916.

Митт К. Д. О делювиальном сносе в перигляциальных условиях. В кн. «Вопросы криологии при изучении четвертичных отложений». М., Изд-во АН СССР, 1962.

Михайлов Д. А. Некоторые особенности геологии и геохимии метасоматических образований в архее Алданского щита. Тр. ЛАГЕД, вып. 19, 1964.

Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутского краевого прогиба. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Мокшанцев К. Б., Черский Н. В. Основные черты геологического строения и перспективы нефтегазоносности Восточной Якутии. Якутск, 1961.

Мокшанцев К. Б., Рожков И. С. Геотектоническое районирование ЯАССР в свете новых данных. «Геология и геофизика», № 3, 1963.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штах Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964.

Мокроусов В. А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ междуречья Тимптона и Учура. В кн. «Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР», вып. 18. Якутск, 1968.

Моралев В. М. Возраст ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. Докл. АН СССР, т. 127, № 1, 1959.

Моралев В. М., Ставцев А. Л. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Моралев В. М., Нужнов С. В. Перспективы нефтегазоносности позднедокембрийских отложений в бассейне среднего течения р. Маи. Изв. вузов, «Геология и разведка», № 1, 1961.

Нагибина М. С., Молчанова Т. В. О структурном положении мезозойских гранитов в Монголо-Охотской зоне и прилегающих районах Станового хребта. Докл. АН СССР, т. 136, № 2, 1961.

Нагибина М. С. Формации и тектоника мезозойских прогибов Монголо-Охотского пояса. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Неелов А. Н. и др. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. «Геология и геофизика», № 11, 1962.

Некрасова О. И., Чернышева Н. Е. О взаимоотношении между нижним и средним кембрием востока Сибирской платформы. Мат. по геол. и геоморф. Сиб. платформы. Мат. ВСЕГЕИ, вып. 24, Л., 1960.

Ненашев И. И. О продолжительности формирования некоторых массивов изверженных пород Якутии и сопредельных районов в абсолютном летоисчислении. В сб. «Абс. датирование тектоно-магм. циклов и этапов оруденения по данным. 1964 г. М., «Наука», 1966.

Никитина А. И., Угрюмов А. Н., Берзенин Б. З. Предварительная стратиграфическая схема нижнекембрийских отложений Алданского щита. В сб. «Совещ. по разработке стратиграф. схем ЯАССР». Л., 1961.

Николаев В. Н. Якутский край и его исследователи. Краткий исторический очерк экспедиций в Якутскую область в 1632—1913 гг. Изд. Якутск. отд. об-ва изуч. Сибири, вып. 1. Якутия, 1913.

Новомбергский Н. Я., Гольденберг Л. А., Тихомиров В. В. Материалы к истории разведки и поисков полезных ископаемых в Русском государстве XVII в. (По документам Сибирского приказа). В кн. «Очерки по истории геол. знаний», вып. 8. М., Углетехиздат, 1959.

Нужнов С. В. Разрез синийских отложений Учуро-Алгамского района (Юго-Восточная Якутия). Вест. МГУ, сер. геол., № 2, 1956.

Нужнов С. В. Синийские (рифейские) отложения восточного склона Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. «Сов. геология», № 7, 1959.

Нужнов С. В., Михайлов В. А. Стратиграфия нижнего протерозоя южной окраины Алданского щита. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. «Сов. геология», № 5, 1968.

Обручев В. А. Геология Сибири. Изд. АН СССР, т. I, 1935; т. II, 1936; т. III, 1938.

Обручев В. А. Краткий очерк геологического исследования Сибири. Тр. XVII сессии МГК, т. 5, 1940.

Обручев С. В. Новая орографическая схема Северо-Восточной Азии. Уч. зап. ЛГУ, № 36, 1940.

Огнев Г. Н. Геологические наблюдения на Ленско-Амгинском водоразделе. Мат. Комисс. по изуч. ЯАССР, вып. 22. Л., 1927.

Одинцов М. М. К геоморфологии южной части бассейна р. Алдан. Тр. Иркутского ун-та, сер. геол., т. 5, вып. 1. Иркутск, 1950.

Одинцов М. М. Раннемезозойский тектоно-магматический цикл на Восточно-Азиатской платформе. «Геология и геофизика», № 1, 1961.

Окладников А. П. История Якутии. Якутск, 1947.

Павловский Е. В., Семигузов Г. К. Четвертичное оледенение хребта Суннагин (Южная Якутия). Докл. СССР, т. 48, № 8, 1945.

Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). В кн. «Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой». Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.

Пармузин Ю. Н. О палеогеографии Средней Сибири в четвертичный период. «Вопр. географии», сб. 35, 1954.

Пиотровский М. В. Проблемы формирования педиментов. В сб. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., «Наука», 1964.

Пиотровский М. В. Опыт морфоструктурного районирования и картирования Алданского щита и Становой зоны. В кн. «Принципы и методы тект. районирования, тектон. терминология». Новосибирск, 1968.

Пиотровский М. В. Мезозойская морфотектоника Алданской антеклизы. В сб. «Проблемы морфологии и неотектоники орогенных обл. Сибири и Дальнего Востока», т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968.

Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоностью и соленостью. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 89, 1963.

Подъяконов С. А. По Алдану и Олёкме. Изв. Вост.-Сиб. отд. Русс. геогр. об-ва, т. XXXI, № 1, 2, 1960.

Покровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Пущаровский Ю. М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоиды северо-Восточной Азии. В кн. «Тектоника СССР», т. 5. М. — Л., изд-во АН СССР, 1960.

Работнов Г. А. Тимптонский район. «Сов. краевед», № 8, 1935.

Работнов В. Д. Стратиграфия позднедокембрийских отложений Олекмо-Токкинского междуречья. Докл. АН СССР, т. 166, № 6, 1964.

Разумовская Е. Э., Зайцев И. К., Басков Е. А., Драгунов В. И., Писарчик Я. К. Перспективы нефтегазоносности Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 23, 1959.

Ревердатто М. В. Сохранение коры выветривания и развитие рельефа правобережья среднего течения р. Лены. Вестн. МГУ, сер. биол. почв., геол. и геогр., № 2, 1958.

Реутов Л. М. К вопросу о стратиграфии иенгрской серии архея Алданского щита. Мат. по геол. и пол. иск. ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.

Реутов Л. М., Ляхницкий В. В. Нижнепротерозойские образования Олекмо-Токкинского водораздела. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.

Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Якутской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Русанов Б. С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. М., изд-во «Наука», 1968.

Русанов Б. С., Бороденкова З. Ф., Гриненко О. В. и др. Геоморфология Восточной Якутии. Якутское книжн. изд-во, 1967.

Садовников И. Олекминский горный округ (Полезные ископаемые). Изв. Томского политехн. ин-та, № 2, 3, 4. Томск, 1910.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., изд-во «Недра», 1964.

Самозванцев В. А., Самозванцева З. М. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-восточной окраины Алданского щита в свете новых данных. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Самозванцев В. А. Нижнемеловые интрузии хребта Кет-Кап и прилегающей к нему части Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Семененко В. П. и др. Сейсмическое районирование Восточной Сибири. «Геология и геофизика», № 10, 1960.

Серпухов В. И. Геологический очерк верхней части рр. Юдомы, Маи и Коганды. Тр. траста «Золоторазведка» и ин-та НИГРИЗолото, вып. 13, 1940.

Ситников С. П. Колебательные движения северного склона Алданского массива в кембрийский период. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.

Смолин П. П. Основные черты метаморфической зональности на контакте послеюрских субщелочных интрузий и кембрийских доломитов Алдана. Докл. АН СССР, т. 121, № 1, 1958.

Смолин П. П. Слюдоносные пегматиты и абсолютный возраст послеюрских интрузий Алдана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1959.

Смолин П. П. Контактовые процессы послеюрских интрузий Алдана. Тр. ИГЕМ, вып. 38, 1960.

Соболев В. С. Геологические исследования в бассейне рек Средней и Верхней Ларбы. Мат. ЦНИГРИ, Регион. геол. и гидрогеол., сб. 2. Л., 1938.

Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия. «Сов. геология», № 55, 1956.

Соколов Н. А. Архейские граниты Алданского щита. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Якутск, 1968.

Соловьев П. А. Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., изд-во АН СССР, 1959.

Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А., Мишарина Л. А., Павлов О. В., Пшенников К. В., Солоненко М. А., Фомина Е. П., Хилько С. Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Недра», 1966.

Спижарский Т. Н. О границе кембрия и докембрия. «Сов. геология», № 8, 1963.

Старостина З. М. Геологическое строение северной окраины Патомского нагорья и прилегающей части Ленского пенеплена. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 13, вып. 3, 1935.

Столяр М. Я. Геология и золотоносность Учуро-Чульбинского района. Тр. НИИГИМ, вып. 5, Горгеонефтеиздат, 1934.

Суворова Н. П. Трилобиты кембрия востока Сибирской платформы. вып. 2. Оленеллиды — гранулярииды. Тр. ГИН АН СССР, вып. 34, 1960.

Судовиков Н. Г. Железо-магнезиально-кальциевый метасоматоз в архее Алданского щита и некоторые вопросы «основного фронта». Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.

Судовиков Н. Г. Новые данные по геологии докембрия Алдана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1958.

Судовиков Н. Г., Крылова М. Д., Неелов А. Н. К вопросу об абсолютном возрасте архея Алданского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 9, 1960.

Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте станового комплекса. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.

Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М., Крылова М. Д., Неелов А. Н., Седова И. С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., «Наука», 1965.

Сумин И. В. О распространении протерозоя в западной части Алданского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1953.

Сюндюков Ш. А. Характер тектонических движений в период накопления юрских отложений в Алдано-Чульманском угленосном бассейне. Тр. Якут. фил. СО АН СССР, сер. геол., сб. 14, 1962.

Терентьев В. М. К характеристике зоны сочленения Алданского щита и Джугджурской складчатой области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 22, 1959.

Тимофеев Д. А. Средняя и Нижняя Олекма. М.— Л., «Наука», 1965.

Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы неотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии. В сб. «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных обл. Сибири и Дальнего Востока». Новосибирск, «Наука», 1968.

Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских, нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Угрюмов А. Н. О составе глубинных зон земной коры Алданского щита. В кн. «Тектоника Сибири», т. 3, Тектоника Сибирской платформы. М., «Наука», 1967.

Угрюмов Ар. Н. Некоторые особенности строения архейского фундамента Алданского щита в свете новых данных по ксенолитам в мезозойских интрузиях. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

Угрюмов А. Н. Некоторые особенности геохимии гранитов Якокут-Ыллымахского поля гранитизации (центр. часть Алданского щита). Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

Угрюмов А. Н., Энтин А. Р. О длительно развивающихся блоковых структурах центральной части Алданского щита (на примере Якокут-Ыллымахского блока). Докл. АН СССР, т. 184, № 3, 1969.

Ушакова З. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, 1953.

Ушакова З. Г., Дзевановский Ю. К. Основные черты геологии и тектоники бассейна р. Гонама (Южная Якутия). Мат. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири и Дальнего Востока. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Ушеридзе Л. Е. О возрасте аляскитовых гранитов Южной Якутии. Тр. ВНИИП, т. 5, 1965.

Фотиев С. М. Древнее оледенение кряжа Зверева и юго-западной части Алданского нагорья. В сб. «Проб. изуч. четв. периода». Хабаровск, 1968.

Фролова Н. В. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1962.

Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива. Тр. Алданской геол.-разв. экспед., вып. 2, 1945.

Фрумкин И. М. Олёкминская серия бассейна среднего течения Олёкмы и стратиграфическое положение курультинской серии в архее Алданского щита. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

Фрумкин И. М. Геологические комплексы нижнего докембрия Алданского щита. Тектоника, стратиграфия и литология осадочных форм Якутии. Якутск, 1968.

Фрумкин И. М., Нужнов С. В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

Ходак Ю. А. Форма залегания битумов в кембрийских отложениях Алданского района ЯАССР. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955.

Хорева И. М. О стратиграфии четвертичных отложений р. Алдана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1959.

Чеботарева Н. С., Куприна Н. П., Хорева И. М. Стратиграфия четвертичных отложений среднего течения р. Лены и низовьев р. Алдана. В кн. «Ледниковый период на территории Европейской части СССР и Сибири». МГУ, 1959.

Чернышева Н. Е. К вопросу о расчленении кембрийских отложений Сибирской платформы. «Сов. геология», сб. 55, 1957.

Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрия Алданской антеклизы и палеонтологическое обоснование выделения амгинского яруса. Биостратиграфия палеозоя Сибирской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 49, 1961.

Чилян О. К., Леонова Ф. Р. Протерозойские отложения в низовьях р. Учур. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18. Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

Шапошников Г. Н., Титов В. К., Бурков Ю. К. Синийские отложения южной части Алданского щита и связанные с ними железорудные проявления. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 59, 1961.

Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3—4, 1932.

Швецов Е. С., Мехоношин С. П. Закономерности размещения месторождений флогопита в Алданской слюдоносной провинции. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 6, 1962.

Шевченко В. К. К истории формирования Эльконского сводово-горстового поднятия. В сб. «Геология и инженерная геология», вып. 7. М., «Недра», 1969.

Шилина Г. П., Цейтман С. М. О первой находке кимберлитов на Алдане. «Сов. геология», № 10, 1959.

Шмакин В. М. Архейские гранитоиды Куранахского флогопитового района на Алдане. Изв. вузов. «Геология и разведка», № 10, 1958.

Шпак Н. С. Новые данные по стратиграфии архейских и протерозойских образований восточной окраины Алданского щита. Тр. ВАГТ, вып. 7, 1961.

Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации. «Сов. геология», № 3, 1970.

Юнов А. Ю. О роли Южно-Алданского входящего угла и связанных с ним древних разломов в развитии структур юго-восточной части Сибирской платформы. «Геология и геофизика», № 12, 1964.

Язков Н. М., Салаткин В. Е., Юшманов В. В. Стратиграфия протерозойских отложений бассейна нижнего течения р. Гонам. Мат. по геол. и пол. ископ. ЯАССР, вып. 18, Геология докембрия Алданского щита. Якутск, 1968.

«Якутия в XVII веке». Якутск, 1953.

«Якутия». М., «Наука», 1965.

Ярмолюк В. А. Протерозой Алданской плиты. Мат. по геол. и пол. ископ. Дальнего Востока. М., Госгеолиздат, 1941.

Ярмолюк В. А. Протерозой восточной части Алданской плиты. Мат. по геол. и пол. ископ. Дальнего Востока. М., Госгеолиздат, 1946.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 7

Глава I. **Обзор геологических исследований.** *А. И. Никитина* 9

Глава II. **Физико-географический очерк и экономическая характеристика.** *И. Ю. Долгушин, К. Г. Кондаков* 18

Рельеф 18
Гидрография 23
Климат 27
Почвы 28
Растительность 30
Экономическая характеристика 31

Глава III. **Основные черты геологического строения.** *И. А. Кобеляцкий* . . . 34

Глава IV. **Стратиграфия** 39

Архей 39
Центральная часть Алданского щита. *Ю. К. Дзевановский* 39
Иенгрская серия. *Л. М. Реутов* 39
Тимптонская серия. *Ю. К. Дзевановский* 58
Джелтулинская серия. *Ю. К. Дзевановский* 68
Западная часть Алданского щита и Становая складчатая область . . 72
Курультинская серия. *Е. П. Миронюк, А. Г. Кац* 73
Олекминская серия. *Е. П. Миронюк* 84
Борсалинская серия. *Е. П. Миронюк* 95
Протерозой 107
Нижний и средний протерозой 107
Северо-западная часть Алданского щита. *Е. П. Миронюк* 107
Восточная часть Алданского щита. *Г. Ю. Лагздина* 124
Верхний протерозой 125
Западные районы Алданского щита. *Е. П. Миронюк* 125
Восточные районы Алданского щита. *Г. Ю. Лагздина* 143
Палеозойская группа. *С. П. Мехоношин* 154
Кембрийская система 154
Ордовикская система 187
Каменноугольная система 191
Пермская система 194
Мезозойская группа. *И. С. Бредихин* 197
Юрская система 197
Меловая система 224
Мезозойские нерасчлененные отложения гонамо-тимптонских грабенов 235
Кайнозойская группа. *С. П. Мехоношин* 243

Глава V. **Магматизм и ультраметаморфизм** 275

Нижнеархейские магматические и ультраметагенные породы. *Ю. К. Дзевановский* 275
Верхнеархейские магматические и ультраметагенные образования. *Е. П. Миронюк* 281
Нижнепротерозойские магматические и ультраметагенные образования. *Е. П. Миронюк* 296
Верхнепротерозойские интрузивные образования. *Е. П. Миронюк, Г. Ю. Лагздина, А. Н. Угрюмов* 305
Среднепалеозойские и нижнемезозойские (?)основные породы. *Н. А. Соколов* 322
Мезозойские магматические породы. *Т. В. Билибина* 330
Палеогеновый магматизм. *Т. В. Билибина* 392

Глава VI. **Тектоника.** *И. Д. Ворона, С. П. Мехоношин, В. А. Мокроусов, М. В. Пиотровский, Б. М. Козьмин* 397

Глава VII. **Геоморфология.** *О. В. Гриненко, З. Ф. Бороденкова* 448

Глава VIII. **История геологического развития.** *Г. Ю. Лагздина* 474

Список литературы 482

Приложения:

I. Гипсометрическая карта и орографическая схема Южной Якутии.
II. Схема стратиграфии кембрийских отложений Южной Якутии.
III. Схема сопоставления разрезов кембрийских отложений Южной Якутии.
IV. Схема стратиграфии кайнозойских отложений Южной Якутии.
V. Схематическая тектоническая карта Южной Якутии.
VI. Схематическая неотектоническая карта Южной Якутии.
VII. Схематическая геоморфологическая карта Южной Якутии.
Геологическая карта Южной Якутии м-ба 1 : 1 500 000.

Министерство геологии СССР Якутское ТГУ

ГЕОЛОГИЯ СССР

Том XLII

Южная Якутия

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

Редакторы издательства *Н. Г. Державина, Л. М. Старикова* Техн. редактор *В. В. Романова*
Корректор *А. А. Сивакова*

Сдано в набор 13/III 1972 г. Подписано в печать 5/X 1972 г. Т-16434.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1 и картогр. Печ. л. 34,5 с 4 вкл.+1,0 печ. л. цв. карта=35,5.
Усл. п. л. 49,7. Уч.-изд. л. 49,74 в т. ч. 1,3 цв. карта.
Тираж 1200 экз. Заказ № 263/11335—1. Цена 5 р. 40 к. с прилож.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская картфабрика ВАГТ

512

5р.40к.

с приложением

НЕДРА 1972

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ АЛДАНСКОГО ЩИТА

СЕВЕРНЫЙ СКЛОН АЛДАНСКОГО ЩИТА

АЛДАНО-МАЙСКИЙ ПРОГИБ

УЧУРО-МАЙСКИЙ ПРОГИБ

БЕРЕЗОВСКИЙ ПРОГИБ

ЮДОМО-МАЙСКИЙ ПРОГИБ

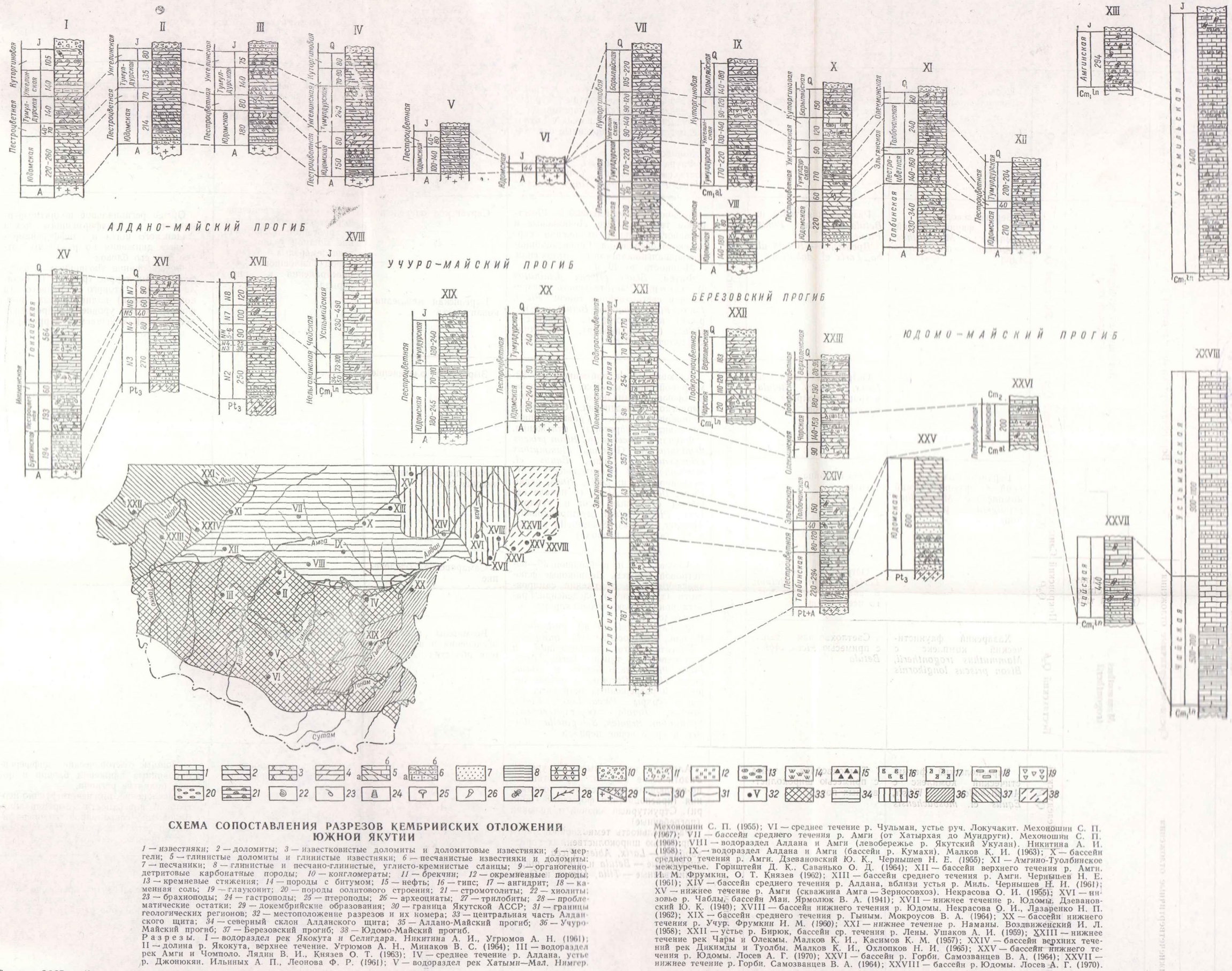


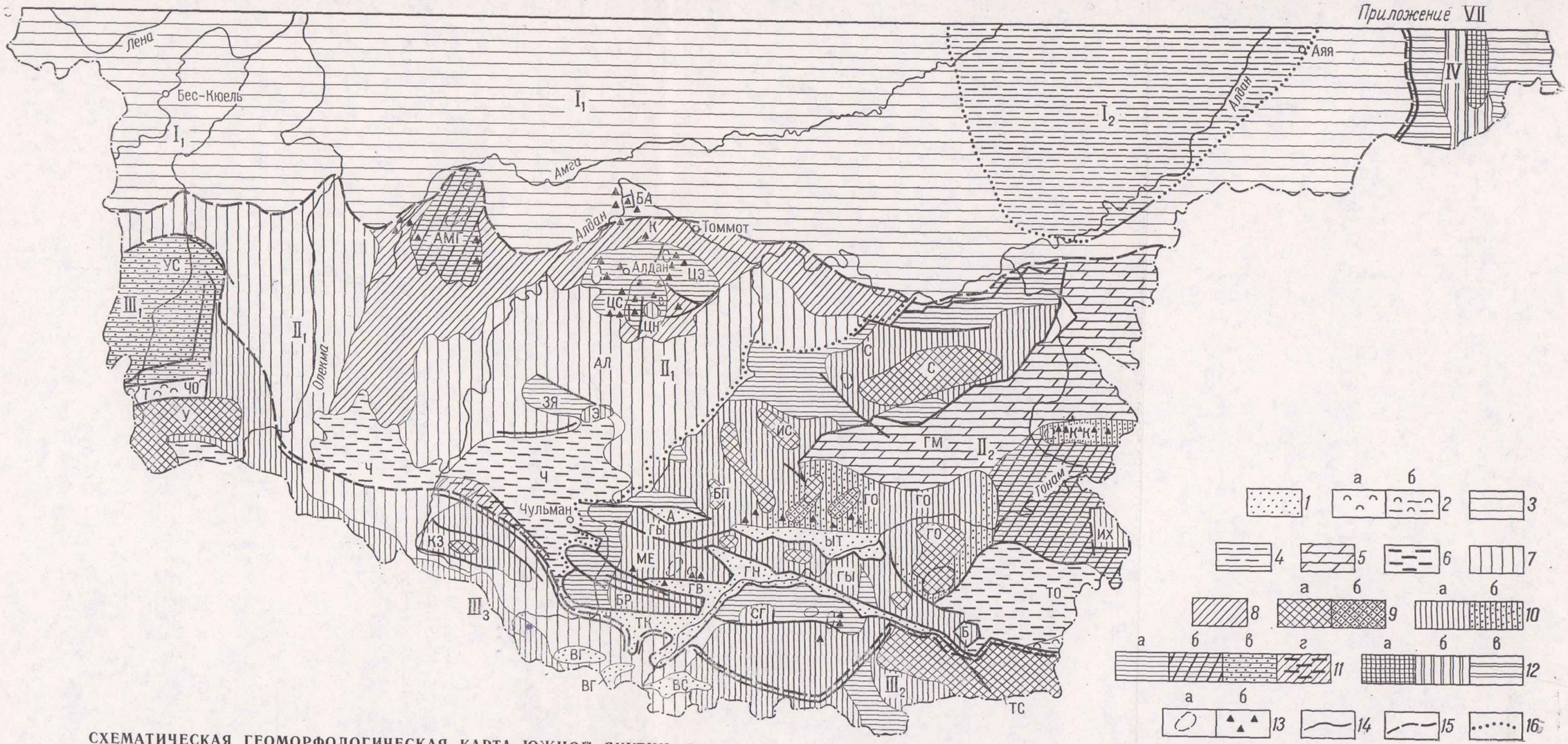
СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ РАЗРЕЗОВ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

1 — известняки; *2* — доломиты; *3* — известковистые доломиты и доломитовые известняки; *4* — мергели; *5* — глинистые доломиты и глинистые известняки; *6* — песчанистые известняки и доломиты; *7* — песчаники; *8* — глинистые и песчано-глинистые, углисто-кремнистые сланцы; *9* — органогенно-детритовые карбонатные породы; *10* — конгломераты; *11* — брекчии; *12* — окремненные породы; *13* — кремневые стяжения; *14* — породы с битумом; *15* — нефть; *16* — гипс; *17* — ангидрит; *18* — каменная соль; *19* — глауконит; *20* — породы оолитового строения; *21* — строматолиты; *22* — хиолиты; *23* — брахиоподы; *24* — гастроподы; *25* — птероподы; *26* — археоциаты; *27* — трилобиты; *28* — проблематические остатки: *29* — докембрийские образования; *30* — граница Якутской АССР; *31* — границы геологических регионов; *32* — местоположение разрезов и их номера; *33* — центральная часть Алданского щита; *34* — северный склон Алданского щита; *35* — Алдано-Майский прогиб; *36* — Учуро-Майский прогиб; *37* — Березовский прогиб; *38* — Юдомо-Майский прогиб.

Разрезы. *I* — водораздел рек Якокута и Селигдара. Никитина А. И., Угрюмов А. Н. (1961); II — долина р. Якокута, верхнее течение. Угрюмов А. Н., Минаков В. С. (1964); III — водораздел рек Амги и Чомполо. Лядин В. И., Князев О. Т. (1963); IV — среднее течение р. Алдана, устье р. Джонюкян. Ильиных А. П., Леонова Ф. Р. (1961); V — водораздел рек Хатыми—Мал. Нимгер. Мехоношин С. П. (1955); VI — среднее течение р. Чульман, устье руч. Локучакит. Мехоношин С. П. (1967); VII — бассейн среднего течения р. Амги (от Хатырхая до Мундруги). Мехоношин С. П. (1968); VIII — водораздел Алдана и Амги (левобережье р. Якутский Укулан). Никитина А. И. (1958); IX — водораздел Алдана и Амги (бассейн р. Кумахи). Малков К. И. (1963); X — бассейн среднего течения р. Амги. Дзевановский Ю. К., Чернышев Н. Е. (1955); XI — Амгино-Туолбинское междуречье. Горнштейн Д. К., Саванько О. Д. (1964); XII — бассейн верхнего течения р. Амги. И. М. Фрумкин, О. Т. Князев (1962); XIII — бассейн среднего течения р. Амги. Чернышев Н. Е. (1961); XIV — бассейн среднего течения р. Алдана, вблизи устья р. Миль. Чернышев Н. И. (1961); XV — нижнее течение р. Амги (скважина Амга — Зерносовхоз). Некрасова О. И. (1955); XVI — низовье р. Чабды, бассейн Маи. Ярмолюк В. А. (1941); XVII — нижнее течение р. Юдомы. Дзевановский Ю. К. (1949); XVIII — бассейн нижнего течения р. Юдомы. Некрасова О. И., Лазаренко Н. П. (1962); XIX — бассейн среднего течения р. Гыным. Мокроусов В. А. (1964); XX — бассейн нижнего течения р. Учур. Фрумкин И. М. (1960); XXI — нижнее течение р. Наманы. Воздвиженский И. Л. (1958); XXII — устье р. Бирюк, бассейн ср. течения р. Лены. Ушаков А. И. (1959); XXIII — нижнее течение рек Чары и Олекмы. Малков К. И., Касимов К. М. (1957); XXIV — бассейн верхних течений рек Дикимды и Туолбы. Малков К. И., Охлопков Н. И. (1965); XXV — бассейн нижнего течения р. Юдомы. Лосев А. Г. (1970); XXVI — бассейн р. Горби. Самозванцев В. А. (1964); XXVII — нижнее течение р. Горби. Самозванцев В. А. (1964); XXVIII — бассейн р. Юдомы. Лосев А. Г. (1970).

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Единая шкала					Унифицированная стратиграфическая схема Центральной части Якутской АССР			Стратиграфическая схема Южной Якутии (принятая в монографии „Геология СССР", том XLII)					
						Характерные комплексы						Условия формирования осадков	
Группа	Система	Отдел	Основные подразделения четвертичной системы	Зона	Горизонт	фаунистический	флористический	Наименование толщи	Стратиграфический разрез	Климат и стадии оледенения		климатические (типы выветривания и криогенез)	тектонические
Кайнозойская	Четвертичная		Современные отложения		Q_4	Неолитический фаунистический комплекс	Смешанный лес: *Picea, Abies, Larix, Betula, Pinus*	Современная Q_4	Аллювий пойм и русел, озерный аллювий, торфяно-болотные, гравитационно-пролювиально-карстовые, элювиальные и делювиальные отложения, почвы и техногенные отложения Мощность до 20 *м* Фауна — *Alcez alcesl.* Растительность светло-хвойной тайги: *Larix, Pinus, Picea, Betula, Alnus, Alnaster*	Современный		Незначительные процессы физического выветривания и образование талых пород в многолетнемерзлой почве	Слабые положительные неотектонические движения. Образование современных русел и пойменных террас гидросети Южной Якутии
		Верхнечетвертичные отложения	Верхнечетвертичные отложения	Mammuthus primigenius (поздний тип)	Якутский $Q_3 j$	Верхнепалеолитический фаунистический комплекс с *Mammuthus primigenius* — позднего типа	Разреженная тайга из *Betula, Larix, Pinus, Picea* Древесина — *Betula alba, Larix* cf. *dahurica*	Амгинская $Q_3 a$	Аллювий I надпойменной 5—10-метровой террасы. Лёсс. Ледниковые и флювиогляциальные отложения сартанского оледенения. Гравитационно-пролювиально-карстовые отложения. Мощность до 40 *м* Фауна: *Bison priscus deminutus* W. Grom. Растительность разреженной светлохвойной тайги: *Picea, Larix, Pinus Alnaster, Betula* и тундровая в высокогорных областях — *Betula* (кустарниковая), *Sphagnum, Selaginella sibirica*	Сартанское оледенение		Развитие процессов морозного выветривания и криогенеза. Образование мощной толщи многолетнемерзлых горных пород сплошного распространения к концу периода	Общее региональное поднятие фундамента и платформенного чехла Алданского щита и дифференцированные движения по разломам отдельных его блоков Формирование эрозионных и аккумулятивных террас третьего (в начале периода), второго и первого (в конце периода) надпойменных морфометрических уровней гидрографической сети освещаемой территории
										Каргинская межледниковая эпоха			
					Натарский $Q_3 n$		Островные леса из *Larix, Pinus, Betula;* в травяном покрове много ксерофитов	Угринская $Q_3 u$	Аллювий II надпойменной 25—30-метровой террасы. Лёсс. Ледниковые и флювиогляциальные отложения зырянского оледенения. Отложения ледниковых озер. Гравитационно-пролювиально-карстовые отложения. Фауна: *Rhinoceras* sp., *Bison priscus deminutus* W. Grom., *Mammuthus primigenius* (Blum), *Equus* cf. *hemionus* Pall. Растительность светлохвойной тайги: *Larix, Pinus*, редко *Picea, Betula* и *Alnus* (в начале периода), островных лесов и тундры: *Larix, Pinus, Betula* (кустарниковая), Alnaster, Bryales, Selaginella sibirica и др. (в конце периода)	Зырянское оледенение			
					Саньяхтахский ($Q_2 s$)	Верхнепалеолитический фаунистический комплекс с *Mammuthus primigenius* — раннего типа	Светлохвойная тайга с елью			Казанцевская межледниковая эпоха			
		Среднечетвертичные отложения		Mammuthus primigenius (ранний тип)	Покровский $Q_2 P$		Островные леса из *Larix, Pinus, Betula;* в травяном покрове много ксерофитов	Олекминская $Q_2 o$	Аллювий III надпойменной 40—60-метровой террасы. Ледниковые флювиогляциальные отложения самаровского (тазовского?) оледенения. Гравитационно-пролювиально-карстовые отложения Фауна: *Coelodonta* aff. *antiquitatis* Blum., *Rhinoceras* cf. *antiquatis* Растительность темнохвойной и светлохвойной тайги: *Larix, Abes, Picea, Pinus,* мало *Betula* и *Alnus*, редко *Tilia* и *Carpinus* в начале периода и разреженных островных лесов и тундры — *Picea, Larix, Pinus, Alnster, Betula* (кустарниковая), *Sphagnum, Bryales, Selaginella sibirica* и др. в конце периода	Самаровское оледенение			
				Mammuthus trogontherii	Бестяхский $Q_2 b$	Хазарский фаунистический комплекс с *Mammuthus trogontherii, Bison priscus longikornis*	Светлохвойная тайга с примесью *Picea, Abies, Betula*			Возможны зональные оледенения в высокогорных областях	Слабожелезистый		
		Нижнечетвертичные отложения		—	Пеледуйский $Q_1 P$	Тираспольский фаунистический комплекс с *Arhidiskodon Wiisti, Equus* cf. *mosbachensis*	Темнохвойная тайга с примесью широколиственных пород	Селигдарская $Q_1 s$	Аллювий террас высокого уровня. Экзотические валуны. Гравитационно-пролювиально-карстовые отложения (красноцветная формация Сибири). Структурный элювий и делювий (погребенные) Растительность темнохвойной тайги с примесью широколиственных пород: хвойные — *Larix, Abies, Picea, Pinus*; лиственные — *Betula* и *Alnus* и широколиственные — *Tilia, Ulmus* и *Quercus*	Постепенное похолодание климата Начиная с эоцена до конца плиоцена постепенное похолодание и изменение климата. Отмирание теплолюбивых флоры и фауны		Железисто-гидрослюдистый монтмориллонитовый	Мощные тектонические дифференцированные движения блоков и общее поднятие региона. Расчленение нижнечетвертично-неогеновой поверхности выравнивания. Заложение современной гидрографической сети. Выработка террас высоких морфометрических уровней
					Тустахский $Q_1 t$								Широкое развитие процессов денудации и образование неоген-нижнечетвертичной поверхности выравнивания
					Черендейский $Q_1 ch$	—	—						
Неогеновая	Плиоцен	—	—	—	—			Кирпичноводская $N_2 k$	Переотложенная кора выветривания каолинитового типа — белоцветные гравитационно-пролювиально-карстовые отложения		Каолинитовый	Оживление неотектонических процессов. Расчленение неогеновой поверхности выравнивания. Возникновение новых блоковых структур, связанных с дифференцированным поднятием региона	
	Миоцен	—	—	—	—			Якокутская $N_1 j$	Коры выветривания каолинитового типа. Структурный элювий			Развитие процессов денудации. Образование неогеновой поверхности выравнивания	
								Хатыминская $N_1 h$	Переотложенная кора выветривания каолинит-железистого типа — гравитационно-пролювиально-карстовые отложения (красноцветная толща)		Каолин-железистый	Развитие мощных процессов неотектогенеза. Расчленение палеогеновой поверхности выравнивания. Образование глыбовых структур, хребтов и других положительных горных сооружений и компенсирующих их впадин	
Палеогеновая	Олигоцен	—	—	—	—			Лебединская $P_3 l$	Коры выветривания каолин-железистого типа. Структурный элювий			Незначительные дифференцированные тектонические движения. Широкое развитие процессов денудации. Образование палеогеновой поверхности выравнивания и кор выветривания	
Эоцен	—	—	—	—	—			Сивaглинская $P_2 s$	Коры выветривания латеритного и латерит-железистого типов		Латеритный и латерит-железистый		

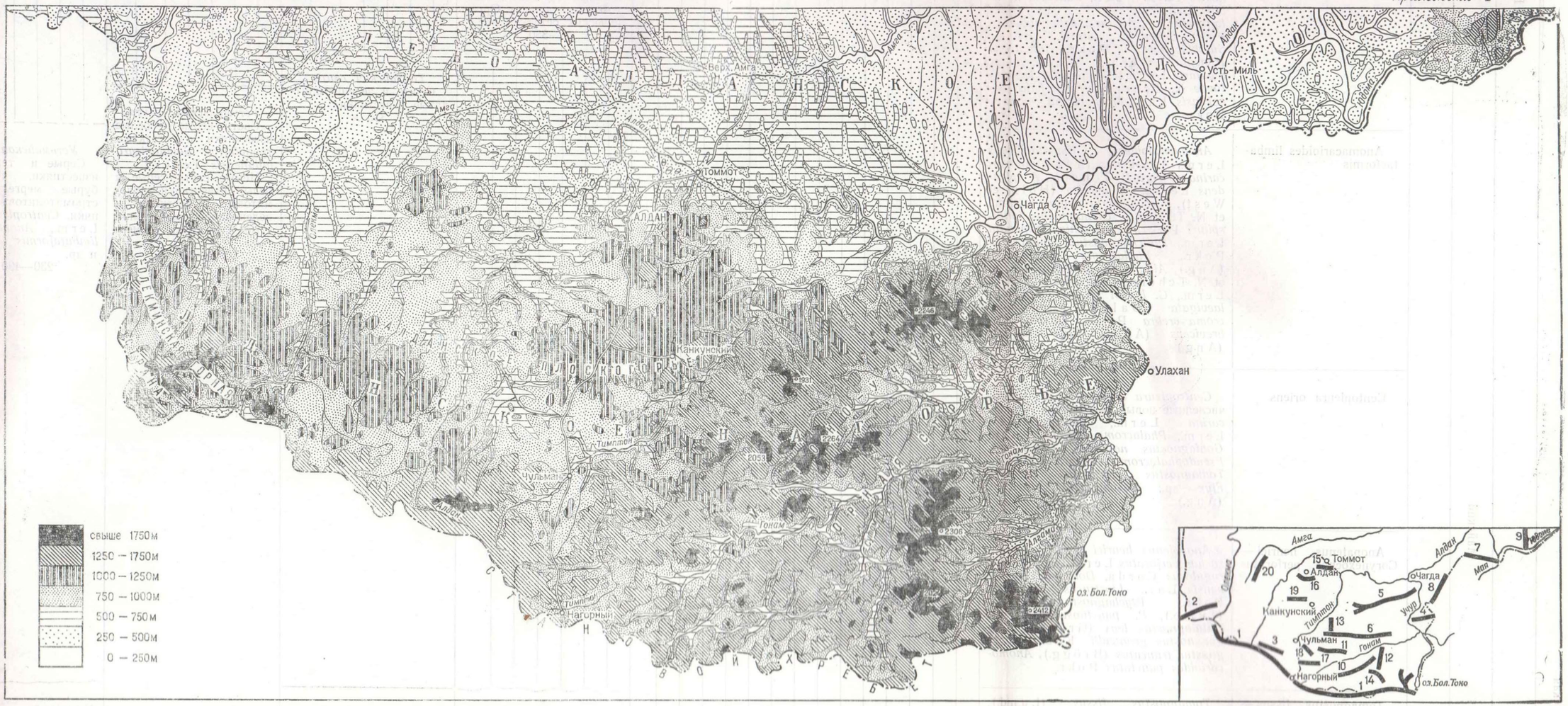


СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ ЯКУТИИ. Составили О. В. Гриненко и З. Ф. Бороденкова

Равнины эрозионно-денудационные: *1* — плоские и пологохолмистые равнины межгорных котловин-грабенов на юрских отложениях: *2* — плоские и холмистые с наложенным ледниковым рельефом межгорных котловин-грабенов: *а* — на кристаллических породах фундамента; *б* — на юрских осадочных породах. Плато эрозионно-денудационные: *3* — столово-ступенчатые на полого залегающих породах осадочного чехла северного склона Алданского щита; *4* — плоские и пологоувалистые на юрских отложениях Алданской впадины; *5* — столово-ступенчатые на полого залегающих породах протерозоя и кембрия в Гынымской впадине; *6* — столово-ступенчатые на полого залегающих песчано-глинистых отложениях юры и нижнего мела в Чульманской и Токинской впадинах. Плоскогорья эрозионно-денудационные: *7* — плоские и пологоволнистые на кристаллических породах фундамента; *8* — пологохолмистые с вскрытым кристаллическим фундаментом и остатками на нем осадочного чехла (останцово-цокольное плато). Горы денудационно-тектонические складчато-глыбовые: *9* — высокие (1800—2500 *м* абс. выс.) с ледниковой и нивальной обработкой: *а* — на кристаллических породах фундамента; *б* — на кристаллических породах фундамента с остатками пород осадочного чехла, иногда пронизанных пластовыми интрузиями; *10* — средние (1400—1700 *м* абс. выс.), преимущественно с нивально-солифлюкционной и плохо сохранившейся ледниковой обработкой: *а* — на кристаллических породах фундамента, *б* — на кристаллических породах с остатками осадочного чехла; *11* — низкие (1200—1400 *м* абс. выс.) с эрозионно-денудационной обработкой: *а* — на кристаллических породах фундамента, *б* — на породах осадочного чехла (столовые горы), *в* — на кристаллических породах с остатками осадочного чехла, *г* — на дислоцированных породах юры в зоне структурного шва. Горы денудационно-тектонические и эрозионно-денудационные в пределах складчатой области Южного Верхоянья (*12*): *а* — высокие, *б* — средние, *в* — низкие. Прочие условные обозначения: *13* — мезозойские интрузии, отпрепарированные в виде куполовидных гор: *а* — крупные, *б* — группы их; *14* — тектонические нарушения, выраженные в рельефе; *15* — границы геоморфологических областей; *16* — границы геоморфологических районов.

Обозначения на карте (цифровые и буквенные). Область Лено-Алданского плато (I_1 — район Амгинского плато, I_2 — район Усть-Майского плато); область Алданского плоскогорья и Тимптоно-Учурского нагорья (II_1 — район Алданского плоскогорья; II_2 — район Тимптоно-Учурского нагорья); область Станового хребта (III_1 — Кодаро-Удоканский район, III_2 — район Токинского Становика, III_3 — район центральной части Станового хребта); область Южно-Верхоянского хребта (IV).

Сводовые и сводово-горстовые поднятия: АЛ — Алданский; АМГ — Амгинское; БА — Байанайское, ЦС — Верхне-Селигдарское, ЦИ — Центрально-Алданское инверсионное, К — Куранахское, ЦЭ — Эльконское; ЗЯ — Западные Янги; Э — Эвотинское; С — Суннагинское, ИС — Иджекско-Сеймское; БН — Бурпалинское; ГО — Гонамское; КК — Кет-Капское; ИХ — Идомо-Хайканское; ТС — Токинский Становик; СГ — Сутамо-Гонамское; ГЫ — Гонамо-Ытымджинское; МЕ — Мёлемкёнское; БР — Бруингрское; УС — Усу-Олокитское; У — Удоканское; КЗ — кряж Зверева; Б — Бераниджа. Впадины: Ч — Чульманская; ТО — Токинская; НМ — Гынымская; ЫТ — Ытымджинская; ГВ — Гувилгринская; ГН — Гюсканра-Нуямская; ТК — Сокарикано-Конёркитская; О — Окурданская; А — Анамжакская; ВТ — Верхне-Тимптонская; ВС — Верхне-Сутамская; ВГ — Верхне-Гонамская; Т — Верхне-Токкинская; ЧО — Чаруодская



ГИПСОМЕТРИЧЕСКАЯ КАРТА И ОРОГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ЮЖНОЙ ЯКУТИИ.

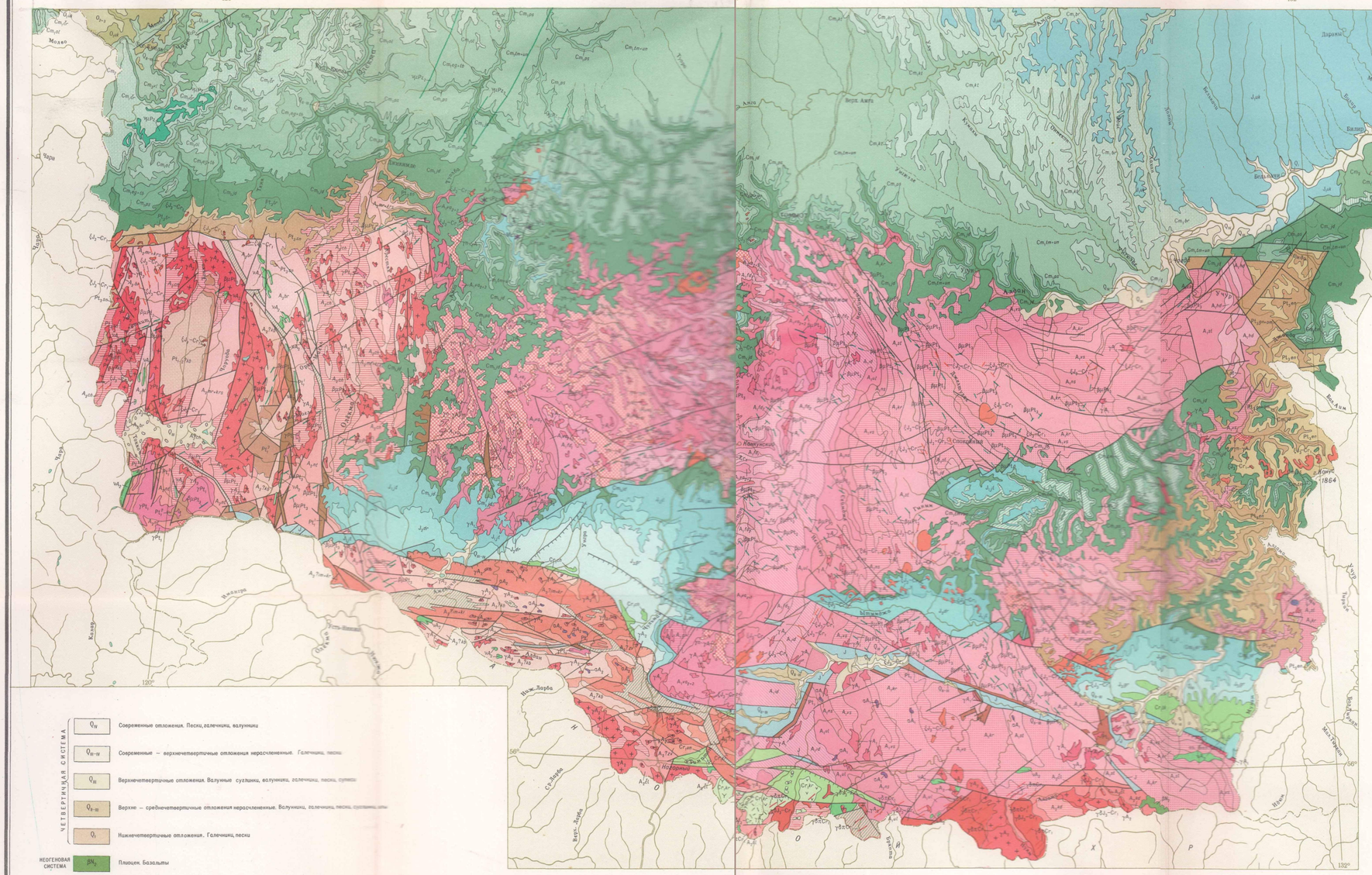
Составил С. П. Мехоношин

Водораздельные линии главных хребтов и массивов: *1* — Становой, *2* — Удокан, *3* — Зверева, *4* — Кеп-Кап, *5* — Суннагин, *6* — Гыным-Гонамский (Ломамский), *7* — Дыгды-Сисе, *8* — Олега-Итабыт, *9* — Улаха-Баш, *10* — Сутамо-Гонамский, *11* — Итымджинский (Калтанджур), *12* — Нингамский, *13* — Бурпала, *14* — Нуямский, *15* — Эльконский, *16* — Центрально-Алданский, *17* — Брунигра, *18* — Мэлемкёнский, *19* — Западные Янги, *20* — Верхне-Амгинский

Приложение II

СХЕМА СТРАТИГРАФИИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Унифицированная стратиграфическая схема Якутской ССР						Корреляционная региональная стратиграфическая схема					
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Биостратиграфическая зона	Характерный комплекс фауны и флоры 1963 г.	Учуро-Майский прогиб	Центральная часть Алданского щита	Березовский прогиб	Северный склон Алданского щита: Бассейн р. Амги	Северный склон Алданского щита: Бассейн р. Алдан	Алдано-Майский прогиб	Юдомо-Майский прогиб
Кембрийская	Верхний	Майский		Lejopyge armatalomsucaspis alta	*Lejopyge armata* (Linnrs), *L. laevigata* (Dalm.), *Lomsucaspis grandis* Pokr., *L. alta* Pokr., *Silligirites calvus* Pokr., *Maiaspis mirabilis Lomsucaspis* N. Tchern., *Oidalagnostus* sp., *Aldanaspidella, tuberosa* Pokr., *Schoriella optata* N. Tchern., *Surachia formosa* Pokr., *Aldanaspis truncata* Lerm., *Acrocephalites regularis* Lerm., *Acidaspides lermontovae* N. Tchern., *Koldiniella olenekensis* Laz, *Amonacarina munaica* Pokr.			*Верхоленская свита* Серые глинистые доломиты и красные, иногда зеленые мергели с гипсом и ангидритом. Органических остатков нет 25—350 *м*				
				Anomacarioides limbataeformis	*Anomocarioides limbataeformis* Lerm., *A. limbatus* (Ang.), *Anomocarina obscura* N. Tchern., *A. splendens* Lerm., *A. siberica* (Holm et West), *Forchhameria elegans* Lerm., et N. Tchern., *Goniagnostus longispinus* Pokr., *Prohedinia attenuata* Lerm., *Dolichoagnostus admirabilis* Pokr., *Phalacroma glandiforme* (Ang.), *Aldanaspis punctatus* Lerm et N. Tchern., *Centropleura siberica* Lerm., *C. loveni* Ang., *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *Pseudophalacroma crebra* Pokr., *Dasometopus breviceps* (Ang.), *Elyx laticeps* (Ang.)				*Танхайская свита* Серые и зеленые плитчатые известняки 330 *м*	*Устьмильская свита* Светло-серые и белые известняки с остатками трилобитов *Solenopleura aldanensis* Tchern. Немые светло-серые и белые известняки, доломитовые известняки и зеленовато-серые глинистые известняки и мергели 200—300 *м*	*Устьмайская свита* Серые и темно-серые известняки, черные и бурые мергели, серые строматолитовые известняки. *Centropleura oriens* Lerm., *Anomocorioides limbataformis* Lerm. и др. 230—490 *м*	*Устьмайская свита* Черные и темно-серые известняки и песчанистые известняки. Органических остатков нет 900—1000 *м*
				Centopleura oriens	*Centropleura oriens* Lerm., многочисленные новые виды родов *Anomocarina* Lerm., *Anomocarioides* Lerm., *Phalacroma antiqua* Pokr., *Goniagnostus nathorsti* (Brögg.), *Pseudophalacroma crebra* Pokr., *Tomagnostus perrugatus* West., *Flyx* sp., *Dasometopus breviceps* (Ang.)							
				Anopatenus henrici — Corynexochus perforatus	*Anopolenus henrici* Salt., *Corynexochus perforatus* Lerm., *Paradoxides rugulosus* Corda, *Dorypyge olenekensis* Laz., *Liostracus jakutensis* Pokr., *Ptychagnostus atavus* (Tullb.), *P. punctuosus* (Ang.), *Catalagnostus lens* (Grönw.), *Linguagnostus gronwalli* Kob., *Hypagnostus truncatus* (Brögg.), *Anomocarioides punctatus* Pokr.							*Чайская свита* Белые, серые, бурые и желтые известняки, темно-серые известково-глинистые сланцы *Eodiscus punctatus* (Salt.), *Solenopleura lenaica* Lerm., *Hypagnostus truncatus* (Brögg.)
				Tomagnostus fissus — Pseudanomocarina plana	*Tomagnostus fissus* (Lund.), *T. corrugatus* (Ill.), *T. gracilis* (Ill.), *T. deformis* Pokr., *Hypagnostus truncatus* (Brögg.), *Catalagnostus* sp., *Peronopsis bifurcatus* Pokr., *Eodiscus punctatus* Salt., *E. palmatus* N. Tchern., *Solenopleura bulusensis* N. Tchern., *S. flerovae* Lerm., *Corynexochus tersus* Laz., *Ptychagnostus atavus* (Tullb.), *Paradoxides hicksi* Salt., *P. suboelandicus* Polet., *Ctenocephalus* sp., *Pseudonomocarina dojiformis* N. Tchern., *Olenoides convexus* Lerm., *Bailiaspis dalmani* (Ang.), *Pseudonomocarina plana* N. Tchern., редкие *Anopolenus*			*Метегерская свита* Серые, иногда строматолитовые и окремненные доломиты, коричневые глинистые доломиты, каменная соль, доломитовая брекчия в основании. Органических остатков нет 40—121 *м*	*Амгинская свита* Светлые известняки с остатками трилобитов		*Нельгакинская (?) свита* Серые и темно-серые известняки, темно-серые известково-глинистые и глинистые сланцы с *Tomagnostus fissus* (Lundgr), *Paradoxides nicksi* Sult., *Codiscus borealis* Wgrd., *Paradoxides oelandicus* Sjoyr. 25—100 *м*	
	Средний			Triplagnostus gibbus	*Triplagnostus gibbus* (Linnrs.), *T. angustus* Pokr., *T. gibbus* var. *contorta* Pokr., *T. praecurrens* West., *Olenoides convexus* Lerm., *Dolichometopsis* sp., *Paradoxides suboelandicus* Polet., *Oryctocara ovata* N. Tchern., *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm., *Tonkinella* sp., *Oructocephalops frischenfeni* Lerm., *Ctenocephalus probus* N. Tchern., *Kounamkites frequens* N. Tchern., *K. virgatus* Lerm., *K. quadratus* Laz., *Elrathia alexandrovi* N. Tchern., несколько новых видов *Peronopsis*					*Нельгакинская свита* Серые и темно-серые известняки и мергели с остатками трилобитов *Peronopsis* ex gr. *tallix* (Linra)		
		Амгинский		Oryctocephalops frischenfeldischistocephalus	*Oryktocephalops frischenfeldi* Lerm., *Triplagnostus gibbus* var. *contorta* Pokr., *Oryctocara ovata* N. Tchern., *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm., *Inikanella gracilis* Lerm., *Paradoxides pinus* Holm., *Anabaraspis splendens* Lerm., *Proasaphiscus clarus* N. Tchern., *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Erbia granulosa* Lerm., *Schistocephalus* (два вида), *Ptarmigania* sp., *Olenoides dubius* Lerm., *Kounamkites virgatus* Lerm.							500—700 *м*
			Верхний	Lermontovia grandis Erbocyatius	*Lermontovia grandis* (Lerm.), *Bergeroniellus ketemensis* Suv., *Bergeroniaspis* sp., *Micmacca tumida* Suv., *M. rara* Lerm., *Paramicmacca petropavlouskii* Suv., *P. siberica* Lerm., *Kootenia jakutensis* Lerm., *K. moori* Lerm., *Kooteniella slatkowskii* (Schm.), *Edelsteinaspis ornata* Lerm., *E. rgandis* Jeg., *Bathyuriscellus* sp., *Chondragraulos minussensis* Lerm., *Erbia sibirica* (Schm.), *Anabaraspis splendens* Lerm., *Menneraspis striata* Pokr., *Cheiruroides maslovi* Pokr., *Erobocyathus obrutchevi* (Vol.), *E. heterovallum* (Vol.)				*Хомустахская свита* Светло-серые и желтовато-серые доломиты и известняки с *Parapoliella sulcata* N. Tchern		*Иниканская свита* Черные глинистые, известково-глинистые и кремнистые сланцы. Серые, темно-серые и черные известняки с *Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *B. expansus* Lerm., *Pagefiellus tolli* Lerm., и *Lermontovia dzevanovskii* (Lerm.) 20—25 *м*	*Иниканская свита* Черные песчано-глинистые сланцы с *Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *Lermontovia dzevanovskii* Lerm., *kootima* sp., углисто-кремнистые сланцы 200 *м*
				Pseudoeteraspis	*Pseudoeteraspis angarensis* N. Tchern., *P. aldanensis* N. Tchern., *Parapoliella obrutchevi* (Lerm.), *Namanoia namanensis* Lerm., *N. evetasica* Suv., *N. chorincensis* Suv., *Bothynotus namanensis* Lerm., *Bergeroniellus ketemensis* Suv., *Neopagetina rjonsnitzkii* (Lerm.), *Bergeroniellus solitarius* Suv., *Claruscyathus solidus* Vol.			*Чарская свита* Серые доломиты с ангидритом и гипсом, бурые глинистые доломиты и коричнево-пятнистые орогенно-детритовые известняки с *Paropoliella, pseudoeteraspis* и *Namanoia* 140—225 *м*	*Барылайская свита* Серые доломиты, зеленые мергели, желтовато-серые строматолитовые доломиты, коричневые глинистые органогенно-детритовые известняки с *Paropoliella* и *Pseudoeferaspis* 105—120 *м*		
		Ленский	Нижний	Bergeroniaspis ornata-Tungusella	*Bergeroniaspis ornata* Lerm., *B. subornata* Suv., *B. kutorginorum* Lerm., *Tungusella procera* (Suv.), *T. obesa* Rep., *Jakutus quadriceps* Lerm., *Lenaspis limata* Suv., *Bathyuriscellus robustus* Lerm., *Solenopleurella bella* (Lerm.), *Binodaspis plana* Suv., *Kutorgina lenaica* Lerm., *Proerbia prisca* Lerm., редкие *Bergeroniellus lermontovae* Suv.			*Куторгиновая свита* Серые доломитовые известняки и пятнистые органогенно-детритовые известняки с *Bergeroniaspis* Solenopleurella и др. 100—105 *м*	*Олекминская свита* Серые доломиты и коричневые органогенно-детритовые известняки с *Bergeroniaspis, Lakutus, Solenopleurella, Kutorgina* 90—100 *м*	*Куторгиновая свита* Пятнистые, серые и коричневые органогенно-детритовые известняки и известковистые доломиты с *Bergeroniapsis, Binodaspis, Jakutus* и *Kutorgina* 90—120 *м*		
				Bulaiaspis	*Bulaiaspis peleduica* Rep., *B. modesta* Suv., *B. vologdini* Lerm., *B. taseevica* Rep., *B. tolbatchanica* Suv., *Malykania nochtujensis* Suv., *Bergeroniellus lermontovae* Suv., *B. flerovae* Lerm.			*Унгелинская свита* Красные мергели и серые глинистые доломиты 90—120 *м*	*Толбочанская свита* Серые и коричневые доломиты, доломитовые известняки, известняки, иногда глинистые красные мергели с гипсом, каменная соль. Фауна *Bulaiaspis* 150—357 *м* *Эльгянская свита* Коричневые и темно-серые строматолитовые и нормальные доломиты *Bergeroniellus* 40—50 *м*	*Унгелинская свита* Красные и зеленые мергели и глинистые, известково-глинистые доломиты 90—140 *м*		
				Bergeroniellus asiaticus	*Bergeroniellus asiaticus* Lerm., *B. clavatus* Lerm., *B. spinosus* Lerm., *B. expansus* Lerm., *B. praeexpansus* Suv., *B. gurarii* Suv., *B. flerovae* Lerm., *Aldonaia ornata* Lerm., *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *P. tolli* Lerm., *Neopagetina primaeva* (Lerm.), *Kootenia jakutensis* Lerm., *Botsfordia caelata* (Hall.), *Hyolithes jakutensis* Lerm., *Neocobboldia dentata* (Lerm.), *Elganellus acceptus* suv., *Malykania gribovae* Suv.		*Тумулдурская свита* Серые доломиты, изредка прослои красных мергелей, строматолитовых доломитов, местами окремненные 180—240 *м*	*Тумулдурская свита* Серые доломиты и розовато-серые глинистые доломиты, редко бурые мергели с Elganellus acceptus и *Lermontovia dzevanovskii* в верхней части 135—240 *м*			
	Алданский		Верхний	Jdomia — Hebediscus-Lenocuathus	*Calodiscus helena* (Hall.), *C. schucherti* (Hall.), *Hebediscus attleborensis* (Shaler et Foerste), *H ponderosus* Lerm., *Judomia dzevanovskii* Lerm., *J. tera* Laz., *Paedeumias* sp., *Triangulaspis meglitzkii* (Toll.), *T. annio* (Cobb.), *T. lermontovae* Laz., *Pagetiellus lenaicus* (Toll.), *Neocobboldia dentata* (Lerm.), *Obolella crassa* (Hall.), *Botsfordia caelata* (Hall.), *Lenocuathus lenaicus* Zhur., *Thalamocyathus botomanensis* Zhur., *Coscinocyathus lokulathus* Vol., *Epiphyton plumosum* Korde.		*Пестроцветная свита* Красные мергели, глинистые доломиты и серые доломиты с *Archaeolythus polaris* и *Hyolites* 10—100 *м*	*Пестроцветная свита* Красные и зеленые мергели, глинистые доломиты, серые доломиты с *Archaeolythus Bothathocyathus Lingutella* 40—80 *м*	*Пестроцветная свита* Красные и зеленые мергели и пестрые глинистые доломиты с ангидритом и гипсом. Прозрачно-розовая и белая каменная соль 80—225 *м*	*Пестроцветная свита* Красные и зеленые мергели, пестрые глинистые доломиты и серые доломиты с *Archaeolynthus, Jdamia, Pagetides, Botsfordia* и др. 40—110 *м*		*Пестроцветная свита* Красные мергели и глинистые известняки с *Pagefiellus, Jadomia, Botsfordia* и *Actothella* и др. 25—30 *м*	
				Na. cyathus anabarensis	*Judomia dzevanovskii* Lerm., *Paedeumias* sp., *Tringulaspis meglitzkii* Lerm., *Ajacicyathus anabarensis* Vol., *A. simplex* (Vol.), *Nochoroicyathus mirabilis* Zhur., *Renalcis jacuticus* Korde.								
				Archaeolynthus polaris	*Judomia dzevanovskii* Lerm., *Triangulaspis* sp., *Archaeolynthus Polaris* Vol., *Ajacicyathus sunnaginicus* Zhur., *Nochoroicyathus mirabilis* Zhur., *Renalcis jacuticus* Korde.							
			Нижний	Не выделена	Гиолиты, онколиты и микропроблематика		*Юдомская свита* Доломиты, доломитовые известняки, редко светло-зеленые мергели, песчаники и песчанистые доломиты в основании 180—245 *м*	*Юдомская свита* Доломиты, доломитовые известняки, светло-зеленые мергели с *Archaeocyathus, tabularites, Hiolites;* черви и строматолиты, песчаники в основании	*Порохтахская подсвита толбинской свиты* Серые доломиты, строматолитовые доломиты. Песчаники в основании 300—500 *м*	*Юдомская свита* Серые нормальные и строматолитовые доломиты, очень редко зеленые мергели и глинистые доломиты с *Hyolithes* 170—230 *м*		*Юдомская свита* Серые доломиты, зеленые мергели, песчанистые доломиты и кварцевые песчаники 200—250 *м*	*Юдомская свита* Серые кварцевые песчаники, гравелиты, темно-серые и розовые доломиты 600 *м*
					Докембрийская подстилающая толща							



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ „ГЕОЛОГИЯ СССР"

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЯКУТСКОЙ АССР

Масштаб 1 : 1 500 000

Редактор Ю. К. ДЗЕВАНОВСКИЙ

Соредакторы: И. Д. ВОРОНА, Г. Ю. ЛАГЗДИНА

Карту составили: И. Д. Ворона, Ю. К. Дзевановский, Г. Ю. Лагздина, С. П. Механошин, Е. П. Миронюк, В. А. Мокроусов, А. И. Никитина, Л. М. Реутов

по материалам Якутского территориального геологического управления (ЯТГУ), Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ)

Картографы составители: К. В. Михайлова, В. И. Соколова

1970

У С Л О В Н Ы Е О Б О З Н А Ч Е Н И Я

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

- Q_{IV} Современные отложения. Пески, галечники, валунники
- Q_{II-IV} Современные — верхнечетвертичные отложения нерасчлененные. Галечники, пески
- Q_{III} Верхнечетвертичные отложения. Валунные суглинки, валунники, галечники, пески, супеси
- Q_{II-III} Верхне — среднечетвертичные отложения нерасчлененные. Валунники, галечники, пески, суглинки, супеси
- Q_I Нижнечетвертичные отложения. Галечники, пески

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

- βN_2 Плиоцен. Базальты

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА. ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

- Cr_2kr Кэрэкулэхская свита. Плагиопорфириты, базитовые, андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы, туфобрекчии

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

- Cr_1un Ундютканская свита. Конгломераты, песчаники с линзами каменных углей
- Cr_1ch Холодниканская (токинская Cr_1tk) свита. Песчаники с прослоями и линзами алевролитов, конгломератов и каменных углей

ЮРСКАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ

- J Отложения нерасчлененные. Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами каменных углей
- J_3gr Верхний отдел. Горюктская свита. Песчаники с прослоями алевролитов и каменных углей
- J_2dr Средний отдел. Дурайская свита. Мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с пластами каменных углей
- J_1jk Юктинская свита. Конгломераты, песчаники с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов
- J_1uk Укугустская свита. Песчаники, конгломераты

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

- P_1 Нижний отдел. Газовская, молринская, кукканская свиты. Песчаники, алевролиты

НАМЮРСКО-ТУРНЕЙСКИЙ ОТДЕЛ

- C_{1-2} Нижний — средний отделы нерасчлененные. Хоспохонская свита. Углисто-глинистые и углисто-смешанные сланцы с линзами черных известняков
- C_1 Нижний отдел. Хамыктская и курэнахская свиты. Конгломераты, известняки, песчаники и песчанистые алевролиты

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

- O_{2-3} Средний и верхний отделы нерасчлененные. Криволуцкая свита. Доломиты с прослоями глинистых сланцев, мергелей и песчаников
- O_2 Средний отдел. Лабыстахская свита. Известняки с прослоями известковистых песчаников
- O_1sk Нижний отдел. Сакмырская свита. Известняки с прослоями черных глинистых сланцев и алевролитов, серошпатовых сланцев. Устькуткская O_1uk свита — доломиты с прослоями мергелей, песчанистых известняков

НЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА. ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ. ЛЕНСКИЙ ЯРУС

- Cm_3xl Верхний отдел. Верхоленская свита. Мергели, известняки, песчаники с линзами и прослоями гипса и ангидрита
- Cm_2 Средний отдел. Амгинский и майский ярусы. Метегерская, мельдакинская, амгинская, чайская; усть-майская свиты. Доломиты, известняки, мергели, глинистые сланцы

НЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА. НИЖНИЙ ОТДЕЛ. ЛЕНСКИЙ ЯРУС

- Cm_1il Ийкинская свита. Сланцы глинистые, известково-глинистые и песчано-глинистые
- Cm_1br Барылайская (чарская $Cm_1čr$) свита. Доломиты, известняки
- Cm_1kt Куторгиновая (олекминская Cm_1ol) свита. Известняки, доломиты
- Cm_1tm-un Тумулурская и укелинская (эльканская и толбачинская Cm_1ey-tl) свиты. Доломиты, глинистые доломиты
- Cm_1tm Тумулурская свита. Доломиты
- Cm_1ps Пестроцветная свита. Мергели, доломиты
- Cm_1jd Юдомская свита. Доломиты, доломитовые известняки, в основании известковистые песчаники

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Аldанский ярус

- Pt_3tr Торгинская свита. Мергели, известняки, доломиты, песчаники

Полюдовская серия

- Pt_3en Сенькская (дикимдикская) свита. Песчаники, доломиты
- Pt_3 Майская и уйская серии. Устькирбинская, кандыкская и лахандинская свиты. Песчаники, алевролиты, доломиты, мергели
- Pt_3en Майская серия. Энкинская свита. Кварцевые песчаники, линзы конгломератов
- Pt_3gn-un Учурская серия. Гонамская и омахтинская свиты. Песчаники и доломиты, в основании линзы конгломератов

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

- $Pt_{1-2}?kb$ Нижний — средний протерозой (?). Кебехтинская свита. Песчаники, конгломераты
- Pt_1 Отложения нерасчлененные. Песчаники, конгломераты

Аимчанская серия

- Pt_1^2 Хамнинская, намсалинская и чарбахинская свиты. Кварцевые песчаники, алевролиты, филлиты, доломиты, конгломераты
- Pt_1^1 Субсинский и чульмийский комплексы. Песчаники, филлиты, известняки, сланцы амфиболовые, хлоритовые, серицитовые, слюдистые

АРХЕЙ

Олокитская серия

- A_2br Барсалинская серия. Тинская и тежуканская свиты. Биотитовые и розовобпмажковые гнейсы, железистые кварциты, амфиболиты
- A_2mr-kn_3 Морбинская и крестяхская свиты. Биотитовые и биотит-розовобпмажковые гнейсы и кристаллические сланцы, иногда гранатсодержащие
- A_2ch Хайдыкская и кубулинская A_2kr свиты. Биотит-розовобпмажковые, розовобпмажковые гнейсы с линзами амфиболитов и биотитовых гнейсов

Курультинская серия

- A_2nt Нектярская и чильчинская A_2ll свиты. Биотитовые, биотит-розовобпмажковые гнейсы с прослоями и линзами биотитовых, гранатовых гнейсов, амфиболитов, кварцитов и мраморов
- $A_2?kb$ Куйбулинская свита. Биотит-розовобпмажковые, биотит-гиперстеновые, биотит-гранатовые гнейсы, амфиболиты
- $A_2?zv$ Зверинская свита. Биотит-гранатовые, гранат-силлиманитовые гнейсы с прослоями гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов, кварцитов, амфиболитов
- $A_2?an-kr$ Инжегорская и карумская свиты. Гиперстеновые, двупироксеновые, розовобпмажково-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, линзы гранатовых гнейсов
- A_1hd Джелтулинская серия. Хубуринская свита. Гиперстеновые, биотит- розовобпмажковые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями биотит-гранатовых и силлиманитовых гнейсов, кальцифиров

Джелтулинская серия

- A_1st Сутамская свита. Биотит-гранатовые, биотитовые гнейсы, с основными кальцифирами и диопсидовые породы
- A_1kr Кюрцинская свита. Переслаивание биотит-гранатовых, гиперстеновых, двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев

Гимпанская серия

- A_1vs Верхнесунтакинская свита. Гиперстеновые гнейсы с прослоями двупироксеновых гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов
- A_1ns Нижнесунтакинская свита. Двупироксеновые, гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы
- A_1ul Улунчинская свита. Биотит-гранатовые и гиперстеновые гнейсы с прослоями гранат-силлиманитовых, диопсидовых гнейсов, кварцитов
- A_1id Идыканская свита. Биотитовые, гиперстеновые, двупироксеновые, диопсидовые гнейсы с маломощными горизонтами кальцифиров и диопсидовых пород и кальцифиров

Фомпанская серия

- A_1fd_3 Верхняя подсвита. Биотит-розовобпмажковые, розовобпмажковые, гиперстеновые и биотитовые гнейсы, диопсидовых, амфиболовых, кристаллических сланцев и кальцифиров
- A_1fd_2 Средняя подсвита. Розовобпмажковые, диопсидовые, двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы с прослоями диопсидовых, диопсид-флогопитовых пород и кальцифиров
- A_1fd_1 Нижняя подсвита. Розовобпмажковые, биотит-розовобпмажковые, биотитовые, диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями двупироксеновых, биотит-гранатовых гнейсов, амфиболитов, диопсидовых пород и кальцифиров
- A_1vo_{2+3} Верхнеалданская свита. Верхняя и средняя подсвиты: нерасчлененные. Биотитовые, биотит-гранатовые, силлиманитовые гнейсы с прослоями розовобпмажковых, биотит-розовобпмажковых гнейсов, амфиболитов и кварцитов
- A_1vo_1 Верхнеалданская свита. Нижняя подсвита. Кварциты с прослоями биотитовых, биотит-гранатовых, розовобпмажковых, двупироксеновых гнейсов и амфиболитов
- A_1gr Горбылахская свита. Розовобпмажковые, биотит-розовобпмажковые, двупироксен-розовобпмажковые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов и линзами кварцитов

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ РАННЕЮРСКИЕ

- $\zeta\delta_2-Cr_1$ Алданский комплекс. Сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, псевдолейцитовые и нефелиновые сиениты, фонолиты, бостониты, аррояиты, ортофиры, эгириновые граниты, кварцевые порфиры
- $\nu\kappa_2-\varepsilon\kappa_2$ Лербинский комплекс. Граносиениты, граниты, гранодиорит-порфиры

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ

- $\beta pt_2-\alpha t_2$ Позднепалеозойские — раннемезозойские комендиты
- γ_2Pt_2 Среднепалеозойские габбро-диабазы, оливиновые диабазы, диабазовые порфириты
- β_2Pt_2 Диабазы
- σPt_2 Дуниты, пироксениты
- γPt_1 Раннепротерозойские граниты и гранодиориты чудско-кодарского и ярошинского комплексов

АРХЕЙСКИЕ РАННЕАРХЕЙСКИЕ

- γA_3 Граниты и аляскито-гнейсы
- $\gamma\alpha A_2$ Метагаббро, ортоамфиболиты, метапироксенитовые, амфиболитовые породы
- σA_2 Перидотиты, пироксениты
- γA_1 Граниты
- σA_1 Перидотиты, пироксениты

ПРОЧИЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

- Архейские гранитизированные породы
- Диафториты и диафторированные породы

ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

- Кислого состава
- Среднего состава
- Смешанного состава

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

- Аллювиальные
- Ледниковые

- Границы между разновозрастными геологическими образованиями
- Границы фаций
- Линии разломов
- Линии разломов с указанием направления падения поверхности смесителя

Всесоюзный аэрогеологический трест
Министерства геологии СССР
Москва 1972

Карта утверждена Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ 28 января 1971г.
Оформлена и отпечатана на Ленинградской картфабрике ВАГТ
Редакторы оформления: картограф А. В. Габо, геолог Н. П. Пожинская
Технический редактор В. М. Якушева
Заказ 182. Тираж 1200 экз. Подписана к печати 10/V 1972 г.