



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО (ВСЕГЕИ)  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ  
ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ (НИИГА)

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1 : 1 000 000  
(новая серия)

## Объяснительная записка

Лист R- (50)-52 — Тикси

Ответственные редакторы *А. А. Межвилк, Ф. Г. Марков*

Геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52 — Тикси. Л., 1983, с. 135 (Министерство геологии СССР, ВСЕГЕИ).

В объяснительной записке дается описание стратиграфии и интрузивных образований данного района. Особые разделы посвящены тектонике, геоморфологии, гидрогеологии и истории геологического развития. Геологическая карта и объяснительная записка к ней представляют собой новейший материал по геологическому строению рассматриваемой территории.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией СССР.

Табл. 11, ил. 11, список лит. 112 назв.

Материалы по листу R-(50)-52 — Тикси рассмотрены и одобрены к печати 26 мая 1975 г. на заседании Главной редакции Госгеолкарты СССР в составе: *Е. В. Бабаджанян, В. Н. Верещагин, Н. Н. Воронцов, Г. С. Ганешин, И. К. Зайцев, Г. А. Карбанова, С. Ю. Лускинд, Ф. Г. Марков, В. Л. Масайтис, С. А. Музылев, В. К. Путинцев, Р. И. Соколов, В. В. Соловьев, Ю. Г. Старицкий, Ю. И. Сытин, К. Э. Якобсон.*

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<b>Стратиграфия . . . . .</b>	<b>11</b>
Протерозой. А. А. Межвилк, И. М. Битерман . . . . .	11
Нижний протерозой . . . . .	11
Верхний протерозой . . . . .	13
Кембрийская система. Н. П. Лазаренко . . . . .	18
Ордовикская система. Н. П. Лазаренко . . . . .	31
Силурийская система. А. А. Межвилк . . . . .	32
Девонская система. А. А. Межвилк . . . . .	32
Каменноугольная система. А. А. Межвилк, Н. Б. Сибирцева, И. М. Битерман . . . . .	33
Пермская система. А. А. Межвилк, Н. Б. Сибирцева, И. М. Битерман . . . . .	40
Триасовая система. А. А. Межвилк, Б. Н. Леонов, В. Н. Любомиров . . . . .	50
Юрская система. А. А. Межвилк . . . . .	57
Меловая система. Р. О. Галабала, П. И. Глушинский . . . . .	68
Палеогеновая система. А. А. Межвилк . . . . .	77
Неогеновая система. Б. Н. Леонов, Р. О. Галабала, О. А. Иванов . . . . .	78
Четвертичная система. Б. Н. Леонов, Р. О. Галабала, О. А. Иванов, М. А. Картошкина . . . . .	80
<b>Интрузивные образования. И. М. Битерман, Б. Н. Леонов, М. А. Крутойярский, А. А. Межвилк . . . . .</b>	<b>87</b>
<b>Тектоника. А. А. Межвилк, Р. О. Галабала, Б. Н. Леонов . . . . .</b>	<b>97</b>
<b>Геоморфология. (Р. О. Галабала, И. Е. Тимашев, Б. Н. Леонов, Н. Б. Сибирцева . . . . .</b>	<b>109</b>
<b>Гидрогеология . . . . .</b>	<b>120</b>
<b>История геологического развития. А. А. Межвилк . . . . .</b>	<b>124</b>
<b>Основные выводы. А. А. Межвилк . . . . .</b>	<b>128</b>
<b>Список литературы . . . . .</b>	<b>131</b>

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

Б.— Большой (при названии)  
бас.— бассейн, -ы  
В — восток  
В.— Восточный (при названии)  
г.— город (при названии)  
г., гг.— год, -ы  
д.— деревня (при названии)  
ж.-д.— железнодорожный, -ая  
З — запад  
З.— Западный (при названии)  
зал.— залив, -ы  
кишл.— кишлак  
кл.— ключ (при названии)  
кол.— колодец, -ы (при названии)  
Лев.— Левый (при названии)  
М.— Малый (при названии)  
м.— мыс (при названии)  
м-ние, м-ния — месторождение, -я (при названии)  
обл.— область (при названии)  
о-в, о-ва — остров, -а (при названии)  
п-ов, п-ова — полуостров, -а (при названии)  
пос.— поселок (при названии)  
Пр.— Правый (при названии)  
прол.— пролив, -ы (при названии)

р-н, р-ны — районы (при названии)  
р.— река (при названии)  
рч.— речка (при названии)  
родн.— родник (при названии)  
руч.— ручей (при названии)  
С — север (при названии)  
С.— Северный (при названии)  
СВ — северо-восток  
С.-В.— Северо-Восточный (при названии)  
СЗ — северо-запад  
С.-З.— Северо-Западный (при названии)  
с.— село, селение (при названии)  
скв.— скважина (при названии)  
см.— смотрите  
Ср.— Средний (при названии)  
ур.— урочище (при названии)  
хр.— хребет, -ы (при названии)  
Ц.— Центральный (при названии)  
Ю.— Южный (при названии)  
Ю — юг  
ЮВ — юго-восток  
Ю.-В.— Юго-Восточный (при названии)  
ЮЗ — юго-запад  
Ю.-З.— Юго-Западный (при названии)

## ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия получены обильные данные, позволившие существенно пересмотреть прежние представления как о геологическом строении территории листа R-(50)-52, так и о его перспективах в отношении полезных ископаемых.

В пределы рассматриваемой площади частично входят две тектонические структуры высшего порядка: 1) северо-восточная окраина Сибирской платформы с северным окончанием Приверхоянского и небольшой частью Лено-Анабарского прогибов, 2) северо-западная часть Верхояно-Колымской складчатой области. Геологическое строение этих структур существенно отличается друг от друга. Чехол платформы сложен в основном кембрийскими и протерозойскими карбонатными толщами. Прогибы выполнены пермскими, юрскими и меловыми терригенными отложениями, а Верхояно-Колымская складчатая область — сильно дислоцированными верхнепалеозойскими и мезозойскими терригенными породами. Комплекс полезных ископаемых также разнообразен. Площадь платформы перспективна на различные виды ценных нерудных и рудных полезных ископаемых.

Территория листа R-(50)-52, равная 250 тыс. км<sup>2</sup>, экономически освоена еще слабо. Крупными реками здесь являются Лена и Оленек, имеющие большое хозяйственное значение для Якутской АССР.

Работа над листом выполнена Научно-исследовательским институтом геологии Арктики (НИИГА), Всесоюзным аэрогеологическим трестом (ВАГТ) и Якутским ордена Ленина территориальным геологическим управлением (ЯТГУ).

Авторы весьма признательны всем специалистам, особенно А. А. Герке, Н. Д. Василевской, Р. В. Соломиной, Н. Ю. Загорской, В. И. Устрицкому, за ценные замечания по тексту и картам.

Все карты и внутритекстовая графика оформлены Т. Н. Забурдиной, Н. Г. Быстровой и Н. М. Барашковым.

## ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В орографическом отношении площадь листа охватывает окраины двух физико-географических стран: Среднесибирского плато и Северо-Восточной Сибири.

В рассматриваемой части Среднесибирского плато расположены Оленекское плато и Анабаро-Оленекская равнина (рис. 1).

Оленекское плато приурочено к бассейну среднего течения р. Оленек. Его абсолютные высоты колеблются в пределах 250—350 м и лишь на отдельных участках — возвышенностях Бырая и Мой высотные отметки превышают 400 м. В пределах долины р. Оленек глубины расчленения плато достигают более 200 м.

Анабаро-Оленекская равнина является восточной частью Северо-Сибирской низменности и занимает территорию между низовьями рек Анабар и Оленек. Абсолютные высоты колеблются от 60 до 170 м. Плоские водоразделы отделены заболоченными понижениями, имею-

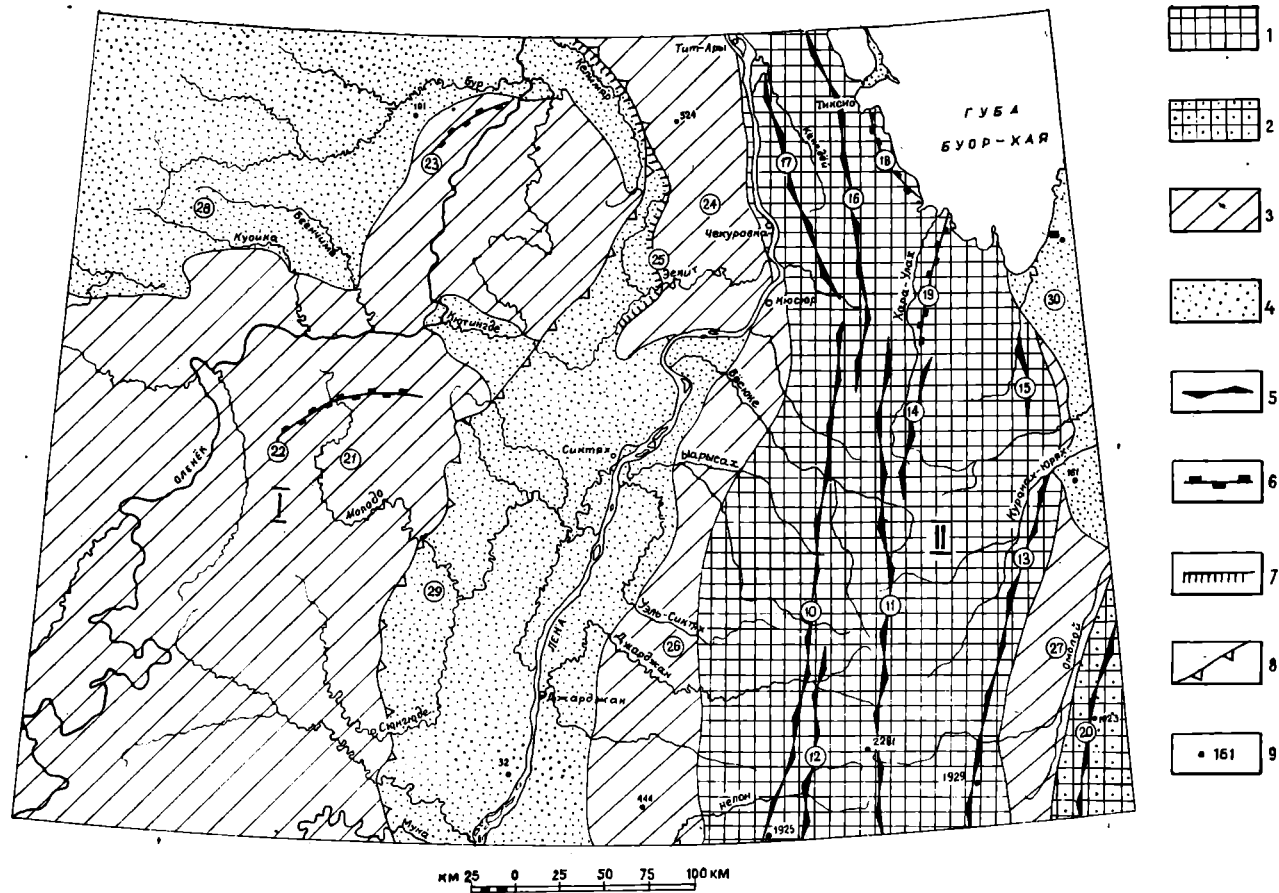


Рис. 1. Орографическая схема. Составила М. А. Картошкина.

1 — Верхоянская горная страна; 2 — Яно-Оймяконское нагорье; 3 — возвышенные равнины; 4 — низменности; 5 — хребты; 6 — кряжи, возвышенности; 7 — уступы; 8 — граница Средне-Сибирского плато (I) и Северо-Восточной Сибири (II); 9 — высотные отметки. Номера в кружках: 10 — Верхоянский хр.; 11 — Орулганский хр.; 12 — Джарджакский хр.; 13 — Сиегинджинский хр.; 14 — хр. Огонь-Тяга; 15 — Кулайский хр.; 16 — Караулахский хр.; 17 — хр. Туора-Сис; 18 — кряж Кунга; 19 — Нийбинский кряж; 20 — хр. Кулар; 21 — Оленекское плато; 22 — возвышенность Бюряя; 23 — возвышенность Мой; 24 — плато Чекановского; 25 — уступ Чекановского; 26 — западное предгорье Верхоянья; 27 — восточное предгорье Верхоянья; 28 — Анабаро-Оленекская равнина; 29 — Нижнеленская низменность; 30 — Яно-Колымская низменность.

щими долинообразную форму, по которым обычно текут современные реки. Низкие аккумулятивные террасы нередко сливаются с поверхностью заболоченных понижений. Повсеместно развиты полигональные грунты и термокарстовые озера.

С.-В. Сибири в пределах территории листа принадлежит северная часть Верхоянской горной страны (в дальнейшем для краткости именуемая С. Верхояньем), включающей западное предгорье Верхоянья: плато Чекановского, Нижнеленскую низменность, Яно-Колымскую низменность, восточное предгорье Верхоянья и Яно-Оймяконское нагорье.

В пределах Верхоянской горной страны выделяется ряд хребтов и кражей, ориентированных меридионально, согласно со складчатыми сооружениями. Центральную часть занимают два хребта: Верхоянский и Орулганский, протягивающиеся далеко на Ю. Орулганский хребет служит основным водоразделом речных систем, впадающих в р. Лену и губу Буор-Хая. Наивысшая его отметка 2281 м. Кулисообразно к нему подходят хребты Сietetанджинский, Огоньер-Тяга и Джарджанский (см. рис. 1). Продолжением Орулганского хребта к С. является Хараулахский хребет. Высоты его не превышают 700 м. Параллельно ему с З расположен хребет Туора-Сис с наивысшей точкой 990 м, а с В — край Кунга длиной 50—60 км и высотой до 439 м.

Западное предгорье С. Верхоянья четко прослеживается по правобережью р. Лены от р. Нелон до пос. Кюсюр. Наибольшая его ширина достигает 60 км на юге, на севере оно сужается. Это холмистая возвышенная равнина с отметками 200 м на западе и до 500 м на востоке; восточное предгорье имеет ширину от 20—25 км на юге и до 40 км на севере. Это возвышенная равнина, наклоненная на север с отметками от 1000 до 430 м.

Плато Чекановского располагается между низовьями рек Лена и Оленек. Это весьма расчлененная равнина, слабо наклоненная к В, с четко выраженными куэстами. Абсолютная высота плато 380—440 м, наивысшая отметка достигает 524 м.

Нижнеленская низменность включает в себя современную долину р. Лены и так называемую древнюю долину Палеолены. Последняя представляет собой понижение, расположенное вдоль рек Тас—Экит, Кютингде, Усунку. Наибольшая ширина Нижнеленской низменности на участке р. Менкере равна 60—70 км, а на широте с. Булун она резко сужается. Абсолютные высоты низменности ограничиваются 30—200 м. Поверхность ее ступенчатая за счет сочетаний эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас. Наиболее ясно выражена пойменная терраса, ширина которой достигает 25—30 км при абсолютной высоте 25—30 м.

Яно-Колымская низменность входит на описываемую территорию лишь своей западной окраиной, называемой Омолойской низменностью. Ширина ее на Ю 40 км, а на С она расширяется. Поверхность низменности имеет значительный уклон с Ю на С с абсолютных высот от 300—350 м до 50—60 м. Яно-Оймяконское нагорье располагается восточнее р. Омолой, параллельно которой находится хр. Кулар с абсолютными высотами от 800 до 1020 м.

Климат большей части рассматриваемой территории резко континентальный, характеризующийся большими (до 100° в году) амплитудами температур, а в теплый период с суточным перепадом температур до 20—30° и малым количеством осадков (150—300 мм). Годовое количество осадков на равнинах колеблется от 150 до 250 мм, возрастающая в горных районах до 500 мм. Основная масса осадков приходится на теплый сезон. Малая облачность и большая прозрачность атмосферы благоприятствуют интенсивности солнечной радиации в весенние и летние месяцы. Продолжительность лета на севере 2—2,5 месяца, на юге — 2,5—3 месяца. Средняя температура июля +14°. Зима суровая



и длится 7—8 месяцев. Средняя температура января от  $-38^{\circ}$  до  $-42^{\circ}$ , морозы достигают  $-60^{\circ}$ . Снеговой покров появляется в половине сентября и держится до середины мая. Весна длится до середины июня.

Все реки впадают в море Лаптевых. Наиболее крупная из них — Лена судоходна, а Оленек и Омолой частично судоходны. Питание рек смешанное — снеговое и дождевое; роль подземного питания при наличии многолетней мерзлоты очень невелика. По рекам в горных районах довольно широко распространены наледи. Многолетняя мерзлота создает условия для быстрого стока поверхностных вод. Поэтому паводки рек короткие и бурные. Летом большинство рек сильно мелеет, за исключением р. Лены.

Положение территории севернее Полярного круга, континентальный засушливый климат, наличие многолетней мерзлоты, разнообразие рельефа обусловили формирование своеобразных почв и растительных ассоциаций. Пестрота растительного покрова складывается из элементов равнинной и горной тундры и светлехвойной тайги. Типичная равнинная тундра развита на тундровых минеральных почвах в Анабаро-Оленекской и Яно-Колымской низменностях и прослеживается узкой полосой вдоль западного побережья губы Буор-Хая. В этой зоне широко развиты термокарстовые озера, имеющие молодые озерные террасы, покрытые травянистой растительностью, а пространства между озерами заняты полигональными грунтами и болотами, заросшими пушицей и мхами. Древесная растительность представлена кустарниками карликовой березки, ивы, ольховника. Переход от безлесной тундры к лесной зоне намечается особенно отчетливо в районе Анабаро-Оленекской низменности. Северотаежные лиственничные леса в пределах равнинной части рассматриваемого региона простираются к Ю от  $71^{\circ}$  с. ш., вплоть до его южной границы. В Нижнеленской низменности произрастает даурская лиственница с примесью ели (южнее  $69^{\circ}$  с. ш.). Второй ярус представлен мелкими кустарниками березки и ивы. В травянисто-кустарниковом ярусе преобладают болотные виды: кассандра, андромеда, багульник болотный и другие. Зеленые болотные мхи покрывают до 70 % площади, небольшими участками распространены сфагновые мхи, а на повышенных участках — ягельники. Лиственница, ограниченно годная для строительства, развита в Нижнеленской низменности, на склонах Верхоянского хребта и в южной части Оленекского плато.

В пределах гор наблюдается вертикальная климатическая зональность. Она наиболее четко выражена на западном склоне Верхоянского хребта, где задерживается большая часть осадков, приносимых юго-западными ветрами. Здесь предгорная возвышенная равнина покрыта лесом, который поднимается до высоты свыше 600 м. До этого же уровня по долинам рек лес заходит далеко вглубь гор. На восточном предгорье Верхоянских гор лес распространен в виде отдельных куртин по широким долинам рек. Над верхней границей древесной растительности наблюдается неширокий пояс зарослей низкорослой кустарниковой ольхи, кедрового стланика и карликовой березки. Выше следует пояс горной тундры. В меридиональном направлении верхняя граница леса постепенно снижается по направлению к С, а горная тундра спускается до предгорной равнины, где она сливается с равнинной тундрой.

Населенность района слабая. Основные населенные пункты связаны с морскими и речными путями, по которым ведутся основные грузовые перевозки в более южные промышленно-осваиваемые районы. К ним относятся: порт Тикси, пос. Тит-Ары, Чекуровка, Булун, Кюсюр, Говорово, Сиктях (на р. Лене). Промышленных предприятий, за исключением Согинского угольного рудника, нет. Основное занятие населения — оленеводство, пушной промысел, рыболовство.

С помощью речного транспорта по р. Лене и частично по р. Оленек в летнее время (июнь — сентябрь) завозятся промышленные и продовольственные товары для населения. Зимой для этих целей используется олений транспорт. Большое значение имеет воздушный транспорт, для которого созданы постоянно действующие аэродромы и временные посадочные площадки. Легкие самолеты (АН-2) используют летом речные косы, а в зимнее время ледяные покровы рек и озер.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

К настоящему времени проведен большой комплекс геологосъемочных, поисковых, тематических и геофизических работ по исследованию территории.

Необходимо отметить работы первых исследователей, посетивших регион в конце прошлого — начале текущего века. Это — маршрутные наблюдения Р. К. Маака (1845—1855 гг.) по р. Оленеку, исследования А. Л. Чекановского в нижнем течении рек Лены и Оленека (1873—1875 гг.). А. Л. Бунге (1882—1884 гг.) и Э. В. Толля (1882—1884 и 1893 гг.) в низовьях р. Лены, а также К. А. Воллосовича (1909 г.) на Хараулах.

В конце 20-х и в 30-х годах в низовьях р. Лены работали геолого-геоморфологические отряды П. К. Хмызникова и С. Г. Пархоменко Якутской экспедиции СОПС АН СССР, геологии «Главсевморпути», треста «Арктикразведка», Арктического института, Восточно-Сибирского геолого-гидрогеодезического треста: И. П. Атласов, А. И. Гусев, К. К. Демочкин, С. И. Киселев, И. Г. Николаев, В. М. Лазуркин и другие, проводившие ряд маршрутов преимущественно на севере региона. В результате было получено много новых данных, на основе которых создавались представления о геологии и полезных ископаемых изученных площадей. Однако подавляющая часть территории оставалась еще не исследованной. Систематическое геологическое изучение ее началось позже.

Геологическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 на всей площади проведена в 1947—1952 гг. на западе территории и завершена в 1956—1957 гг. на ее востоке. Основной объем съемки выполнен геологами НИИГА, в работах также участвовали партии треста «Арктикразведка», Якутской конторы разведочного бурения (ЯКРБ). Исполнителями являлись: В. С. Аплонов, Г. Д. Беляков, Ю. С. Бушканец, В. А. Виноградов, А. И. Гусев, Г. А. Ермолаев, В. С. Журавлев, К. С. Забурдин, М. Н. Злобин, А. П. Иванов, Ю. И. Иванов, Ф. Л. Инешин, В. Я. Кабаньков, Б. В. Корнев, В. А. Марковский, В. М. Муравленко, А. Н. Наумов, И. Г. Николаев, В. А. Первунинский, В. Е. Савицкий, Е. И. Сорокова, Д. С. Сороков, В. Я. Сычев, В. А. Фадеев, Г. Е. Черняк и др. Впервые на всю площадь В. А. Виноградовым, В. М. Лазуркиным и Л. Е. Леоновым была составлена геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 без «белых пятен». Выявлены перспективы поисков угля, нефти, пьезооптического сырья.

Геологическая съемка среднего масштаба была начата в послевоенные годы параллельно с мелкомасштабной съемкой на площадях, перспективных в отношении углей и нефти. Основные работы были сосредоточены на севере — в низовьях рек Оленек и Лена, также на р. Хараулах. В основном их проводили геологи НИИГА — П. И. Глушинский, Г. А. Ермолаев, М. М. Маландин, А. А. Межвилк и треста «Арктикнефтеразведка» — О. Н. Кутузов, Р. А. Ростов, Л. И. Санкина, Е. И. Сорокова.

С конца 50-х годов систематической съемкой была охвачена вся площадь. Съемку на территории рассматриваемого листа выполняли сотрудники НИИГА: В. С. Аплонов, Н. А. Борщева, Д. А. Вольнов,

В. К. Дорофеев, С. Ф. Духанин, Г. А. Ермолаев, В. В. Жуков, А. В. Зиза, Ф. Ф. Ильин, А. Е. Клейзер, А. А. Красильщиков, М. А. Крутойский, В. П. Мокроусов, А. Н. Наумов, Г. И. Поршнева, Л. Я. Пинчук, А. И. Профатиллов, И. Б. Рубенчик, Б. И. Рыбаков, А. И. Самусин, Г. В. Труфанов, Ю. С. Турчинович, И. В. Школа, Э. Н. Эрлих, Д. С. Яшин и др., а также геологи Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) под руководством Г. Ф. Лунгерсгаузена и Б. Н. Леонова. В этих работах участвовали: Д. К. Башлаев, А. П. Белова, Р. А. Биджиев, И. М. Битерман, Р. О. Галабала, Н. И. Гогина, Е. Р. Горшкова, Л. М. Израилев, Н. И. Колобова, В. В. Колпаков, Г. М. Любцова, Ю. И. Минаева, Л. М. Натапов, Н. Г. Никаноров, Г. М. Покровский, Б. И. Прокопчук, В. Н. Рыбченков, И. К. Рычагова, Н. Б. Сибирцева, И. М. Скарзов, М. В. Сусов, С. В. Тищенко, Н. А. Цейдлер, Ю. Т. Швыряев и др. На севере работала партия Главного геологического управления — С. И. Грошин, Ф. Ш. Хасанов, А. В. Мельников и др. К настоящему времени среднемасштабной съемкой покрыта вся площадь листа. В процессе подготовки работы к печати по восточной части листа ВАГТом получены новые материалы по геологии, которые частично нашли отражение на геологической карте листа R-(50)-52.

Крупномасштабные карты составлялись лишь на отдельные небольшие участки, перспективные на поиски полезных ископаемых.

Специальные исследования затрагивали проблемы стратиграфии докембрия (В. Я. Кабаньков, И. М. Битерман и др.), кембрия (В. А. Комар, К. К. Демочкин, Н. В. Покровская, Б. Н. Леонов, С. И. Грошин, Н. И. Гогина, Н. П. Лазаренко, В. Е. Савицкий, В. В. Петропавловский, К. К. Макаров и др.), перми Оленекского района и хр. Хараулах (И. С. Грамберг, Р. В. Соломина, Д. С. Сороков и др.). Мезозойские отложения изучали геологи НИИГА: Н. Д. Василевская, Т. М. Емельянцева, В. В. Павлов, И. С. Грамберг, З. В. Осипова и др., а также геологи ВАГТа: Р. А. Биджиев, З. К. Кошелкина, Р. О. Галабала и сотрудники ВНИГРИ: Т. И. Кирина, Н. М. Джиноридзе и др. Много внимания уделялось изучению четвертичных отложений и геоморфологии. В НИИГА этими вопросами занимались С. А. Стрелков, А. П. Пуминов, В. В. Жуков, М. Т. Киришина, Л. Я. Пинчук, в ВАГТе — Г. Ф. Лунгерсгаузен, В. В. Колпаков, Б. Н. Леонов, Р. О. Галабала и др., М. Н. Алексеевым (ГИН), И. Е. Тимашевым (ГГУ), С. Ф. Козловской и М. И. Плотниковой (ВСЕГЕИ). Вулканизм региона также явился предметом специального изучения и освещался в работах А. А. Красильщикова, В. А. Виноградова и др., посвященных протерозойскому магматизму. Раннекембрийские основные интрузии описаны Б. Н. Леоновым и Н. И. Гогиной. Вулканизм освещен в работах А. А. Кузнецова (НИИГА). Кимберлиты специально изучали В. А. Милашев, М. В. Сусов, Н. Н. Сарсадских, В. Ф. Кривонос, А. Д. Харьков, К. Н. Никишов и др. В разработке вопросов тектоники участвовали: И. П. Атласов, Н. А. Сягаев, В. А. Виноградов, А. А. Межвилк, Б. Н. Леонов, К. К. Макаров, Е. С. Кутейников, Л. М. Натапов и др. Погребенные структуры Приверхоянского прогиба охарактеризованы в работах Л. М. Израилева, Е. С. Кутейникова, Н. И. Колобовой, Б. Н. Леонова, Л. М. Натапова, Н. Б. Сибирцевой и др. Большой комплекс специальных работ проведен по изучению кор выветривания Л. П. Смирновым, И. А. Старчик (НИИГА), а также Н. И. Гогиной, Р. О. Галабала (ВАГТ).

Приведенный обзор геологических исследований свидетельствует об обилии материалов, обеспечивающих составление геологической карты, хотя и не вполне равномерно для всех территорий. Для большей площади региона имеются геологические карты среднего, а для восточной части Орулгана и Хараулаха — лишь мелкого масштаба.

# СТРАТИГРАФИЯ

## ПРОТЕРОЗОИ

В пределах Оленекского сводового поднятия местами выходят на поверхность породы фундамента платформы, относящиеся к нижнему протерозою. Более широко распространены породы верхнего протерозоя, входящие в состав чехла платформы и Туорасисского поднятия. Схема расчленения протерозойских образований приведена в табл. 1.

### Нижний протерозой

Нижнепротерозойские образования ( $PR_1$ ) слагают складчатый фундамент северо-восточной части Сибирской платформы. Первые и наиболее полные описания их были сделаны И. П. Атласовым [5],

Таблица 1

Схема корреляции протерозойских отложений

Подгруппа	Оленекское сводовое поднятие		Туорасисское поднятие
	Серия	Свиты	Свиты
Верхнепротерозойская	Хорбусуонская (430—440 м)	Туркутская (120—200 м) Хатыспытская (230—210 м) Маастахская (80—40 м)	Хара-ютехская (370—550 м)
	Сололийская (1540—1085 м)	Хайпахская (220—240 м) Дебегдинская (430—270 м) Арымасская (360—150 м)	Сизтачанская (400—350 м) Нелегерская (780—230 м) Эсэлекская (780—400 м) Уктинская (150—240 м)
		Кютингдинская (360 м) Сыгынахтахская (200—65 м)	
Среднепротерозойская		Отложения отсутствуют	
Нижнепротерозойская	Эекитская (2100—300 м)	Верхняя толща (900—1000 м) Нижняя толща (1200—2000 м)	

А. А. Красильщиковым и В. А. Виноградовым [20, 55], Ю. И. Минаевой в 1969 г.

На поверхность породы нижнего протерозоя выходят в бассейнах Эекит и Молодо. Представлены они кварцитовидными песчаниками, рассланцованными алевролитами и филлитовидными серицит-биотит-кварцевыми, серицит-кварц-хлоритовыми и другими сланцами, образующими толщу флишоидного типа, прорванную габбро-диабазами, кварцевыми диоритами и порфиroidными биотитовыми гранитами.

Нижнепротерозойские образования объединяются в эекитскую серию, которая в бас. р. Сололи делится на две толщи: нижнюю — песчаниковую и верхнюю — песчано-сланцевую.

Нижняя толща сложена плотными серыми и темно-серыми метаморфизованными полимиктовыми песчаниками, местами с порфиробластами темного кварца и биотита размером 0,5—1 мм. В песчаниках отмечается тонкая слоистость с четко выраженной ритмичностью. Мощность ритмов измеряется сантиметрами и первыми дециметрами. Среди песчаников присутствуют плагиоклаз-биотит-кварцевые, серицит-биотит-кварцевые, серицит-хлорит-кварцевые и кварц-доломитовые сланцы. Мощность нижней толщи предположительно равна 1500—2000 м [55, 20].

Верхняя толща залегает согласно на нижней, имея с нею постепенный переход. В ней преобладают серицит-кварц-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы, содержащие черное органическое вещество. В подчиненном количестве присутствуют метаморфизованные полимиктовые песчаники, кварц-биотитовые, биотит-кордиеритовые и серицит-кварц-доломитовые сланцы. В основании толщи (250—300 м) залегают ритмично-переслаивающиеся метаморфизованные мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты и филлитовидные сланцы, содержащие метаморфизованное органическое вещество. Мощность макроритмов не превосходит 50 м, а у микроритмов она измеряется сантиметрами. Вверху залегают серицит-кварц-доломитовые сланцы. Средняя часть толщи (300 м) сложена филлитовидными сланцами, среди которых присутствуют редкие пласты биотит-кордиеритовых сланцев и серых рассланцованных неравнозернистых песчаников. Верхи толщи (350—400 м) представлены темно-серыми и черными глинистыми, реже филлитовидными сланцами с редкими маломощными прослоями рассланцованных алевролитов. Мощность верхней толщи 900—1000 м.

В верховьях рек Буор-Эекит и Ортоку-Эекит Н. А. Цейдлер и Ю. И. Минаева в 1969 г. также выделили две толщи: сильно и слабо метаморфизованных пород. Пачка более метаморфизованных пород сложена темно-серыми со слабо заметной сланцеватостью мелкозернистыми биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами, содержащими редкие пачки (до 50 м) серых кварц-полевошпат-слюдистых сланцев с шелковистым блеском. Они прорваны многочисленными мелкими пегматитовыми (0,5—1 м) и кварцевыми жилами (0,15—0,2 м). Биотит-полевошпат-кварцевые сланцы имеют лепидогранобластовую структуру и состоят из кварца (40—45 %), плагиоклаз-альбита (15—30 %), калиевого полевого шпата (5—7 %), биотита (20—30 %), мусковита (единичные чешуйки), кальцита (0—7 %), рудных (1—3 %), гидроокислов железа (2—3 %). Пачка слабо метаморфизованных пород располагается на водоразделе рек Ортоку — Эекит и Хотугу — Эекит. Она характеризуется чередованием темно-серых алевро-песчаников, песчаников и филлитовидных сланцев. Метаморфизованные песчаники и алевропесчаники состоят из кварца (25 %), плагиоклаза (20 %), калишпата (5 %), биотита (15 %), хлорита (7 %), кальцита (15 %), серицита (10 %) и сфена (3 %).

На р. Салабын (бас. р. Молодо) метаморфические породы, по данным А. М. Натанова и др., обнажены в русле реки и на склонах долины. Они собраны в крутые и изоклинальные складки, которые прорваны многочисленными жилами пегматитов. Породы представлены различными кварц-полевошпат-слюдистыми сланцами. В них содержание калиевого полевого шпата колеблется от 10 до 35 %, плагиоклаза 25—40 %, кварца 10—35 %, биотита 8—20 %.

Возраст эекитской серии, по данным А. А. Красильщикова (1967 г.), определяется по абсолютному возрасту прорывающих ее пегматитов и биотитовых гранитов. По десяти определениям возраст их колеблется от 1839 до 2080 млн. лет. Соответственно возраст эекитской серии считается не моложе нижнего протерозоя.

Общая мощность эекитской серии не устанавливается. Геофизические данные показывают, что породами серии сложен блок фундамента Сибирской платформы, расположенный между р. Анабар и р. Леной.

## Верхний протерозой

Верхнепротерозойские породы, слагающие нижние горизонты платформенного чехла северо-восточной окраины Сибирской платформы, длительное время относили к нижнему палеозою, затем к синию (рифлею). Теперь их считают верхнепротерозойскими.

В изучении рассматриваемых отложений большое значение имели работы В. С. Журавлева, Д. С. Сорокова, В. Я. Кабанькова, В. А. Виноградова, Р. Ф. Солобевской, Я. Я. Кузина, И. М. Битермана, Е. Р. Горшковой, Б. Н. Леонова, Л. М. Натапова, А. А. Красильщикова и В. А. Виноградова, М. Н. Коробова, З. А. Журавлевой, В. А. Комара, А. В. Мельникова, Р. А. Биджиева, Н. И. Гогиной и др.

Верхнепротерозойские образования выходят на поверхность в двух тектонических структурах: на Оленекском сводовом поднятии и на Туорасисском поднятии.

На Оленекском сводовом поднятии верхнепротерозойские отложения залегают весьма полого, несогласно перекрывая сильно дислоцированные нижнепротерозойские толщи. Местами они ложатся на каолинит-гидрослюдистую кору выветривания мощностью до 70 м.

Наблюдается полный разрез верхнепротерозойских отложений, разделяющийся на три части. Схема их стратиграфического расчленения выработана геологами ВАГТа и НИИГА в 1961—1962 гг., материалы которых положены в основу настоящего очерка.

Нижняя часть верхнего протерозоя (PR<sub>13</sub>) включает две нижние свиты сололийской серии: сыгынахтахскую и кютингдинскую.

Сыгынахтахская свита прослеживается неширокой полосой (10—15 км) северо-восточного простирания. Она залегает с разрывом на интенсивно дислоцированных породах нижнего протерозоя, нередко заполняя углубления древнего рельефа. Свита сложена грубообломочными породами, невыдержанными по простиранию. В бас. р. Кютингде она образована кварцевыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Гальки в конгломератах представлены в основном кварцем (более 95 %), реже присутствуют кварциты, кремнистые породы, метаморфизованные песчаники, алевролиты, сланцы, обломки крупных кристаллов калиевого полевого шпата и турмалина. К СВ конгломераты замещаются песчаниками. В бас. р. Сололи конгломераты залегают в основании свиты (25—30 м), а в остальном она сложена полевошпат-кварцевыми песчаниками. Встречаются прослой кварцит-песчаников с глауконитом мощностью до 10 м. Возраст пород 1450 млн. лет определен по глаукониту из самых низов свиты. Мощность ее меняется от 200 м в бас. р. Кютингде до 65—80 м на р. Сололи [27, с. 91—100].

Изолированный выход конгломератов и песчаников сыгынахтахской свиты описан Л. М. Натановым и др. (1970 г.). А. А. Межвилк и В. Я. Кабаньков считают, что данные породы правильнее относить к маастахской свите на основании того, что в их составе в значительном количестве содержится микроклин, характерный для базального горизонта последней.

Образование сыгынахтахской свиты происходило в условиях мелководья при достаточно расчлененном рельефе дна и побережья. Об этом свидетельствуют знаки волновой ряби и тип косой слоистости, а также резкое изменение фаций и локальное накопление мощных конгломератовых толщ.

Кютингдинская свита неширокой полосой (4—6 км) окаймляет с СЗ поле распространения сыгынахтахской свиты. Она представлена в основном доломитами и известковистыми доломитами, среди которых существенную роль играют водорослевые разновидности. Для свиты характерно повсеместное наличие кремней, встречающихся в виде мелких линз, линзовидных прослоев и желваков, причем внизу разреза преобладают светлые, а вверху — темные кремни.

В основании свиты залегает 50-метровая пачка переслаивающихся зеленых алевролитов и светло-серых доломитов, среди которых имеются водорослевые доломиты. Она перекрывается толщей водорослевых доломитов мощностью 120 м. Выше залегает горизонт красных водорослевых доломитов мощностью 12—15 м. Этот горизонт прослеживается повсеместно в бас. р. Кютингде и очень легко опознается, вследствие чего может считаться маркирующим. Он перекрывается 30-метровой пачкой светлых водорослевых доломитов, почти аналогичных подстилающим. Верхи свиты (130 м) представлены часто переслаивающимися слоистыми и массивными водорослевыми доломитами, вверху имеется слой оолитовых известковистых доломитов.

В кютингдинской свите обнаружены строматолиты из групп *Kussiella* Kryl., *Collenia frequens* W a c l., *Stratifera* K o g o l и онколиты *Osagia libidinosa* Z. Z h u r., *Radiosus tenebricus* Z. Z h u r., позволяющие сопоставить эти отложения с нижней частью верхнего протерозоя Анабарского поднятия и Ю. Урала. Абсолютный возраст свиты по глаукониту 1380 млн. лет. Ее мощность 360 м.

Средняя часть верхнего протерозоя (PR<sup>2</sup><sub>3</sub>) включает следующие три свиты сололийской серии: арымасскую, дебеигдинскую и хайпакскую, залегающие между собой согласно.

Арымасская свита состоит из пестроокрашенных биогенных известняков, переслаивающихся с алевролитами и песчаниками. В основании свиты залегает 20-метровая пачка зеленовато-серых алевролитов и мелкозернистых песчаников с глауконитом. Она перекрывается пачкой мощностью до 100 м, состоящей из светлых розовато-серых, зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Эта пачка выделяется четко и может служить маркирующим горизонтом. Выше лежит 200-метровая терригенно-карбонатная толща, состоящая из линзовидных прослоев и крупных линз водорослевых известняков (водоросли в основном типа *Conophyton*), разделенных алевролитами. Вверху толщи повсеместно прослеживается 30-метровый горизонт желто-серого водорослевого известняка (водоросли типа *Conophyton*). Над ним залегают красные алевролиты мощностью около 20 м. Разрез венчается 25-метровой пачкой строматолитовых известняков со слоями пестроокрашенных алевролитов. Возраст свиты устанавливается по органическим остаткам и определен по глаукониту — 1250—1260 млн. лет (в основании свиты) и 1200 млн. лет (в ее верхах). В свите широко распространены столбчатые строматолиты типа *Conophyton lituus* M a s l., *Baicalia minuta* K o m. и столбчатые колонии типа *Colonella* sp. Мощность арымасской свиты в бас. р. Сололи 150—160 м, в бас. р. Кютингде — 360 м.

Дебенгдинская свита обнажается на правом берегу р. Кютингде и на водоразделе рек Хорбусуонка, Кютингде, Эекит. В основании свиты залегает 45-метровая пачка красных и зеленых грубозернистых песчаников кварц-глауконитового состава (глауконита до 10 %), содержащих слои пестрых алевролитов мощностью до 6 м. Выше расположен выдержанный по площади горизонт водорослевого известняка мощностью 25 м. Он перекрывается 140-метровой монотонной пачкой из зеленовато-серых и голубовато-серых алевролитов с маломощными (до 10 см) прослоями тонкозернистых песчаников и с мелкими линзочками розовато-зеленых тонкослоистых кристаллических известняков и доломитов. Выше лежит 50-метровая пачка алевролитов, светло-серых и светло-желтых водорослевых известняков. Разрез свиты венчается толщей светлых доломитов (160—180 м), среди которых преобладают водорослевые разновидности. Из низов дебенгдинской свиты собраны строматолиты *Anabaria radialis* К о т., *Conophyton garganicus* К о т., *Platella protensa* К о т., из верхов — *Colonella cormosa* К о т., *Conophyton metula* К и р и ч., *Nucleella inconformis* К о т., *Gongylinia zonata* К о т., а также онколиты *Osagia columnata* R e i t l. Абсолютный возраст пород по глаукониту, установленный для трех образцов снизу вверх по разрезу, соответственно равен 1170, 1110 и 1070 млн. лет. Мощность дебенгдинской свиты — 270—430 м.

Хайпахская свита выходит на поверхность в бас. р. Хорбусуонка. В ней выделяются, по данным А. А. Красильщикова (1967 г.), следующие 5 пачек (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые алевролиты с маломощными прослоями кварцитов и аргиллитов . . . . .	50 м
2. Кварцевые песчаники мелкозернистые . . . . .	25—30 м
3. Строматолитовые известняки с прослоями алевролитов . . . . .	45—50 м
4. Кварцевые песчаники мелкозернистые с маломощными прослоями алевролитов и песчаных известняков . . . . .	50 м
5. Строматолитовые известняки пестроокрашенные . . . . .	50—60 м
	220—240

Из этой свиты В. А. Комаром определены строматолиты: *Gymnosolen furcatus* К о т., *Conophyton garganicus* var. *nordicus* К о т., *Gengilina mixra* К о т., *Kotuikania torulosa* К о т. Абсолютный возраст пород по глаукониту определен в 1035, 1010, 985 и 920 млн. лет по образцам, взятым снизу вверх по разрезу. Мощность хайпахской свиты 220—240 м на р. Сололи и 380—430 м на р. Кютингде.

Из рассматриваемых приведенных выше стратиграфических разрезов отчетливо выступает 4 ритма осадконакопления второго порядка, входящих в один ритм первого порядка. Все они начинаются терригенными породами и заканчиваются строматолитовыми известняками. Первый ритм охватывает две свиты — сыгынахтахскую и кютингдинскую, второй — арымасскую свиту, третий — дебенгдинскую свиту и четвертый — хайпахскую.

К верхней части верхнего протерозоя (PR<sup>3</sup><sub>3</sub>) отнесены три свиты: маастахская, хатыспытская и туркутская, объединяемые в хорбусуонскую серию.

Маастахская свита развита в верховьях р. Хорбусуонки, а также в бас. рек Тас — Эекит и Кютингде. Она с угловым несогласием залегает на различных подстилающих породах, причем глубина размыва увеличивается в пределах Оленекского свода на ЮВ. В свите четко выделяются две пачки: базальная, преимущественно красно-бурая пачка, состоит из линзовидных слоев конгломератов, гравелитов, песчаников, песков и алевритов. Наибольшую мощность (35 м) эта пачка имеет в верхнем течении р. Хорбусуонки и в районе г. Лонгтонгото. К З, В и С она резко уменьшается до 2—3-метрового слоя кварцевого гравелита, хорошо выдержанного на больших площадях. На р. Хорбусуонке мощ-



ность линз базальных конгломератов достигает 5 м. Конгломераты состоят из галек кварца и железистых микрокварцитов. Постоянное присутствие микроклина (до 30—40 % объема породы) является отличительным признаком базальной пачки.

Верхняя пачка (33—45 м) сложена однообразными светлыми и темно-серыми доломитами и известняками, содержащими линзы (по 1—5 см) серых, светло-коричневых, иногда светло-зеленых кремней, а также жёоды кварца, опала и халцедона. Вверху свиты встречаются доломиты со следами водорослевой структуры. Мощность маастахской свиты 35—80 м.

Предмаастахской трансгрессии предшествовал глубокий размыв. При этом наибольшему размыву подверглась территория к В от современных выходов свиты. Большое количество микроклина в базальном горизонте свидетельствует о широком развитии гранитоидов на размываемой суше.

Хатыспытская свита развита в верхнем течении р. Хорбусуонки, по р. Беркекит, в бас. р. Кютингде и др. На маастахской свите она залегает согласно. В ее основании повсеместно прослеживаются пестроцветные песчаники и гравелиты преимущественно кварцевого состава мощностью 8—10 м. Выше залегает толща, состав которой меняется от известняка до доломитов. В бас. р. Хорбусуонки выделяются две пачки. Нижняя в основном состоит из черных и буровато-черных тонкоплитчатых известняков, содержащих линзы (до 5 м) черных толстоплитчатых и массивных известняков. В ней имеются также слои (до 8 м) светлых окремненных известняков и доломитов. Черные известняки сильно битуминозны. Мощность нижней пачки 100—110 м. Верхняя пачка (70—80 м) сложена светлыми окремненными известняками и доломитами с полосчатой текстурой. Их полосчатость обусловлена чередованием светлых карбонатных прослоев (по 1—5 мм) с темными кремнистыми. На р. Беркекит низы карбонатной толщи (40—50 м) представлены серыми доломитами с линзами и прослоями кремней. В средней части (60 м) залегают битуминозные известняки. Верхняя часть (110—120 м) сложена массивными коричневато-серыми доломитами. Общая мощность свиты 210—230 м.

Туркутская свита выходит на поверхность по р. Оленек и ее притокам, а также по левым притокам р. Молодо. По одним данным она повсеместно залегает согласно [52], а по другим сведениям свита на южном склоне Оленекского свода (бас. р. Кютингде) с резким несогласием [14] лежит на подстилающих породах. В ряде мест установлена дотуркутская кора выветривания, содержащая гидрослюда и включения ярозита [111]. В основании туркутской свиты на юге Оленекского свода залегает 10—12-метровый горизонт конгломератов, гравелитов и песчаников преимущественно кварцевого состава. Он прослеживается по всей южной половине Оленекского свода. Конгломераты содержат хорошо окатанные гальки кварца, гранитоидов, кремнистых пород. Вышележащие отложения почти нацело сложены серыми плотными доломитами, которые начинаются пачкой (45—55 м) коричневато-серых битуминозных доломитов, разбитых многочисленными трещинами отдельностей, пронизанными внизу прожилками белого и прозрачного кальцита. К середине этой пачки приурочены линзы оолитовых известняков. Выше залегает мощная (120—170 м) пачка светло-серых доломитов, очень плотных, тонко- и скрытокристаллических, участками сильно кавернозных и трещиноватых, вверху водорослевых. Эта пачка перекрывается кварцевыми песчаниками (до 10 м), в которых присутствуют гравий и мелкие гальки кварца. Свита заканчивается 15-метровой пачкой светло-серых полосчатых кавернозных доломитов. К кавернам, как правило, приурочены включения битума. В этой пачке также содержатся маломощные прослои светло-зеленых ли-

стоватых аргиллитов и слои водорослевых доломитов. Водоросли, по определению В. А. Комара, относятся к группам *Stratifera* Kogol, *Paniscollenia* Kogol, *Collenia* Kogol. З. А. Журавлевой определены катаграфии: *Vesicularites both-rydifformis* (Краснопр.) Z. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* (Reitl.) Z. Zhur., характерные для верхов верхнего протерозоя, обрамляющего Анабарский массив. Мощность туркутской свиты 120—200 м.

Верхнепротерозойские отложения хр. Туора-Сис (Туорасисский выступ) изучались В. А. Виноградовым, С. И. Грошиным, М. Н. Коротовым, А. В. Мельниковым, З. А. Журавлевой, В. А. Комаром, Н. М. Чумаком. Наиболее полные данные опубликованы И. Н. Крыловым и др. [94], которые здесь выделяют средний, верхний рифей и вендский (юдомский) комплекс. В данной записке средний и верхний рифей объединяются в среднюю часть верхнего протерозоя, а вендский комплекс — в верхнюю часть верхнего протерозоя. На карте они показаны единым контуром с индексом PR<sub>3</sub><sup>2+3</sup>.

Отложения, относящиеся к средней части верхнего протерозоя на хр. Туора-Сис, подразделяются на четыре свиты: уктинскую, эсэлэскую, нелегерскую и сизэчанскую, залегающие между собой согласно.

Уктинская свита установлена только на р. Укта. Подошва свиты не вскрыта. В низах ее залегает пачка красновато-бурых и фиолетово-бурых алевролитов с прослоями кварцитовидных песчаников мощностью 5—10 см. Выше лежат светлые кварцевые песчаники, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами. Местами в них содержатся линзы гравелитов. Мощность нижней пачки достигает 180 м. Верхи уктинской свиты сложены темно-серыми и зеленовато-серыми доломитами, содержащими биогермы ветвящихся строматолитов *Baicalia minuta* Kott. и др. Мощность свиты по одним данным 150—200 м, а по другим — 225—240 м.

Эсэлэская свита развита по рекам Укта, Нелегер, Эсэлэ, Кёнгей и на р. Лене. Свита сложена однообразными светло-серыми и белыми массивными преимущественно водорослевыми доломитами, содержащими многочисленные колонии строматолитов *Colonella cormosa* Kott., *Conophyton cylindricus* Masl. и др., что позволяет относить свиту к середине верхнего протерозоя. Мощность свиты, по данным В. А. Виногорова и др. (1966 г.), 700 м, а по Р. А. Биджиеву и др. (1970 г.) — 400—450 м.

Нелегерская свита наиболее полно представлена на реках Лене, Нелегер, Игнашка и др. В основании свиты повсеместно залегает пласт (5—10 м) кварцитовидных светло-серых песчаников, содержащих незначительные скопления гравия и гальки кварца. В целом нелегерская свита сложена известняками и доломитами, содержащими многочисленные включения кремней. Ее нижняя половина (150—160 м) сложена равномерно чередующимися пластами светло-серых доломитов, содержащих строматолиты *Colonella cormosa* Kott. и *Conophyton cylindricus* Masl., и темно-серых глинистых известняков. Верхняя половина свиты мощностью до 280 м, представлена темно-серыми глинистыми плитчатыми или листоватыми битуминозными известняками. В самых верхах свиты содержатся онколиты *Osagia tenuilamelata* Reitl. и катаграфии *Vesicularites* Reitl. Нахождение в нелегерской свите указанных строматолитов, онколитов и катаграфий позволяет относить ее к верхнему протерозою. Мощность свиты дается разная — от 780 м [81] до 230—240 м [94].

Сизэчанская свита обнажается в долине р. Лены и ее правых притоков и по левым притокам р. Кёнгей. Она довольно четко разделяется на две пачки. Нижняя пачка (220—260 м) сложена красными и зелеными мергелями и аргиллитами, содержащими прослойки зеленовато-серых известняков с включениями кремней. В ее низу (15—

40 м) известняки преобладают. Верхняя пачка (60—80 м) состоит из доломитов и доломитизированных известняков, содержащих биогермы *Gymnosolen furcatus* Кот. и линзовидные прослои известковистых брекчий и конгломератов. Отсюда определены *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Sterospheroides radiosus* Z. Zhur., *Glebosites gentilis* Z. Zhur. Мощность свиты, равная 350—400 м, в южном направлении из-за ее размыва резко сокращается.

В хр. Туора-Сис к верхам протерозоя — венду отнесена хараютехская свита, которая обнажается в долине р. Лены и ее притоков, а также в долинах левых притоков р. Кёнгдей, где она лежит несогласно. По литологическому составу она подразделяется на две подсвиты. Нижняя подсвита, соответствующая маастахской свите Оленекского свода, сложена пестроцветными песчаниками с линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, содержащими слои песчанистых доломитов с *Osagia* sp. и известняков. Мощность подсвиты 75—100 м. Верхняя подсвита (300—450 м), отвечающая хатыспытской и туркутской свитам Оленекского свода, начинается пачкой черных глинистых битуминозных известняков и битуминозных сланцев (80—90 м). В ней имеются маломощные слои доломитов, содержащие биогермы строматолитов *Boxinia grumulosa* Кот. В породах наблюдаются линзы черных кремней. Выше залегает толща (400 м) массивных и плитчатых светло-серых и темно-серых доломитов и доломитизированных известняков, содержащих линзы и включения кремней. Отдельные слои доломитов сложены строматолитами *Paniscollenia emergens* Кот. Свита венчается пластом онколитовых доломитов мощностью 25 м. Из верхней подсвиты определены онколиты *Osagia minuta* Z. Zhur и катаграфии *Vermiculites irregularis* (Reitl.) Z. Zhur., *Vesicularites lobatus* Reitl. Строматолиты, онколиты и катаграфии хараютехской свиты позволяют отнести ее к верхам протерозоя (юдомский комплекс). Мощность хараютехской свиты 375—550 м. В разрезе свиты отчетливо выделяются отложения трех седиментационных трансгрессивных ритмов: терригенно-доломитового, терригенно-известкового и доломитового.

Общая мощность протерозоя хр. Туора-Сис равна 1730—1800 м [94].

Породы верхнего протерозоя подверглись выветриванию в предкембрийское время. Кора выветривания этого времени встречена Л. П. Смирновым и др. (1968 г.) на р. Оленек между притоками Куойка и Беенчима, на левом берегу р. Лены южнее пос. Чекуровка. Субстратом коры являются карбонатные породы туркутской и хараютехской свит. По составу кора гидрослюдисто-каолининовая. Мощность ее от 0,3 до 5 м.

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения широко развиты в районе. Для бас. р. Оленек схема стратиграфии кембрийских отложений была разработана А. И. Гусевым (1950 г.) и несколько детализирована В. Я. Кабаньковым и К. К. Демокидовым (1955 г.). Первые достоверные данные о наличии в хр. Туора-Сис отложений кембрия были получены после обработки Е. В. Лермонтовой коллекций В. И. Соколова, проводившего исследования в указанном районе в 1931 г. Дальнейшее уточнение стратиграфии кембрийских отложений было произведено при мелкомасштабной геологической съемке Г. Г. Григорьева и А. К. Боброва в 1942 г., В. В. Петропавловского и О. Д. Возвышаевой в 1947—1953 гг., И. П. Атласова, К. С. Забурдина, М. Н. Злобина, В. М. Муравленко, А. Н. Наумова, В. А. Первунинского, Л. П. Смирнова, Д. С. Соколова и др. Группа в составе В. Я. Кабанькова, Н. П. Лазаренко,

В. Е. Савицкого и Р. Ф. Соболевской под руководством К. К. Демочкина в 1953—1957 гг. детализировала имевшуюся стратиграфическую схему, связав ее со схемами других регионов Советского Союза. Дальнейшее изучение кембрийских отложений бас. р. Оленек и низовьев р. Лены осуществлялось в ходе среднемасштабной геологической съемки, проведенной геологами НИИГА, ВАГТа, ЯТГУ.

К настоящему времени достаточно детально разработана биостратиграфия кембрийских отложений рассматриваемой территории. Палеонтологическое обоснование стратиграфических схем выполнялось И. Т. Журавлевой, М. Н. Коробовым, В. И. Коршуновым, Н. П. Лазаренко, В. В. Миссаржевским, Н. В. Покровской, Л. Н. Репиной, Н. Е. Чернышевой. В унифицированной схеме кембрия Сибири, утвержденной в 1963 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом, нижний отдел включает два яруса — алданский и ленский, средний — амгинский и майский. Для верхнего кембрия ярусное деление не утверждено.

В результате стратиграфических исследований последних лет получены данные, позволяющие поднимать вопрос о пересмотре объемов ярусов и уточнении их границ. Для нижнего отдела кембрия предложено деление на три яруса — алданский, ботомский и ленский. А. Ю. Розанов и В. В. Миссаржевский для древнейших слоев нижнего кембрия предлагают выделить томмотский ярус. Имеется предложение выделять и в среднем кембрии не два, а три яруса — амгинский, чайский и майский [92]. Большие работы проведены по изучению верхнего кембрия, в результате которых для этого отдела предлагаются три яруса — туорский, чекуровский и хос-нелегерский [65, 198].

Кембрийские отложения в пределах рассматриваемой площади представлены известняками, глинистыми известняками, доломитами и горючими сланцами. В их основании почти повсеместно присутствует пачка терригенных пород, сложенная алевролитами и песчаниками с включением конгломератов и пластовых тел долеритов. Вероятно, перерыв в осадконакоплении не был длительным, поскольку в низовьях р. Оленек доломиты венда местами постепенно сменяются песчаниками кембрия.

В фаціальном отношении кембрийские отложения не однородны. Более однообразны отложения куранахского горизонта нижнего кембрия и джахтарского горизонта среднего кембрия. Это однотипные кирпично-бурые и серые глинистые известняки. Отложения ленского яруса и амгинского яруса на большей части территории представлены толщей битуминозных известняков и горючих сланцев. На отдельных участках, на севере территории, их фаціальным аналогом является маломощная толща органогенно-детритовых известняков. Фаціальное наиболее изменчивы отложения верхов среднего и верхнего кембрия, среди которых наблюдаются все взаимопереходы от глинистых известняков до доломитов.

## Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия широкой полосой окаймляют выходы позднепротерозойских пород, слагающих своды поднятий (Куойкско-Далдынского и Солонийского) в долине р. Оленек, а также наблюдаются на крыльях положительных структур хр. Туора-Сис (Чекуровской и Булкурской антиклиналей). Кроме того, ими слагается водораздельная часть левобережья верхнего течения р. Молодо.

Нижнекембрийские отложения залегают на размытых породах позднего протерозоя и подразделяются на алданский и ленский ярусы (табл. 2).

Схема корреляции кембрийских отложений

Отдел	Ярус	Горизонт	Река Оленек — от р. Сухана до р. Амьдай	Река Муна	Река Оленек — от р. Амьдай до р. Керсюке	Река Оленек — от р. Керсюке до р. Хорбусуонка	Хр. Туора-Сис	
							северная часть	южная часть
Верхний	Хос-нелегерский Кутугунский Чомурдахский						Балаганахская свита 400 м	Огонерская свита 397 м
		Кутугунская свита 170—340 м	Кутугунский горизонт 35 м	Суханская (биректинская) свита 275 м	Лапарская свита 200 м			
		Чомурдахская свита 300—360 м	Чомурдахский горизонт 60 м					
Средний	Майский	Силигирский	Силигирская свита 180 м	Силигирский горизонт 60 м	Тюес-салинская свита 55—70 м	Тюес-салинская свита 198 м	Огонерская свита 257—317 м	
		Джахтарский	Джахтарская свита 80 м	Джахтарский горизонт 130 м				
	Амгинский	Оленекский		Оленекский горизонт 50—80 м	Юнкюлябит-юряхская свита 115 м	Юнкюлябит-юряхская свита 166 м	Маяктахская свита 29 м	Маяктахская свита 85 м
		Куонамский		Куонамская свита	Куонамская свита 43—61 м	Ноуйская свита 50 м	Сэктэнская свита 85 м	Сэктэнская свита 43 м
Нижний	Алданский	Кура-нахский		32, 35 м	Еркекетская свита 125—135 м	Еркекетская свита 105—135 м	Тюесэрская свита 129 м	Тюесэрская свита 210 м
		Чабурский			Кессюсинская свита 45—50 м	Кессюсинская свита 105—115 м		
					Туркутская свита	Хараютэхская свита		

Отложения алданского яруса (*E<sub>1al</sub>*) по литологическим особенностям и комплексам органических остатков делятся на чабурский и куранахский горизонты [35, 62].

К чабурскому горизонту относятся карбонатно-терригенные породы, которые в бас. р. Оленек выделены как кессюсинская свита, а в бас. р. Лены они слагают нижнюю треть тусэрской свиты.

Кессюсинская свита отличается пестротой литологического состава и непостоянной мощностью. В основном она сложена осадочными породами, но местами в ее основании присутствуют базальты и их туфы. Непосредственный контакт с подстилающими породами верхнего протерозоя наблюдался по р. Беенчиму, рекам Олонгдо и Юсэ-Ютэх и на р. Оленек, ниже устья реч. Керсюке. На всех трех участках характер нижнего контакта различный. На р. Беенчиму в основании кессюсинской свиты залегают линза мелкогалечного конгломерата мощностью до 0,7 м, в составе которого, кроме кварца и песчаников, отмечаются гальки доломитов туркутской свиты. Цемент песчаниковый, зеленовато-серый. Остальную часть свиты слагают серые, зеленовато-серые и серовато-фиолетовые алевролиты с прослоями мелкозернистых кварц-глауконитовых песчаников. Вверху свиты появляются слои (0,5—2,3 м) глауконит-песчанистых известняков. Несколько западнее, в бас. реч. Куойка на этом уровне в свите присутствуют прослои зеленовато-серых плотных алевритистых доломитов. Здесь мощность кессюсинской свиты, по данным Д. С. Яшина и др. (1965 г.), равна 45—50 м.

В нижнем течении р. Оленек кессюсинская свита разделяется на четыре пачки [65]. Непосредственный контакт нижней пачки наблюдался на левом берегу р. Оленек, в 3 км ниже устья реч. Керсюке. Она начинается с маломощного прослоя (2—15 см) зеленовато-голубоватых глин с включением обломков песчаниковых конгломератов, перекрывающих глины. Галька представлена мелкими плохо окатанными обломками кварца и редкими, но хорошо окатанными обломками нижележащих пород. Цемент глинисто-серицитовый, сильно обогащенный гидроокислами железа. По простирацию мелкогалечные конгломераты замещаются крупно- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками мощностью от 0 до 15 м. Вторая пачка (до 40 м) сложена тонкослоистыми, иногда сланцеватыми алевролитами зеленовато-фиолетовых оттенков. Состав их кварцевый. Цемент известково-глинисто-кремнистый. Широко развита косая слоистость. Местами в основании пачки встречаются линзовидные прослои крупногалечных конгломератов, обломки которых представлены микрозернистыми доломитами; цемент известковистый, обогащен глауконитом. В нижней половине пачки найдены анабариты. Третья пачка (23 м) представлена тонко- и среднеплитчатыми, косослоистыми известковистыми алевролитами и алевритистыми известняками темно-серой и серой окраски с зеленоватыми оттенками. Абсолютный возраст их по глаукониту 550 млн. лет. Вблизи кровли появляется первый слой (1,5 м) разнотельного песчаника. В его составе преобладают угловатые и округлые зерна кварца и концентрически-скорлуповатого строения оолитоподобные зерна кальцита. Для алевролитов характерно присутствие черного органического вещества, приуроченного к отдельным поверхностям напластования. У подошвы пачки найдены первые в чабурском горизонте ангустиокреиды и мелкие ядра хиолитов. В 15 м выше по разрезу в алевритистых известняках обнаружены редкие остатки *Hyolithellus* sp., крышечки хиолитов и раковины гастропод *Aldanella* sp. Четвертая пачка (37 м) преимущественно карбонатная. В ее нижней половине преобладают светло-серые песчанистые онколитовые известняки и серовато-буровато-зеленоватые известняки комковатого сложения. По простирацию и вверх по разрезу комковатые разности замещаются известковистыми

зеленоватыми алевролитами либо серыми гравийными песчаниками преимущественно кварцевого состава с включением хорошо окатанной гальки до 10 см и более в поперечнике. Цемент песчанисто-карбонатный. В алевролитах значительное количество глауконита. Вблизи кровли пачки вновь появляются прослои онколитовых и комковатых известняков и известковистых алевролитов, которые перекрываются пластом (2 м) мелкогалечных зеленовато-серых конгломератов. В гальке преобладает кварц. Цемент песчанисто-кальцитовый с большим количеством зерен глауконита. По всей пачке найдены остатки хиолитов, хиолитольминтов, гастропод, микрофитолитов и акритарх.

Аналогичный разрез кессюсинской свиты наблюдался А. А. Красильщиковым и др. (1961 г.) в бас. рек Олонгдо, Юсэ-Юрэх и А. Н. Вишневым и др. (1959 г.) на реках Керсюке и Хорбусуонка. Здесь в основании свиты залегают линзы псефитовых туффитов красной-бурой и зеленовато-серой окраски. Преобладают (60—75 %) угловато-окатанные обломки доломитов и эффузивных пород размером от 1—2 до 15—20 см. По простирацию туффиты замещаются разноместными кварцевыми песчаниками. Мощность туффитов и песчаников варьирует от 0 до 15 м. В онколитовых известняках верхней части свиты найдены остатки гастропод *Oelandiella cf. sibirica* V o s t.

Мощность кессюсинской свиты 105—115 м.

К чабурскому горизонту в хр. Туора-Сис относятся нижняя подсвита и низы средней подсвиты тусэрской свиты, залегающие на разных горизонтах хараютехской свиты позднего протерозоя. Горизонт складывается косослоистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, пестрыми алевролитами и песчанистыми известняками. Цемент карбонатный, местами кремнистый. Хорошо окатанные гальки конгломератов, вскрытых на м. Чекуровском, представлены почти полностью красными гранит-порфирами и очень редко кремнями. Песчаники включают два пластовых тела базальтов с отчетливой шаровой отдельностью и миндалекаменной структурой. В кровле одного из этих тел наблюдается зона выщелачивания, принимаемая некоторыми исследователями за кору выветривания [81]. В пестрых алевролитах и песчанистых известняках вблизи кровли горизонта найдены остатки хиолитов, гастропод, анабаритов и других органических остатков [106]. Мощность горизонта от 39,5 м на С до 67 м на Ю.

Куранахский горизонт в бас. р. Оленек и правых притоков р. Молодо представлен еркекетской свитой, в бассейне нижнего течения р. Лены — двумя верхними подсвитами тусэрской свиты. В основании куранахского горизонта имеются следы размыва. Вблизи устья р. Куойки обнаружена переотложенная гидрослюдисто-каолинистая кора выветривания мощностью 0,12—0,15 м, залегающая на базальном конгломерате куранахского горизонта [31].

На р. Оленек и в бас. рек Беенчиме и Молодо отложения куранахского горизонта Н. А. Цейдлером и др. (1969 г.) подразделяются на три пачки. Нижнюю пачку (51—52 м) составляют сильноглинистые известняки, преимущественно кирпично-бурые, тонкопереслаивающиеся с зеленовато-серыми и пятнистыми разностями. Местами на контакте с кессюсинской свитой присутствуют линзы известковистых конгломератов. В породах встречены редкие хиолиты. Средняя пачка (50—55 м) представлена известняками кирпично-бурыми, переслаивающимися через 10—30 см с зеленовато-серыми и темно-серыми коричневатыми известняками комковатого сложения. В ней многочисленны остатки крупных хиолитов и беззамковых брахиопод и редкие трилобиты семейства *Olenellidae* и *Pagetiidae*. Верхняя пачка (25—27 м) отличается по зеленовато-серой окраске сильноглинистых органогенно-обломочных известняков. Органические остатки многочисленны и

разнообразны и представлены трилобитами, брахиоподами, гастроподами, остракодами, археоциатами, спикулами губок.

На р. Оленек, ниже устья Торкукуй и рек Олонго и Юсэ-Ютэх отложения куранахского горизонта также расчленяются на три пачки. Нижняя пачка (40—65 м) начинается конгломератами (до 0,3 м). В гальке преобладают обломки нижележащих мелкогалечных конгломератов и алевролитов кессюсинской свиты. Размеры галек по длинной оси 3—10 см, реже плитки до 30 см. Цемент карбонатный, с большим количеством глауконита, из-за присутствия гидроокислов железа окрашенный в кирпично-бурые тона. Выше залегают кирпично-бурые и реже зеленовато-серые плотные глинистые известняки, иногда органо-генно-детритовые, сменяющиеся вверх по разрезу более глинистыми разностями. Породы содержат многочисленные остатки крупных хиолитов, редких трилобитов и брахиопод.

Среднюю пачку (37—50 м) слагают зеленовато- и коричневатосерые органо-генно-обломочные известняки комковатого сложения. Вблизи основания пачки — прослой вишнево-буроватых глинистых известняков. По всей пачке встречаются трилобиты *Triangulaspis lermontovae* L a z., *Pagetiellus lenaicus* (Toll), *P. cf. anabarus* L a z., *Hebediscus ponderosus* L e g m., *Judomia dzevanovskii* L e g m., многочисленные беззамковые брахиоподы, единичные гастроподы, хиолиты и спикулы губок.

Верхняя пачка (28—31 м) представлена различно окрашенными, сильноглинистыми, органо-генно-обломочными известняками, иногда комковатыми. Поверхности напластования бугристые, с глинистыми примазками. Окраска постепенно меняется от преобладающей кирпично-бурой внизу до зеленовато-серой сверху. Органические остатки многочисленны и разнообразны. Трилобиты представлены несколькими видами родов *Hebediscus*, *Pagetiellus*, *Triangulaspis*, *Judomia*, *Uktaspis*; многочисленны брахиоподы рода *Obolella*; встречаются гастроподы, археоциаты, остракоды, водоросли, губки [36].

В куранахском горизонте бас. р. Хорбусуонки и правых притоков р. Келимьяр А. А. Красильщиковым и др. (1961 г.) выделяется четыре пачки. На онколитовых известняках верхов кессюсинской свиты с постепенным переходом залегают глинистые кирпично-бурые известняки, которые выше тонко переслаиваются с зеленовато-серыми разностями. На контакте свит иногда присутствует гравий и галька, по простиранию замещающиеся известняками. Мощность пачки 70—80 м. Вверху ее найдены редкие остатки трилобитов. Последующая пачка (60 м) залегают согласно и представлена известняками серыми и темно-серыми, коричневатыми, комковатого сложения. По всему разрезу встречаются остатки трилобитов *Hebediscus attleborensis* (F. et Sh.), *Judomia tera* L a z., *Uktaspis* sp., а также беззамковых брахиопод, хиолитов, гастропод и губок. Третью пачку (20—25 м) слагают доломитизированные известняки светло-серые с редкими прослоями коричневатосерых и желтовато-зеленоватых разностей. В верхах пачки имеются слои песчаных известняков до 2,8 м мощностью. Среди многочисленных трилобитов особенно характерны *Triangulaspis lermontovae* L a z., *Chorbulsulina* sp., *Judomia dzevanovskii* L e g m., *Uktaspis* sp. Для четвертой пачки (10—15 м) характерны известняки светло-серые, органо-генно-обломочные, доломитизированные, с включением зерен глауконита. Органические остатки многочисленны. Наряду с руководящими видами трилобитов верхов алданского яруса здесь присутствуют первые представители семейства Protolenidae, характерные в основном для отложений ленского яруса.

В хр. Туора-Сис к куранахскому горизонту относятся средняя (исключая самые низы) и верхняя подсвиты тусэрской свиты. Их разрез сходен с разрезом куранахского горизонта бас. р. Хорбусуонки.



Средняя подсвета тюсэрской свиты в южной части хр. Туора-Сис делится на две пачки. Нижнюю (18 м) слагают глинистые известняки и известковистые аргиллиты, переслаивающиеся через 3—10 см. Окраска пестрая: от зеленовато-серой до красно-бурой. В пачке встречаются гастроподы, хиолиты, брахиоподы, камениды и в ее верхах археоциаты [19, 54, 106]. Верхнюю пачку (33 м) слагают известняки массивные, местами доломитистые или глинистые, с включением глауконита, с маломощными прослойками мергелей или известняковых конгломератов. Окраска красновато-бурая, реже зеленовато-серая. Характерны массовые остатки брахиопод, хиолитов, водорослей и губок, а также биогермы, переполненные археоциатами. В верхах пачки появляются трилобиты родов *Pagetiellus* и *Nevadella*.

Верхняя подсвета тюсэрской свиты (74 м) сложена сероцветными комковатыми известняками со слоями массивных песчанистых или алевролитистых разностей. Для верхов разреза характерна значительная вкрапленность черного битума. Породы переполнены остатками трилобитов родов *Hebediscus*, *Pagetiellus*, *Judomia*, *Chorbusulina*, *Charaulaspis*, *Uktaspis* и беззамковых брахиопод. Реже встречаются археоциаты, водоросли, губки, гастроподы, остракоды.

На севере хр. Туора-Сис отложения куранахского горизонта отличаются большей доломитистостью и песчанистостью сероцветной части разреза и присутствием онколитовых разностей известняков, лишенных остатков скелетной фауны. Мощность 105 м.

Мощность куранахского горизонта в верховьях р. Олонгдо равна 105—146 м, в бас. р. Хорбусуонки 160—180 м.

## Нижний — средний отделы

Отложения ленского яруса нижнего отдела и большей части амгинского яруса среднего отдела выделены (*El-am*) как единый куонамский горизонт. В большинстве мест их нижний контакт согласный, а местами, например около устья р. Некекит, Л. П. Смирновым и др. (1968 г.) отмечена переотложенная гидрослюдисто-каолининовая кора выветривания мощностью 0,5 м.

В куонамский горизонт входит куонамская свита и ее фациальные аналоги — ноуйская и сэктэнская свиты (см. табл. 2).

Состав пород куонамской свиты в пределах площади ее распространения мало изменчив. В целом свиту слагают известково-глинисто-кремнистые черные сланцы, переслаивающиеся с глинистыми зеленовато-серыми и кремнистыми темно-серыми до черных битуминозными известняками. В низах свиты (7,5—21 м), содержащей фауну ленского яруса, преобладают тонколистоватые сланцы. В верхней ее части (32—35 м), принадлежащей к амгинскому ярусу, количественное соотношение известняков и сланцев примерно одинаково, но вверху разреза породы значительно окремнены. Заканчивается свита двумя характерными пластами — светло-серых желтоватых, очень плотных известняков (1,7—2,3 м), перекрываемых черными листоватыми сланцами (1,9—2,7 м) (малокуонамский и маспакыйский горизонты), по В. Е. Савицкому [95], которые прослеживаются повсеместно. Нижний контакт согласный. Местами (район устья р. Некекит) свита начинается прослоем (0,15—0,2 м) зеленовато-желтой обохренной породы, напоминающей глинистую массу с дресвой черных сланцев и мелких обломков нижележащих известняков [16]. Наличие таких пород в основании свиты позволяет Н. А. Цейдлер и др. (1969 г.) и Д. А. Вольнову и др. (1960 г.) считать, что на рубеже алданского и ленского веков имел место перерыв в осадконакоплении.

Органические остатки в куонамской свите многочисленны и очень разнообразны. Граница между ленским и амгинским ярусами литоло-

гически не выражена, устанавливается по исчезновению характерных для ленского яруса *Micmacca tumida* Su v., *Paramicmacca petropavlovskii* Sov., *Lermontovia grandis* (Leg m.) и появлению агностид и среднекембрийских Oryctocephalidae.

Возрастным эквивалентом куонамской свиты в бассейне нижнего течения р. Оленек и правых притоков р. Келимяр является ноуйская свита. Она сложена светло-серыми, с голубоватым или коричневатым оттенком глинистыми и органогенно-обломочными известняками с прослоями буроватых пород комковатого сложения в нижней части. Для верхней половины свиты характерны слои коричневатых органогенно-обломочных известняков и два пласта (1,5 и 2,0 м) черных листоватых горючих сланцев, разделенных темно-серыми плотными известняками (1,7 м). Верхняя граница ноуйской свиты совпадает с кровлей второго пласта горючих сланцев. По остаткам трилобитов, переполняющих эти сланцы, устанавливается их соответствие кровле куонамской свиты. В основании свиты найдены трилобиты *Protolenus jakutensis* L a z., *Bergeroniellus asiaticus* Leg m., *Erkelina skita* L a z., *Paramicmacca* sp. и редкие *Pagetiellus lenaicus* (Toll). Выше в разрезе (10—15 м) встречены редкие *Paramicmacca petropavlovskii* Su v., *Micmacca tumida* Su v., *Pagetia horrida* Leg m., *Anabaraspis* sp., на основании чего вмещающие слои отнесены к ленскому ярусу.

Граница между ленским и амгинским ярусами неотчетлива и проводится по подошве известняков с *Ptarmigania* sp., *Anabaraspis splendens* Leg m., *Pagetia ferox* Leg m. Верхняя часть ноуйской свиты (25—35 м), принадлежащая к амгинскому ярусу, содержит разнообразный комплекс органических остатков, по видовому составу почти аналогичных комплексу из куонамской свиты. Такая трактовка объема ноуйской свиты согласуется с первоначальным ее пониманием А. И. Гусевым (1939 г.), но не отвечает объему и содержанию свиты с аналогичным названием, вошедшим в литературу по работам К. К. Демокидова и др. (1952 г.) и А. И. Гусева (1950 г.). А. И. Гусев полагал, что ноуйская свита мощностью 140 м согласно перекрывает еркекетскую свиту и содержит фауну ленского яруса. Взаимоотношения ее с вышележащей юнкюлябит-юряхской свитой ему были не ясны. Согласно их контакт был установлен позже В. С. Журавлевым и Д. С. Сороковым в 1954 г. Приняв схему А. И. Гусева и убедившись в стратиграфической полноте кембрийского разреза в долине р. Оленек, эти исследователи пришли к выводу, что ноуйской свите нет места в разрезе и что ее не существует. Такое представление могло сложиться потому, что мощность ноуйской свиты первоначально была завышена почти втрое, а характеристика ее вещественного состава была недостаточно полной. Д. С. Сороков включил отложения ноуйской свиты в объем еркекетской, увеличив мощность последней до 200 м.

На Межведомственном стратиграфическом совещании в г. Якутске в 1961 г. отложения ноуйской свиты (в объеме ленского и большей части амгинского яруса) были обособлены от еркекетской и юнкюлябит-юряхской свит, но оставлены без названия, а позднее на это стратиграфическое подразделение было распространено наименование куонамского горизонта [100]. Что касается ноуйской свиты бас. р. Хорбусуонки и правых притоков р. Келимяр, то это название было применено для верхней, преимущественно сероцветной части еркекетской свиты, объем которой тем самым был сужен до пачки кирпично-бурых известняков (70—80 м), что совершенно противоречит первоначальному пониманию еркекетской свиты.

В пределах хр. Туора-Сис куонамскому горизонту отвечает сэктэнская свита, которая согласно залегает на тусэрской свите и фациально изменчива по площади. В южной части хребта (на м. Чекуровском) нижнюю половину свиты слагают известняки (16 м) серые и буровато-

серые, разноплитчатые, местами комковатого сложения, преимущественно органогенно-детритовые, частично доломитизированные. В их основании найдены трилобиты *Protolenus jakutensis* L a z., *Nelegeria lata* K o g., *Neopagetina* sp., а вблизи кровли — *Kootenia* sp., *Paramicmacca petropavlovskii* S u v. [54]. Такой состав трилобитов указывает на принадлежность слоев к ленскому ярусу. Выше залегают известняки (13 м) серые, буровато- и желтовато-серые, доломитистые, органогенно-обломочные с пластами более глинистых известняков комковатого сложения. Граница между ленским и амгинским ярусами на юге хр. Туора-Сис литологически неотчетливая. Она устанавливается по появлению трилобитов *Paradoxides* sp., *Dolichometopus* sp., *Kounamkites* sp., *Chondranomocare* sp. и др. Органические остатки в описываемых известняках имеют угнетенный облик. Верхи сэктэнской свиты представлены пачкой (13,5 м) черных листоватых, известково-глинистых сланцев, переслаивающихся с пластами битуминозных органогенно-обломочных известняков. В кровле пачки присутствуют два характерных пласта (известняки и сланцы), аналогичные таковым из кровли куонамской свиты. Органические остатки в сланцах обильны и разнообразны. Комплексы трилобитов аналогичны комплексам верхов куонамской свиты бас. р. Оленек.

На севере хр. Туора-Сис сэктэнская свита (55 м) полностью слагается известняками. Отложения ленского яруса представлены известняками коричневато-серыми, глинистыми, комковатого сложения с включением прослоев светло-серых органогенно-обломочных известняков с вкрапленностью глауконита. По всему разрезу встречаются многочисленные остатки трилобитов, брахиопод и хиолитов, а в основании редкие археоциаты, в целом характерные для ленского яруса. Граница между ленским и амгинским ярусами литологически не выражена. Она определяется по появлению типично среднекембрийских трилобитов *Paradoxides* ex gr. *pinus* H o l m, *Dolichometopus perfidelis* J e g., *Kounamkites* sp., *Chondranomocare speciosum* R o m., *Triplagnostus gibbus* (L i p n g s.).

Верхнюю часть сэктэнской свиты (28 м) слагают известняки серые и коричневато-серые, толсто- и массивно-плитчатые, органогенно-обломочные, с вкрапленностью зерен глауконита. По всему разрезу встречаются многочисленные остатки трилобитов, брахиопод, гастропод и хиолитов.

## Средний отдел

Отложения среднего кембрия вскрываются в бассейнах рек Муна и Оленек, верхнего течения р. Молодо и хр. Туора-Сис. Они окаймляют толщи нижнего кембрия, на которых залегают повсеместно согласно.

В среднем кембрии выделяются амгинский и майский ярусы. Амгинскому ярусу соответствуют верхи куонамского и низы оленекского горизонтов. Майский ярус объединяет отложения верхнего подгоризонта оленекского горизонта, джахтарский и силигирский горизонты. Оленекский и Джахтарский горизонты из-за общности литофациальных особенностей и относительно небольшой мощности показаны на карте совместно ( $E_{2ol}+dg$ ). На оленекском поднятии майский ярус ( $E_{2m}$ ) на карте не разделен на горизонты.

Оленекский горизонт распространен в бас. р. Муна и правых притоков р. Молодо, к нему же относятся отложения всей или большей части юнкюлябит-юряхской свиты в бас. р. Оленек и маяктахской свиты на хр. Туора-Сис (см. табл. 2). Нижняя граница оленекского горизонта литологически четко выражена, стратиграфически согласная. Оленекский горизонт подразделяется на нижний и верхний подгоризонты.

Нижний подгоризонт (верхи амгинского яруса) слагают известняки (8—15 м) серые, слабо-зеленовато-желтоватые, плотные, каверзные, с включением зерен пирита и глауконита. В южной части хр. Туора-Сис, где сероцветные известняки постепенно сменяются красноцветными, мощность подгоризонта увеличивается до 20 м. В известняках встречаются многочисленные остатки трилобитов *Pseudanomocarina aojiformis* N. Tchern., *Corynexochus tersus* Laz., *Peronopsis bifurcatus* P o k r., *Paradoxides* sp., *Dawsonia* sp., *Bailiaspis dalmani* (A n g.), а также брахиопод, гастропод и хиолитов.

Верхний подгоризонт представлен преимущественно кирпично-бурыми глинистыми известняками и мергелями, вверх по разрезу переслаивающимися с известняками пятнистой и серой окраски, менее глинистыми, плотными. Для всех известняков характерны стилолитовые швы, бугристые поверхности напластования с глинистыми примазками, знаки течения осадков, реже трещины усыхания. Мощность изменяется от 32 м на юге до 108 м на севере хр. Туора-Сис. На остальной площади она меняется от 50 до 80 м. Многочисленные остатки трилобитов, редких брахиопод, гастропод и хиолитов приурочены главным образом к пятнистым и серым разностям известняков. Из трилобитов наиболее характерны *Dorypyge olenekensis* Laz., *Corynexochus perforatus* L e g m., *Linguagnostus grönwalli* K o b., *Metanomocare* sp., *Anomocarioides divulgatus* L a z., определяющие нижний подъярус майского яруса.

Джахтарский горизонт залегает на оленекском согласно и характеризуется переслаиванием кирпично-бурых глинистых и пятнистых известняков и мергелей с серыми их разностями. Вверх по разрезу закономерно сокращается количество пестроокрашенных пород. В верхней части разреза проявляется окремнение, отчетливая ритмичность в наслоении и коричневатая окраска пород. Все поверхности напластования бугорчатые, с глинистыми примазками. Мощность горизонта изменяется от 60 м ниже устья р. Кютингде до 130 м в низовьях р. Муна и на севере хр. Туора-Сис.

Органические остатки встречаются по всей толще известняков, но приурочены главным образом к поверхностям напластования зеленовато-серых пелитоморфных разностей. Из трилобитов наиболее характерны представители родов *Anomocarioides*, *Dasometopus*, *Corynexochus*, *Anomocarina*, *Forchhammeria*, *Centropleura*, *Solenopleura*, *Phalagnostus*, *Goniagnostus* и *Lejopyge*. По многообразным трилобитам отложения джахтарского горизонта разделяются на две зоны, или два подгоризонта [27]. В общем джахтарский горизонт соответствует нижней половине верхнемайского подъяруса.

Силигирский горизонт (E<sub>2</sub>sl) залегает на джахтарском согласно. Для отложений характерна четко выраженная ритмичность, коричневатая-серая окраска, наличие линз и прослоев брекчированных известняков и конгломератов либо маломощных прослоев черных листоватых сланцев. Мощность и вещественный состав отложений изменчивы. Намечается два типа разрезов силигирского горизонта. Первый развит в бас. рек Оленек (от р. Укуит до р. Бороуллах), Муна, Моторчуна и Сюнгэде, где он представлен монотонно повторяющимися отложениями мощностью 40—60 м. Этим отложениям присваивались разные наименования — силигирской, биректинской или тюес-салинской свит [155, 100]. Позднее за ними сохранили название силигирского горизонта [27]. Горизонт сложен ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми пелитоморфными известняками, коричневатато-серыми глинисто-алевритистыми известняками с переходом до известковистых алевролитов, зеленовато-серыми алевро-аргиллитами и черными листоватыми сланцами. Ритмы маломощные (15—75 см, редко свыше 1 м), трехэлементные. Иногда отчетлива аритмия за счет выпадения одного из

элементов ритма или слияния двух смежных воедино. Поверхности напластования известняков бугорчатые, с многочисленными знаками ряби и следами течения осадка. Сходный по строению и мощности разрез вскрыт на юге хр. Туора-Сис, где к силигирскому горизонту относятся третья и четвертая пачки огонерской свиты.

Другой тип разреза силигирского горизонта характерен для нижнего течения р. Оленек и севера хр. Туора-Сис. В долине р. Оленек и прилегающих водоразделах это верхняя часть тюес-салинской свиты, в бас. р. Хорбусуонки — ее средняя часть, а восточнее, на севере хр. Туора-Сис аналогичные образования слагают верхи огонерской свиты. Разрез представлен известняками светло-серыми, желтоватыми и коричневато-серыми, тонкоплитчатыми, со стилолитоподобными поверхностями напластования и отчетливо комковатой текстурой биогенного происхождения. Для пород характерна вкрапленность пирита, а также их доломитистость, возрастающая вверх по разрезу, где появляются пласты известково-глинистых доломитов. Ритмичность отчетлива благодаря однообразной повторяемости пачек, в основании которых залегает пласт (5—15 см) темно-серых плотных известняков, выше следуют среднеплитчатые разности более светлой окраски и завершается ритм тонкоплитчатыми желтовато-серыми известняками. Мощности ритмов колеблются в пределах 1,5—4 м. Ритмичность местами нарушается присутствием линзообразных слоев известняковой брекчии мощностью от нескольких десятков сантиметров до 20—25 м [23]. На севере хр. Туора-Сис такая брекчия (до 11 м) залегает в основании силигирского горизонта и несколько прослоев приурочены к его кровле. Мощность горизонта в бас. р. Оленек до 150 м, в пределах хр. Туора-Сис — 95—100 м. Органические остатки обильны и многообразны. В отложениях первого типа, обогащенных алевритисто-глинистым материалом, особенно многочисленны агностиды и реже встречаются представители других семейств. Для доломитистых известняков тюес-салинской и огонерской свит (второй тип разреза) характерно обратное соотношение: редкие агностиды и массовые трилобиты других семейств, также распространены брахиоподы, гастроподы, остракоды, граптолиты, микрофитолиты и фрагменты водорослей. Из многообразия видов трилобитов, характерных для силигирского горизонта, главнейшими являются: *Oidalgustus trispinifer* W g a r d, *Lejopyge laevigata* (D a l m.), *Maiaspis mirabilis* N. T c h e r n., *Aldanaspis trincata* L e g m., *Bonneterrina sachauca* R o s., *Cyclolorenzella granulata* L a z., *Kontrastina samodiica* R o s.

## Верхний отдел

Отложения верхнего кембрия слагают водораздельные пространства рек Моторчуны и Сюнгэде, вскрываются в долине и на водоразделах среднего и нижнего течения р. Оленек и в хр. Туора-Сис. На отложениях среднего кембрия залегают согласно. Нижняя граница отдела проходит либо внутри литологически единой пачки пород и определяется по смене характерных комплексов трилобитов, либо совмещается с уровнем смены известняков доломитами.

Объем верхнекембрийских отложений по площади не одинаков. В средней части хр. Туора-Сис (в бас. р. Нелегер) сохранились отложения всего верхнего кембрия. В районе пос. Чекурова на р. Лене и далее на 3 до устья р. Кютингде в результате предпозднепалеозойского размыва в разрезе почти полностью отсутствуют две его верхние зоны, а в бас. среднего течения р. Оленек сохранились лишь отложения нижней половины верхнего кембрия [63].

Отложения верхнего кембрия различны по мощности и вещественному составу. На севере территории полосой субширотного простира-

ния от р. Оленек до хр. Туора-Сис включительно развиты доломиты, почти лишенные скелетных органических остатков. Южнее также субшироко развиты ритмично наслоенные толщи известняков, алевроитисто-глинистых известняков и алевро-аргиллитов, содержащих богатый комплекс органических остатков. На промежуточных площадях (бас. р. Олонгдо и восточный склон хр. Туора-Сис) на стыке фаций наблюдаются все взаимопереходы от доломитов к известнякам. Зональное деление верхнекембрийских отложений было заложено при выполнении геологосъемочных работ [96] и завершено позднее в результате тематических исследований Н. И. Лазаренко (1964 и 1970 гг.). Выделено семь зон, которые объединены в три яруса — туорский, чекуровский и хоснелегерский. Попытки выделения ярусов для верхнего отдела кембрия предпринимались неоднократно, но ярусы не утверждены МСК. На Межведомственном стратиграфическом совещании в 1961 г. в г. Якутске для верхнего отдела кембрия принято деление на три горизонта, которые по объемам могут отвечать ярусам. Для двух нижних горизонтов К. К. Демочкиным [34] были предложены наименования чомурдахский и кутугунский. Третий, после выяснения его полного объема, назван хоснелегерским [65].

Чомурдахский горизонт ( $E_3cm$ ) по своему объему соответствует нижнему — туорскому ярусу верхнего кембрия. Его граница с силигурским горизонтом повсеместно согласная и проводится по смене фаунистических комплексов. В общем чомурдахский горизонт представлен коричневато-серыми глинисто-алевритистыми известняками, известково-глинистыми алевролитами, алевро-аргиллитами и реже черными листоватыми сланцами типа доманиковых. В бас. р. Оленек, от устья р. Чомурдах до р. Сухана и верховьев р. Моторчуна для чомурдахского горизонта характерны в разрезе прослойки и линзы известковистых песчаников и конгломерато-брекчий, а также породы со знаками ряби, течения осадка, трещин усыхания и следов ползания илоедов. Для этого разреза присуща и наибольшая мощность отложений, равная 380—400 м. Для чомурдахского горизонта в бас. р. Оленек (между реками Усуна и Биректа) свойствен более глинистый состав пород, отсутствие песчаников и конгломерато-брекчий, несравненно меньшее количество признаков мелководности и малая мощность (в пределах метра) четко выраженных ритмов. Мощность горизонта не превышает 60 м. Аналогичный разрез отложений прослеживается вблизи устья р. Кютингде и на юге хр. Туора-Сис, где отдельные ритмы редко превышают 0,3—0,6 м, а общая мощность разреза сокращается до 35 м на м. Чекуровском и до 24 м на р. Хос-Нелеге.

Среди многочисленных органических остатков особенно разнообразны трилобиты, из них наиболее характерны *Homagnostus fecundus* P o k r., *Oedorhachis tridens* Ö r i k., *Taxotis* (?) *venustus* L a z., *Buttsia pinga* L a z., *Proceratopyge nathorsli* W g a r d, *Palaeadotes florens* (L a z.), *Damesella* (?) *eremita* (W g a r d) и *Glyptagnostus stoidotus* Ö r i k.

Кутугунский горизонт ( $E_3kt$ ), который соответствует чекуровскому ярусу верхнего кембрия, включает кутугунскую свиту бассейна среднего течения р. Оленек, верхнюю часть суханской (биректинской) свиты Кютингдинского прогиба и часть среднеогонерской подсвиты юга хр. Туора-Сис (табл. 2). Граница с чомурдахским горизонтом согласная, литологически нечеткая, проводится по подошве известняков с массовыми *Glyptagnostus reticulatus* (A p g.). Полный разрез кутугунского горизонта описан Н. П. Лазаренко и др. (1970 г.) в низовьях р. Лены. В бас. р. Нелегер он представлен толщей (164 м), ритмично чередующихся серых, коричневато- и зеленовато-серых тонкогоризонтально-слоистых, слабо алевроитисто-глинистых известняков с известняками фитогенно-сгустковыми, слабоглинистыми, массивного облика. В рит-

мах верхней половины разреза сгустковые известняки сменяются известняками пелитоморфными, пятнистыми, слабо глинистыми. Ритмы двух- и трехэлементные, мощности их различные, иногда до 1,5—4 м за счет преобладания тонкослоистых известняков. В верхах разреза имеется выклинивающийся по простирацию пласт внутриформационной конгломерато-брекчий (1,6—2,2 м). Остатки трилобитов многочисленны и особенно разнообразны в его верхней половине. Снизу вверх в разрезе наблюдается последовательная смена трех фаунистических комплексов, на основании которых выделяется три биостратиграфические зоны, прослеживающиеся в аналогичных фациях повсеместно [65]. Главнейшими из трилобитов являются: *Glyptagnostus reticulatus* (A n g.), *Olenaspella evansi* (K o b.), *Homagnostus paraobesus* L e r m., *Cyclopagnostus orientalis* L a z., *Irvingella major* U. et R., *Parabolinitina edita* L a z., *Acrocephalites militans* L e r m., *Cedarellus felix* L a z., *Pseudagnostus rotundatus* L e r m. Представители других групп фауны редки и однообразны.

Разрез кутугунского горизонта на р. Оленек (от устья р. Чомурдах до р. Биректа) и верховьев рек Муна и Моторчуна отличается своей стратиграфической неполнотой, преобладанием плотных известняков и наличием повторяющихся линз известняковых конгломерато-брекчий и прослоев онколитовых известняков. Мощность его в бас. р. Муна не превышает 35 м, на р. Оленек (район р. Сухана) — 170 м, а в бас. рек Укуит, Биректа — 340 м. По трилобитам, остатки которых встречаются в изобилии, здесь устанавливаются нижняя и неполная средняя зоны из трех выделенных в кутугунском горизонте. Остальная часть разреза уничтожена эрозией.

Хоснелегерский горизонт на геологической карте не выделен потому, что в горах Туора-Сис, где установлен его полный объем, кембрийские отложения из-за мелкого масштаба карты показаны объединенными, а на р. Оленек (в районе устья р. Кютингде), где сохранилась от размыва лишь маломощная пачка основания горизонта, он практически трудно отделим от однотипных образований кутугунского горизонта. Хоснелегерский горизонт венчает разрез кембрия.

Нижняя граница горизонта хорошо обнажена, согласная, литологически постепенная. Отложения представлены ритмично чередующимися пелитоморфными слабоглинистыми пятнистыми известняками, тонкослоистыми алевритисто-глинистыми доломитистыми известняками и известковистыми алевро-аргиллитами, соответствующими основной части ритма. Породы желтовато- и зеленовато-серые и темно-коричневатой окраски. Ритмы трехчленные мощностью 2—4 м, реже 1,5—7 м.

Мощность отложений хоснелегерского горизонта в бас. р. Нелегер, где он установлен в полном объеме, равна 116 м, на м. Чекуровском сохранилось от размыва лишь 47 м, а на р. Оленек — 35 м. Органические остатки встречаются по всему разрезу, но особенно разнообразны в его верхней половине. По смене комплексов трилобитов выделяются две зоны. Главнейшими являются *Plicatolina perlata* L a z., *Acerocare tullbergi* (M o b. et M o l.), а также представители родов *Lotagnostus*, *Pseudagnostus*, *Geragnostus*, *Parabolinites*, *Promegalaspides*, *Protopeltura*, *Parabolina*, *Idiomesus*, *Westonaspis*, *Ctenopyge*, *Richardsonella*. На р. Лене (м. Чекуровский) по остаткам трилобитов установлено присутствие отложений почти всей нижней зоны хоснелегерского горизонта, а на р. Оленек — лишь ее основания.

Другой тип разреза верхнего кембрия (Є<sub>3</sub>) представлен доломитами, почти не содержащими остатков скелетных организмов. На карте они показаны нерасчлененными. В бассейне низовьев р. Оленек эти породы выделяются как лапарская свита, фаціальным аналогом которой в хр. Туора-Сис является балаганахская свита. Возрастной объем свит до настоящего времени окончательно не установлен. Доломиты

названных свит постепенно сменяют известняки силигирского горизонта. Местами к этому уровню приурочены прослои (5—10 см) полевошпато-кварцевых разнородных песчаников с доломитовым цементом (р. Оленек), брекчированных известняков (р. Олонгдо), либо доломитовых брекчий (р. Хытыстах) мощностью от 10 до 25 м [23].

Лапарскую свиту слагают доломиты онколитовые, желтовато- и коричневатые-серые, массивно-плитчатые (до 55 м), которые выше сменяются доломитами светло-серыми, массивными, переслаивающимися с зеленовато-серыми тонкоплитчатыми разностями (22 м). Верхнюю часть свиты (до 100 м) образуют доломиты светло-серые, с голубоватым и розоватым оттенком, плотные, массивные, с большим количеством пор и каверн, стенки которых, как правило, покрыты пленкой черного битума. Видимую кровлю лапарской свиты (до 20 м) слагают серые плитчатые доломиты с зеленоватыми, розоватыми и голубоватыми оттенками, водорослевой структурой и сильным окремнением. Общая мощность свиты до 200 м. В верхней половине свиты Н. П. Лазаренко в 1958 г. и Г. П. Рулевым в 1964 г. найдены остатки трилобитов *Taenicephalina levisensis* (Rasetti), *Hemirhodon* sp., *Kuraspis obscura* N. Tschep., указывающие на позднекембрийский возраст вмещающей толщи.

Балаганахская свита на севере хр. Туора-Сис несколько отличается от лапарской. В ее основании залегает два пласта (1,0 и 10 м) доломитовой брекчии. Нижнюю часть свиты (170 м) составляют доломиты с отчетливо выраженной ритмичностью, которая кверху разреза постепенно ослабевает. В основании ритмов залегают толстоплитчатые до массивных коричневатые доломиты, за ними следуют серые разности до светло-серых, постепенно приобретающие тонкую плитчатость и стилолитоподобные поверхности напластования. Мощность ритмов 2—3 м. Верхняя часть балаганахской свиты (230 м) представлена доломитами светло-серыми, до белых, иногда желтоватыми, плитчатыми и массивными, очень плотными, местами сильно кавернозными. На правом берегу р. Лены в основании балаганахской свиты Н. П. Лазаренко найдены единичные *Anomocarina* sp. На этом основании, а также учитывая, что доломиты лапарской и балаганахской свит залегают непосредственно на доломитистых известняках с *Cyclolorenzella granulata* L a z., *Aldanaspis* sp. и *Bonneterrina* sp., которые характерны преимущественно для нижней половины силигирского горизонта, можно допустить, что самые низы этих отложений имеют еще среднекембрийский возраст. В общем позднекембрийский возраст доломитов названных свит определяется тем, что в бас. р. Олонгдо прослежено по площади фаціальное замещение доломитов нижней половины лапарской свиты известняками тюес-салинской свиты с трилобитами верхнего кембрия [23]. Аналогичное фаціальное замещение доломитов балаганахской свиты известняками огонерской свиты с трилобитами середины верхнего кембрия установлено и в бассейне левых притоков р. Кёнгей. Если же учесть, что южнее, в бас. р. Нелегер весь верхний кембрий представлен известняками огонерской свиты с богатым комплексом трилобитов, то вероятно, что верхи балаганахской свиты на крайнем северо-востоке хр. Туора-Сис могут иметь раннеордовикский возраст, как ранее предполагал А. А. Межвилк [75].

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Нижний ордовик (O<sub>1</sub>) к настоящему времени выявлен (Н. П. Лазаренко и др., 1970 г.) только в бас. р. Нелегер на юге хр. Туора-Сис. Вследствие локального распространения и малой мощности эти отложения показаны на карте вне масштаба. Они слагают верхи огонерской свиты и связаны постепенными переходами с отложениями кем-



брия. Нижняя граница ордовика устанавливается по смене фаунистических комплексов.

Отложения ордовика представлены ритмично чередующимися известняками, серыми, органогенно-обломочными, желтовато- и коричневато-серыми, глинисто-алевритистыми, слабо доломитистыми, иногда с окремнением и зеленовато-серыми аргиллитами с включением мало-мощных (1—4 мм) пропластков пелитоморфных светло-серых известняков. Ритмы трехэлементные, неоднотипные, мощностью от 1,5 до 5 м. Видимая мощность ордовика 50 м. Выше залегают песчаники перми.

Органические остатки встречаются по всему разрезу. Между родовыми комплексами трилобитов верхов кембрия и низов ордовика отчетливо проявляется преемственность. Однако на рубеже кембрий — ордовик полностью обновляется видовой состав проходящих родов *Pseudagnostus*, *Lotagnostus*, *Geragnostus*, *Parabolinites*, *Promegaspides*, *Skliarella* и одновременно появляются представители таких родов как *Macropyge*, *Bilakunaspis* и *Euloma*, по присутствию которых и определяется раннеордовикский возраст слоев.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Небольшие выходы силурийских отложений обнаружены на берегу зал. Неелова исследованиями М. Ф. Лобанова (1951 г.), А. А. Межвилка (1954 г.) и В. А. Ниноградова (1959 г.).

На берегу зал. Неелова, около устья р. Арангастах, в основании разреза наблюдаются темно-серые тонкозернистые известняки и известковистые доломиты, сменяющиеся мелкогалечными конгломератами (2,5 м) с хорошо окатанной галькой известняков. Среди элювия найдены остатки *Favosites asper* Ogb., которые характерны для верхов венлокского яруса. Выше залегают темно-серые мелко- и среднезернистые известняки, содержащие многочисленные плохо сохранившиеся органические остатки, среди них С. В. Черкесовой установлены *Deltyris* (?) sp., *Clorindina* (?) sp., датирующие возраст вмещающих пород от нижнего силура (венлок) до нижнего девона (эйфель). В. А. Ниноградов в 1966 г. эти отложения отнес условно к нижнему девону. До получения более достоверных данных возраст пород принимается силурийским. Мощность силурийских пород около 300 м.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения распространены на весьма ограниченной площади в пределах Оленекского сводового поднятия и в Верхоянье. В бас. р. Кютингде (правый приток р. Оленек) девонские отложения стали известны с 1968 г. после работ Л. М. Натапова и Н. Б. Сибирцевой. До этого они относились к нижнему карбону. М. В. Михайлов в результате полевых исследований 1973 г. отрицает наличие здесь девонских отложений и считает их нижнекаменноугольными. Подошва их не вскрыта. На р. Оленек внизу разреза залегают доломитовые известняки, тонко переслаивающиеся с гипсами. На них лежат пачки пестроцветных доломитовых мергелей и глин, обогащенных жильными гипсами. Мощность толщи 44 м. На р. Харыялах (Харыйалаах) вверху разреза появляется пласт (до 2,5 м) пестроцветных песчаных известняков, ближе к р. Кютингде разрез представлен чередующимися пачками пестроцветных доломитовых мергелей (2—20 м) и гипсов (1—10 м), которые весьма выдержаны по площади. Мощность гипсовой толщи на р. Кютингде достигает 100 м. Фаунистических остатков в них не обнаружено, но в аналогичных отложениях на продолже-

нии грабена на юго-восток (Атырканская свита) найдена фауна среднего девона.

Выходы фаунистически охарактеризованных девонских отложений известны в бас. р. Уэль-Сиктях (атырканская свита). Есть указание В. А. Виноградова и др. (1966 г.) о выходе пород нижнего девона на берегу зал. Неелова, но доказательств об их возрасте пока недостаточно.

Атырканская свита (*Dat*) обнажается в четырех весьма ограниченных (от 0,05 до 8 км<sup>2</sup>) участках у западного подножья Верхоянского хребта в бас. р. Уэль-Сиктях. Свита, по данным А. Н. Наумова и др. (1966 г.) и В. К. Дорофеева (1966 г.), представлена ангидритами и гипсами с включениями глыб и обломков девонских известняков. Ангидриты серовато-белые и голубовато-серые, средне- и крупнозернистые, тонкополосчатые, сильно гофрированные в зоне надвига. Гипсы менее распространены. Они образуют серые мелко-, тонкозернистые агрегаты, реже крупные кристаллы. В одной из линз доломитизированных известняков Л. М. Натапов и Н. Б. Сибирцева обнаружили кораллы *Bothanophyllum* ex gr. *soeticum* (Schlüter), по заключению А. Г. Кравцова, эйфельского возраста. Авторы относят ангидриты к среднему девону. В настоящее время уточнить возраст ангидритов не представляется возможным, и они относятся к нерасчлененному девону. Мощность атырканской свиты, по А. Н. Наумову, порядка 600 м.

Верхнедевонские (?) — нижнекаменноугольные отложения, объединенные в артыганскую свиту ( $D_3^?$ — $C_{1ar}$ ), выделены вдоль западных отрогов хр. Орулган в тектоническом покрове, прослеженном от р. Атыркан на Ю на расстояние 40—45 км. Артыганская свита, по данным В. К. Дорофеева (1966 г.), сложена известковистыми сланцами и песчаниками с незначительным количеством известняков и конгломератов. Ее нижняя часть (около 750 м) представлена перемежающимися мощными (40—240 м) пачками известковистых сланцев и тонкопереслаивающихся (0,1—1,5 см) сланцев и песчаников. Верхняя часть разреза (400 м) характеризуется относительно повышенной песчаностью. Она сложена красноцветными известковистыми сланцами с частыми маломощными (0,1—2,3 м) линзовидными прослоями песчаников и реже песчаных известняков. В породах встречаются медистые минералы в значительных количествах. Общая мощность артыганской свиты более 1150 м, возраст ее условно определяется по положению в разрезе: она перекрывается отложениями с верхнетурнейской фауной.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения имеют весьма ограниченное распространение на платформе в пределах Оленекского сводового поднятия и широко развиты в С. Верхоянье.

На Оленекском сводовом поднятии известны только нижнекаменноугольные отложения ( $C_{1t-v}$ ), которые выходят на поверхность в бас. рек Кютингде, Толуопка и по р. Оленек, занимая площадь около 1000 км<sup>2</sup>. Наиболее полные данные о нижнекаменноугольных отложениях собраны в 1958—1960 гг. [89]. Позднее Л. М. Натаповым и др. (1969 г.) были получены новые данные по их стратиграфии. Разрез нижнего карбона состоит из двух толщ: нижней — терригенной и верхней — карбонатной, лежащих несогласно на породах девона, кембрия и верхнего протерозоя (табл. 3). Поверхность несогласия неровная. В основании разреза залегают конгломераты, сменяющиеся по простиранию гравелитами. Конгломераты состоят из галек, валунов и гравия кембрийских и позднепротерозойских пород, черных кремней, бе-

Схема корреляции каменноугольных отложений

Отделы	Северное Верхоянье		Оленекское сводовое поднятие
	Хараулахский хребет	Орулганский хребет	
	Свиты	Свиты	
Верхний	Соубольская (300 м)	Сиэдерская (430—3000 м)	
Средний	Тиксинская (1100—3000 м)	Юпенчинская (600—2100 м) Сетачинская (1000—1390 м)	
Нижний	Атырдахская (1000—3500 м)	Былыккатская (335—1100 м) Агакуканская (0—36 м)	
	Бастахская Эбеляхская		Нижнекаменно- угольные отл.
	Девон	Девон	Кембрий, девон (?)

лого жильного кварца и диабазов. В их основании наблюдаются отдельные неокатанные глыбы известняков до 1 м поперечнике. Мощность конгломератов 2—10 м, гравелитов 0,5—4 м. Выше лежит 15—20-метровая пачка известковистых песчаников, содержащая гравий и мелкую гальку. В обнажении горы Кысыл-Хая, на р. Кютингде и на левом берегу р. Оленек среди них появляется пачка часто переслаивающихся известковистых песчаников, гравелитов и мергелей мощностью 6—7 м. Остатки флоры, собранные Н. Б. Сибирцевой в 1968 г. в гравийных песчаниках на р. Сен, были определены С. В. Мейеном как *Eskdalia* sp., характерные для турне — визе.

Верхняя толща (80 м) нижнекаменноугольных отложений представлена массивными и плитчатыми глинистыми известковистыми доломитами со стяжениями кремней и жеодами, выполненными молочно-белым кальцитом. В ней обнаружены остатки брахиопод: *Schuchertella lens* (White), *Chonetes hardrensis* Phil, *Ch. laquessiana* Коп., *Linoproductus* aff. *mesialis* (Hall), *L. laevicostus* (White), *Fusella* ex gr. *tornacensis* (Коп), *Camarotoechia* aff. *acutirungata* Коп. и др., возраст которых устанавливается как поздний турне.

В центральных частях Кютингдинского грабена доломиты сменяются известняками. Внизу преобладают массивные и плитчатые известняки (10 м) с тонкими прослоями ракушняка, органогенных обломочных известняков и мергелей. В средней части разреза появляются пласты водорослевых известняков (0,8—1,8 м), пятнистых брекчированных известняков (до 0,6 м). Верхняя часть (40 м) состоит из переслаивающихся различных известняков и мергелей. Общая мощность карбонатной толщи здесь не превышает 60 м. В известняках найдены обильные остатки брахиопод, пеллеципод, мшанок, остракод, фораминифер, кораллов и серпулид. Брахиоподы принадлежат к двум родам: *Athyris* cf. *sublamellosa* Hall, датирующему верхи турнейского яруса, и *Dielasma* sp. В низах толщи собраны пеллециподы *Leptodesma emacia-*

та (Kon) Hall, *Schizodus impressus* (Kon.), *Modiolopsis ligonulus* (Руск.), возраст которых определяется в пределах поздний турне — ранний визе, более вероятен ранневизейский возраст (определение В. А. Муромцевой). Здесь же найдены остатки мшанок, остракод, подтверждающих турнейский возраст пород. Из нижней части разреза Е. А. Рейтлингер определен богатый комплекс фораминифер, позволяющий датировать возраст вмещающих отложений как ранний или средний визе [15]. Найденная фауна и флора свидетельствует о турнейском возрасте основной части отложений, верхняя часть которых принадлежит к раннему визе. Ранее эти отложения К. К. Демокидовым (1957 г.) считались визейскими. Общая мощность нижнекаменноугольных отложений (110 м) к центру грабена уменьшается до 60 м.

Стратиграфия каменноугольных отложений С. Верхоянья претерпела большие изменения за последние 20 лет. До 1950 г. здесь были известны, по данным А. И. Гусева и др. (1938 г.), только карбонатные нижнекаменноугольные отложения на весьма ограниченной площади, а отложения среднего и верхнего карбона принимались за нижнепермские. Расчленение каменноугольных отложений С. Верхоянья проведено А. А. Межвилком в 1950—1954 гг. при геологической съемке масштаба 1 : 200 000. Палеонтологическое обоснование возраста отложений получено в результате работ Р. В. Соломиной, Н. Н. Лапиной, В. И. Устрицкого, Г. Е. Черняка, Ю. Н. Попова, Г. П. Сосипатровой и др.

Каменноугольные отложения лучше всего изучены в северной части Хараулахского хребта и на западном склоне Верхоянского хребта (бас. рек Джарджан, Нелон), где проведена геологическая съемка масштаба 1 : 200 000. Между бухтой Тикси и р. Улахан-Унгуохтах каменноугольные отложения изучались только в процессе мелкомасштабной геологической съемки в 1956—1957 гг.

На севере Хараулахского хребта каменноугольные отложения разделены в три свиты: атырдахскую, тиксинскую и соубольскую, в которых палеонтологи находят органические остатки всех трех отделов каменноугольной системы.

Атырдахская свита ( $C_{1at}$ ) впервые выделена А. А. Межвилком в 1954 г. [75], в нее включались разнофациальные толщи, залегающие несогласно на породах турнейского яруса и силура. Она повсеместно перекрывается тиксинской свитой. На рассматриваемой территории породы атырдахской свиты выходят на поверхность южнее бухты Тикси. Подстилающие породы здесь не обнажены. Свита сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Все породы сильно разбиты разрывными нарушениями и претерпели метаморфизм. Песчаники светло-серые, серые, мелкозернистые, массивные, кварцитовидного облика с раковистым изломом. По составу они аркозовые и полимиктовые. Определенных палеонтологических остатков не найдено. Визейский возраст атырдахской свиты определяется по ее залеганию в разрезе нижнетиксинской свиты (намюрский — башкирский ярусы). Мощность свиты, по данным В. А. Виноградова, — 3500 м, по А. А. Межвилку — около 1000 м.

Тиксинская свита ( $C_{1-tk}$ ) выделена А. А. Межвилком в 1954 г. [75] и условно была отнесена к верхнему карбону. Возраст тиксинской свиты с момента ее выделения остается предметом дискуссии. В 1959 г. В. М. Лазуркин переименовал ее в хоптинскую свиту и придал ей позднекаменноугольный (?) — раннепермский возраст. На геологической карте листа R-52, 53, составленной в 1963 г. В. А. Виноградовым, В. М. Лазуркиным и др., она фигурирует как тиксинская свита верхнего карбона — нижней перми. В дальнейшем на геологической карте С. Верхоянья более крупного масштаба В. А. Виноградов и др. вместо

тиксинской свиты выделил отложения трех стратиграфических подразделений: 1) визейского и намюрского яруса, 2) среднекаменноугольные, 3) верхнекаменноугольные — нижнепермские. В результате монографического изучения фауны из тиксинской свиты в настоящее время возраст ее принят ранне-среднекаменноугольным [93]. Под таким индексом она показана на прилагаемой карте.

Тиксинская свита выходит на поверхность в осевой части складчатых сооружений в виде единой полосы, проходящей по побережью зал. Неелова, губы Буор — Хая и далее на Ю прослеживается на 120 км. Она залегает на породах атырдахской свиты несогласно, в бас. р. Атырдах (за северной рамкой карты). Свита сложена преимущественно аргиллитами и алевролитистыми аргиллитами. В меньшем количестве присутствуют алевролиты, песчано-глинистые, органогенно-обломочные известняки, мергели и песчаники. В глинистых породах терригенная примесь [28] представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых и песчано-глинистых пород. Основная часть алевролитов также имеет полимиктовый состав. Песчаники, приуроченные к верхам свиты, имеют кварцевый состав.

Из 1100 м мощности свиты 840 м Р. В. Соломина и др. [12] относят к нижнему карбону, а верхние 260 м — к среднему карбону. Возраст нижней, большей, части тиксинской свиты (700—840 м) определяется по остаткам фораминифер, брахиопод, пелелипод, гастропод и криноидей как нижний карбон. Фораминиферы Г. П. Сосипатровой [12] объединяются в два комплекса. Первый приурочен к 690 и 733 м от основания разреза, в котором преобладают архедисциды *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *P. monstratus* (Groz d. et Leb.). Второй комплекс приурочен к 755 и 840 м от основания разреза. В нем преобладают виды: *Archaediscus pauxillus* Schlyk., *A. grandiculus* Schlyk., *A. velgurensis* (Groz d. et Leb.), *Planoarchaediscus stalus* (Groz d. et Leb.). Г. П. Сосипатрова склонна относить отложения, содержащие фораминиферы, к верхам нижнего карбона (верхи визе — намюр).

Из многочисленных брахиопод, по мнению Р. В. Соломиной и др. [12], для нижнего карбона характерны *Rhipidomella michelini* (E v.), *Buxtonia scabriculoides* (Paesck.), *Torynifer pseudolineatus asiaticus* Besn. и др.

Верхняя меньшая часть разреза (260 м), относимая к низам среднего карбона, охарактеризована фауной фораминифер и брахиопод [12]. Граница между отделами весьма условная. Преобладающее значение имеют виды *Neoarchaediscus rugosus* (Raus.), *N. collatatus* Sossip., *Planoarchaediscus stilus* (Groz d. et Leb.), *Planospirodiscus minimus* (Groz d. et Leb.). В верхах тиксинской свиты присутствуют брахиоподы *Waagenoconcha sarytchevae* (Ben.), *Dictyoclostus aff. praeuralensis* Step., *Rotaia cf. kolymaensis* (Zav.), *Neospirifer triplicatus* (Hall), *Brachythyris vulgaris* Sol., *Spiriferella gjeliensis* Step.

Мощность тиксинской свиты в стратотипическом разрезе 1100 м (в 18 км выше устья р. Лены и в ее устье). В. А. Виноградов и др. (1963 г.) мощность ее в более южных районах определяют в 2000 м, а в восточном склоне Хараулахских гор до 3000 м.

Соубольская свита (C<sub>2-3sb</sub>) выделена впервые Г. Ф. Лунгерсгаузенном и Р. В. Соломиной в 1966 г. в обнажениях около устья р. Лены, где она залегает согласно на тиксинской свите. Ранее эти породы А. А. Межвилк (1954 г.) включал в состав верхоянской свиты нижней перми. Данную свиту в 1963 г. В. А. Виноградов отнес к нижней перми (томпинская серия), а позднее он же нижнюю часть соубольской свиты (176 м) выделил в средний карбона. На прилагаемой карте

соубольская свита условно включена в состав нерасчлененных отложений среднего — верхнего карбона из-за условности границ свит.

По данным Р. В. Соломиной и др. [12], соубольская свита сложена песчаниками, алевролитами и песчанистыми алевролитами почти черного цвета. Верхняя часть разреза по своему строению и по литологическим особенностям мало чем отличается от низов верхоянской свиты (нижняя пермь). Свита сложена алевролитами и песчаниками. Алевролиты в свите составляют 70 % разреза. Они образуют слои по 20—30 м. Песчаники (30 %) слагают слои по 2—6 м. По составу они полимиктовые, кварц-полевошпатовые, мелко-, среднезернистые, известковистые, включающие местами хорошо окатанные гальки известняков, аргиллитов. Из брахиопод присутствуют: *Jakuloproductus cheraskovi* K a s c h., *J. taimyrensis* U s t r., *Linoproductus cora* (O r b.), *L. (?) achunowensis* S t e p., *Balakhonia insinuata* (G i r t y), *Orulgania tukulaensis* (K a s c h.), *Spiriferella gjeliensis* S t e p. Из семи видов обнаруженных гониатитов четыре являются новыми. Форма *Phaneroceeras lenticulare* P l u m m e r e t S c o t t и представители рода *Diaboloceras* характерны для формации атока и морроу С. Америки. Вид *Verneuilites verneuili* (J a p) известен из среднего карбона Урала. Р. В. Соломина и др. [12] пришли к выводу о среднекаменноугольном возрасте соубольской свиты. В. А. Виноградов и др. (1966 г.) считает ее возраст переходным от верхнего карбона до нижней перми включительно. Он свиту показывает на геологической карте на протяжении всего Хараулахского хребта. Так как других данных не имеется, то на геологической карте нами она принимается с индексом  $C_{2-3sb}$ . Мощность соубольской свиты известна только в стратотипическом разрезе, где она равна 300 м, а южнее она точно не установлена.

Каменноугольные отложения широко развиты в Верхоянском хребте. В его пределах В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин и Л. Е. Леонов в 1963 г. к нижнему карбону относили атырканскую, артыганскую и агакуканскую толщи, к среднему — атырдахскую свиту, а к верхнему карбону — нижней перми — тиксинскую свиту. После длительной дискуссии возраст и названия некоторых свит неоднократно менялись. В бас. рек Уэль — Сиктях, Джарджан, Нелон присутствуют отложения всех трех отделов каменноугольной системы.

По имеющимся данным отложения нижнего карбона ( $C_1$ ) расчленяются на две свиты — агакуканскую и былыкатскую. На карте они объединены в нерасчлененные отложения нижнего карбона из-за невозможности их показать в масштабе карты ( $C_{1ag+bl}$ ).

Агакуканская свита выходит на поверхность узкой полосой субмеридионального простирания у западного подножья Орулганского хребта между реками Атыркан и Джарджан. Относительно объема и состава свиты мнения расходятся. Л. М. Натапов и др. (1969 г.) установили, что в одних случаях нижний контакт свиты согласный и постепенный, в других он достаточно резкий. По их представлениям к агакуканской свите следует относить только карбонатную часть разреза, охарактеризованную фауной, а вышележащую терригенную толщу рассматривать в составе былыкатской свиты. В наиболее полном разрезе свиты, на левом притоке р. Ага-Кукан, непосредственно на красноцветах артыганской свиты залегают (снизу вверх):

1. Известняки доломитизированные, светло-серые, плотные . . . . .	4,5 м
2. Известняки темно-серые битуминозные (с резким запахом керосина), плитчатые, с линзами черных кремней . . . . .	14 м
3. Аргиллиты черные известковистые . . . . .	8 м
4. Известняки темно-серые и серые песчанистые, комковатые. Мощность слоя не выдержана по простиранию . . . . .	6—10 м
	<hr/> 32,5—36,5

Мощность агакуканской свиты 30—36,5 м, по направлению на С сокращается (левобережье р. Атыркан) до 0,8—1 м.

В свите встречаются обильные остатки брахиопод и кораллов, характерных, по заключению Г. Е. Черняка, Ю. Г. Rogozova, для позднего турне — визе. Агакуканская свита может быть сопоставлена с нижнекаменноугольными отложениями низовьев р. Лены и Кютингдинского грабена, где также содержится богатый комплекс органических остатков турнейского — визейского ярусов.

Отложения, объединенные в былыкатскую свиту, ранее относились к ньолонской ( $C_2$ ), атырдахской ( $C_{2-3}$ ) свитам и нерасчлененным ньолонской и былыкатской свитам ( $C_{1-2}$ ). Былыкатская свита выходит на поверхность в бас. рек Нёлон — Атыркан в ядрах антиклинальных складок, образуя узкие полосы (1—4 км) меридионального простирания. В большинстве мест нижняя граница свиты не обнажена, а там, где она обнажена, А. Н. Наумов и др. (1966 г.) видят несогласное ее залегание, а В. К. Дорофеев (1966 г.) — согласное.

Былыкатская свита представлена чередующимися пачками песчаников, алевролитов, с небольшим количеством аргиллитов. Песчаники полимиктовые и полевошпато-кварцевые, преимущественно мелкозернистые. В крупнозернистых песчаниках иногда присутствует галька алевролитов, кварца и кремней, также признаки мелководности — косяя слоистость, знаки ряби. Мощность пачек песчаников колеблется от 10 до 80 м, алевролитов — от 4 до 18 м. На западном склоне Верхоянского хребта алевролиты составляют в разрезе 10—20 %, а в восточном направлении количество их увеличивается до 40 % при соответствующем уменьшении песчаников. У западного подножья Верхоянского хребта в свите обнаружены маломощные пласты каменного угля (0,3 м) и конгломератов мощностью до 3—12 м.

В бас. р. Нёлон в свите, по данным Г. В. Труфанова (1966 г.), содержатся многочисленные остатки растений, из которых наиболее характерными являются *Tomiodendron astrogianum* (Zal.) Radz., *T. (?) orulganianum* Schwed., *Abacodendron* sp. По заключению Н. А. Шведова и Г. П. Радченко, эта флора характерна для раннекаменноугольной эпохи, а В. А. Виноградов и др. (1966 г.) считает ее намюрской.

Мощность свиты у западного подножья Верхоянского хребта равна 335—400 м и даже 115 м (р. Уэль — Сиктях), а к его водоразделу она увеличивается до 1100 м.

К среднему карбону в бас. рек Уэль — Сиктях, Джарджан, Нёлон отнесены сетачанская и юпенчинская свиты. На карте свиты объединены из-за нечеткости их границ.

Более полные выходы сетачанской свиты встречены в бас. р. Нёлон и в районе нижнего течения р. Кенде. Она залегает (по данным В. К. Дорофеева (1966 г.) и Г. В. Труфанова (1966 г.) согласно на былыкатской свите и характеризуется чередованием пачек песчаников и алевролитов с небольшим преобладанием первых. Изредка встречаются мелкогалечные конгломераты (р. Ага — Кукан). В основании свиты залегает пачка алевролитов мощностью 100 м. В бас. р. Нёлон сетачанская свита состоит из двух крупных ритмов, начинающихся мощными пачками алевролитов. Количество последних увеличивается с 3 на В. Мощность ритмов увеличивается в этом же направлении: нижнего с 460 до 660 м, верхнего — с 570 до 730 м.

По данным Р. В. Соломиной, сверху разреза встречены среднекаменноугольные брахиоподы *Orbiculoidea* cf. *newberryi marshalensis* Girty и др., а также брахиоподы более широкого распространения — от среднего карбона до нижней перми включительно. По мнению О. В. Лобановой, обнаруженные в свите остатки пелеципод известны из среднего и верхнего карбона, хотя некоторые из них (*Polidevcia at-*

*tenuata* (Flem.), *Edmondia* cf. *rudis* McCoy встречаются в нижнем карбоне, а такие формы как *Schizodus wheeleri* Swall., *Edmondia sulcata* (Phill.) даже в нижней перми. Весь комплекс пелеципод, по заключению О. В. Лобановой, позднекаменноугольный. Криноидеи, по заключению Л. Е. Скорописцевой, имеют среднекаменноугольный возраст. Растительные остатки из нижнего ритма (*Angaropteridium* aff. *abacantum* Z al., *A. ex gr. cardiopteroides* (Schm.) Z al. и др.) являются наиболее близкими к средне-верхнекаменноугольной флоре. В. А. Виноградов и др. (1966 г.) эти же отложения отнес к башкирскому ярусу среднего карбона. Мощность сетачанской свиты 1000—1390 м.

Юпенчинскую свиту ранее относили к нижней половине тиксинской свиты. По данным Г. В. Труфанова (1966 г.), свита широко развита между реками Улахан — Унгусхтах и Нёлон. Она согласно перекрывает сетачанскую свиту и отличается от других свит преимущественно алевролитовым составом. В ней песчаники имеют подчиненное значение. Песчаники мелкозернистые, алевритистые, полимиктовые, реже полевошпато-кварцевые, темно-серого цвета. Они встречаются в виде маломощных быстро выклинивающихся пластов и линз. Местами, как например близ устья р. Сиедер, в средней части (650 м) юпенчинской свиты имеется значительное количество песчаников, а нижняя и верхняя сложены алевролитами.

В юпенчинской свите найдены многочисленные остатки фауны. Брахиоподы, по определению Р. В. Соломиной, представлены как среднекаменноугольными формами *Yakutoproductus taimyrensis* Ustr., *Stenosisma sibirica* Abg., так и верхнекаменноугольными — *Paeckelmannja* cf. *aljutovica* (E. Jv.) и представителями более широкого вертикального диапазона (от среднего карбона до сакмарского яруса перми). Аммоноидеи, встреченные в нижней части свиты, характеризуются *Yakutoceras triangulumbilicatum* (P o r o w), *Y. aldanicum* Libr., *Glaphyrites hyattianus* (Girty), *Stenopronorites uralensis* (Kagr.) и др., по мнению Л. Е. Скорописцевой, характерны для среднего карбона. В. А. Виноградов и др. (1966 г.) отнес свиту к московскому ярусу среднего карбона.

Мощность юпенчинской свиты увеличивается с З на В от 600 до 1500—2100 м, причем наименьшая мощность наблюдалась в бас. р. Уэль — Сиктях.

Отложения среднего — верхнего карбона (C<sub>2-3</sub>) объединяются в сиэдерскую свиту. Ранее они относились к халданскому горизонту нижней перми либо к песчаниково-алевролитовой толще тиксинской свиты (C<sub>3</sub>—P<sub>1</sub>). По данным Г. В. Труфанова (1966 г.) и В. К. Дорофеева (1966 г.), сиэдерская свита широко распространена на междуречье Улахан — Унгухтах — Нёлон, где залегает согласно на юпенчинской свите. В бас. р. Нёлон она представлена тонким переслаиванием пластов мощностью по 0,2—2 м темно-серых алевролитов и песчаников. Среди них присутствуют и более мощные слои алевролитов и песчаников. К В количество алевролитов в разрезе увеличивается до 80 %, а песчаники образуют маломощные (0,01—1 м) быстро выклинивающиеся прослои, за исключением верхней части разреза, где отдельные слои песчаников сохраняют мощность 10—40 м. На р. Атыркан в основании свиты наблюдались линзы конгломератов и единичные пласты кварцевых песчаников. В бас. р. Уэль — Сиктях количество песчаников в свите увеличивается до 40 %. Среди них присутствует значительное количество кварцевых разновидностей с прослоями гравелитов и конгломератов. В низах сиэдерской свиты обнаружены остатки многочисленных брахиопод, характерных для среднего и позднего карбона *Orylgania nauvovi* Sol., для среднего и позднего карбона — *Yakutoproductus chersakov* Kasch. и даже типичные раннепермские брахиоподы (*Canacrinel-*



la cf. *janischewskiana* Step.). Гониатиты представлены видами *Stenopronorites karpinskii* Libr., *Yakutoglyphyrites involutus* Porow, *Parayakutoceras secretum* Porow, *Eoschumardites artigensis* Porow. В. И. Устрицкий, Ю. Н. Попов и др. склонны считать эту фауну характерной для московского яруса среднего карбона. Мшанки *Goniocladia tenuis* Sch. - Nest., *Bashkirella* sp., *Clausotrypa* sp. (cf. *C. monticola* Sch. - Nest.) и другие виды, а также пелециподы *Aviculopecten kunqurensis* Stuck., *A. ex gr. mutabilis* Lich., по заключению И. Н. Морозовой и О. В. Лобановой, указывают на раннепермский возраст. В верхних частях свиты встречены брахиоподы *Yakutoproductus cheraskovi* Kasch., *Neospirifer ex gr. triplicatus* (Hall) *Brachythyrina kharaulakhensis* (Fred.), *Spiriferella turusica* Tschernjak и др., криноидеи *Kasackstanocrinus notabilis* Yelt., *Pentagonocyclicus notabilis* Yelt., которые, по мнению В. И. Устрицкого и Л. Е. Скорописцевой, указывают на позднекаменноугольный возраст. Для сиздерской свиты В. К. Дорофеевым (1966 г.) и Г. В. Труфановым (1966 г.) принимается средне-позднекаменноугольный возраст. Этот возраст сохранен на публикуемой карте. Мощность сиздерской свиты с 430—480 м у западного подножья Верхоянского хребта к В увеличивается до 2500—3000 м.

В пределах Верхоянья каменноугольный морской режим осадконакопления продолжал сохраняться и в пермский период, а на территории Сибирской платформы он сменился континентальным режимом, сопровождавшимся образованием кор выветривания.

Предпермская кора выветривания установлена Л. П. Смирновым и др. (1968 г.) на породах протерозоя, кембрия, нижнего карбона. На р. Булбарангда — Юрях (приток р. Кютингде) монтмориллонитовая кора развита на диабазах протерозоя. Мощность коры 3,5—6 м. Западнее устья р. Сюнгюде (р. Улахан — Тирехтях) предпермская кора выветривания развита на породах нижнего — среднего кембрия (куонамский горизонт) мощностью до 4—5 м. Ее верхняя часть (2—2,5 м) представлена алевролитистыми глинами монтмориллонитового состава. На каменноугольных отложениях по р. Булбарангда — Юряге (в 4 км от устья) под отложениями нижней перми развита каолинитовая кора выветривания мощностью 2,5 м. Переотложенные коры выветривания на платформе наблюдаются в основании разреза нижнепермских отложений. Установлено, что нижнепермские брекчи и гравелиты содержат 20—50 % каолинит-гидрослюдистого цемента, образованного, вероятно, за счёт разрушения доверхнепротерозойской коры выветривания. В районах развития кембрийских отложений (р. Тирехтях и др.) базальные горизонты пермских отложений обогащены монтмориллонитом (бейделлитом) с примесью гидрослюды, каолинита. Они содержат раннепермский спорово-пыльцевой комплекс.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

На рассматриваемой территории пермские отложения распространены в двух различных структурно-фациальных областях: Сибирской платформе и С. Верхоянье (табл. 4).

Пермские отложения Сибирской платформы выходят на поверхность по периферии Оленекского сводового поднятия. На первом этапе изучения они относились к пермо-триасу, затем к верхней перми. Начиная с 1954 г. эти отложения получили надежное фаунистическое обоснование благодаря работам А. Г. Шлейфер (1954 г.). Большим вкладом в изучение пермских отложений явились геологосъемочные работы НИИГА и ВАГТ, а также тематические исследования Т. Н. Копыловой (1959 г.), В. Л. Иванова и др. (1964 г.).

Схема корреляции пермских отложений

Сибирская платформа	Северное Верхоянье		
	Геолого-структурные зоны		
	Западная	Средняя	Восточная
Верхнепермские— нижнетриасовые (10 м)	Хараулахская свита (96—520 м)	Хараулахская свита (700 м)	Хараулахская свита (2800 м)
Верхний отдел (20—180 м)			
Нижний отдел (20—207 м)	Верхоянская свита (360—670 м)	Халджинская свита (1200 м) Унгуохтахская свита (1100—1200 м)	?

После изучения микрофауны появилась возможность выделять отложения нижней и верхней перми. Однако объемы этих подразделений, даже в хорошо изученном Тюмятинском участке, неоднократно подвергались пересмотру. Первоначально границу отделов А. Г. Шлейфер (1954 г.) проводила между «горизонтом гладких фораминифер» и «горизонтом разнообразных фораминифер», но затем В. Л. Иванов и др. (1964 г.) ее опустили под «горизонт гладких фораминифер». При изучении стратиграфии пермских отложений большую роль сыграло изучение спорово-пыльцевых комплексов, проведенное А. Ф. Дибнер, и листовых остатков — Н. А. Шведовым.

Пермские отложения в бас. рек Бур, Беенчиме, Уджа залегают весьма полого, постепенно погружаясь в сторону прогибов. Из-за их плохой обнаженности и довольно слабой фаунистической характеристики в некоторых местах на геологической карте границы отделов проведены предположительно.

Нижнепермские отложения (P<sub>1</sub>) лежат на различных горизонтах протерозойских и кембрийских пород. Допермская эрозионная поверхность местами резко расчленена. Так, в бас. р. Эекит все нижние горизонты перми залегают в пределах древних эрозионных впадин (пермских долинах). В этих местах, по данным А. А. Красильщикова и др. (1961 г.), Н. А. Цейдлер и др. (1969 г.), подошва пермских образований располагается на разных гипсометрических уровнях. В некоторых районах (бас. рек Кюнтюкелях, Беенчиме, Куойка и др.) пермские отложения, как установили В. Л. Иванов и др. (1964 г.), И. В. Школа (1969 г.), Н. А. Цейдлер и др. (1969 г.), залегают на подстилающих породах различными своими горизонтами, вплоть до верхнепермских.

Состав и мощность базального горизонта нижней перми существенно меняются по простиранию. Если на юго-востоке Оленекского сводового поднятия он маломощный и представлен конгломератами и брекчиями, то на северо-западе — преимущественно песчаный. Так, в бас. рек Ортоку-Эекит, Сололи, Молодо, Эекит и др. конгломератобрекчии сложены в основном неокатанными плохо сортированными плитчатыми обломками местных пород размером от 1 до 50 см. В их составе также встречаются обломки гранитов, пегматитов, кварца,

кварцито-песчаников. Мощность их от 0,2 до 6 м, местами до 25 м. В верховьях р. Булбарангда-Юряге (левый приток р. Кютингде) базальные конгломераты перекрывают кору выветривания протерозойских диабазов мощностью до 6 м [13]. По северо-западному обрамлению Оленекского сводового поднятия на размытой поверхности верхнего кембрия располагаются разнородные песчаники с косослоистой текстурой и линзовидными прослоями конгломератов и обугленного растительного материала. Конгломераты состоят из галек кварца, кварцитов размером до 1,5 см, а также аргиллитов и доломитов (до 6 см). Мощность базального горизонта здесь равна 5—10 м.

Состав нижнепермских отложений по всему обрамлению Оленекского сводового поднятия представлен исключительно терригенным материалом в большинстве своем континентального и прибрежно-морского происхождения. Для них характерна фациальная изменчивость, поэтому описание их дается по районам в направлении с ЮВ от бас. р. Молодо на С и далее на З.

В бас. р. Молодо пермские отложения условно отнесены к нижнему отделу. Здесь они, по Л. М. Натанову и др. (1970 г.), представлены плохо сортированными песками с многочисленными слоями, линзами и конкрециями песчаников, пластами углей (мощностью до 1,2 м) и редкими прослоями алевролитов, глин, углистых сланцев и галечников. Пески, как правило, грубо- и крупнозернистые, состоят из кварца и полевых шпатов. Для песчаников характерен кальцитовый цемент. Они содержат конкреции, по составу аналогичные вмещающим песчаникам. Размер конкреций достигает 2 м в диаметре. Галечники залегают в виде линз и прослоев до 0,2 м мощности среди песчаников. Они содержат гравий и мелкие валуны, представленные преимущественно кремнями, кварцем, кварцитами, известняками. В средней части разреза обнаружен небогатый нижнепермский спорово-пыльцевой комплекс.

По левым притокам р. Экит нижняя пермь разделяется на три пачки. Нижняя пачка (25 м) сложена слоями аркозовых, кварцевых, полимиктовых песчаников и гравелитов, перемежающимися с алевролитами, аргиллитами и углистыми песчаниками. Средняя пачка (10—35 м) является песчаниково-конгломератовой. В бас. р. Ортоку-Экит она залегают несогласно на нижней пачке и на породах докембрия и кембрия (реки Сололи и Хотугу-Экит). В основании пачки находится характерный средне- и мелкогалечный кварцевый конгломерат. Выше по разрезу наблюдается линзовидное переслаивание конгломератов с кварцевыми гравелитами и грубозернистыми песчаниками с рассеянной галькой. Верхняя алеврито-аргиллитовая пачка (от 10 до 22 м) сложена темно-серыми аргиллитами и прослоями известковистых алевролитов и редкими слоями (1,2—2,2 м) тонкозернистых песчаников с остатками обугленной древесины.

В районе устья р. Бур нижнепермские отложения характеризуются ритмичностью. Нижняя часть каждого ритма сложена песчаниками, составляющими большую часть ритма, а верхняя — алевролитовыми породами. По керну скважин отчетливо наблюдалось увеличение количества ритмов к С в сторону Лено-Анабарского прогиба за счет присоединения внизу разреза все более древних отложений (рис. 2). Так, по скв. К-5 отмечалось три ритма, по скв. К-7 — пять, а по скв. Р-50 (в 38 км севернее устья р. Бур) — семь. Состав песчаников более или менее выдерживается, обычно они полимиктовые, разнородные и косослоистые. Песчаники состоят из кварца, полевых шпатов, обломков различных пород.

К ЮЗ от устья р. Бур, в бас. р. Кютюкелях, в отложениях нижней перми И. В. Школа (1969 г.) выделяет пять пачек, из которых три

являются песчаниковыми и две преимущественно глинистыми. Песчаники полимиктовые.

Возраст отложений, согласно данным В. Л. Иванова и др. (1964 г.), определяется по органическим остаткам, которые лучше всего изучены по кернам скважин района устья р. Бур. Здесь обнаружены остатки фауны и флоры, микрофауны и спорово-пыльцевые комплексы. На р. Тонолдо встречены пелециподы *Nyonia paralella* D и п., *M. farleyensis* D и п., которые встречаются в нижней и верхней перми. Найденные на р. Мелдегер остатки *Noeggerathopsis* cf. *theodori* Tschirk. et Z al., по мнению Н. А. Шведова, аналогичны раннепермской флоре бургу克林ской свиты Тунгусского бассейна. Микрофауна заключена в двух горизонтах (устье р. Бур): 1) горизонте с единичной микрофауной и 2) горизонте с реофацитами. В первом горизонте присутствуют характерные для нижней перми *Reophax gerkei* V о г о н о в, *R. compositus* V о г о н о в, *Hyperammina borealis* var. *delicatula* Gerke. Горизонт с реофацитами хорошо прослеживается по скважинам и часто встречается в естественных обнажениях. Преобладают фораминиферы

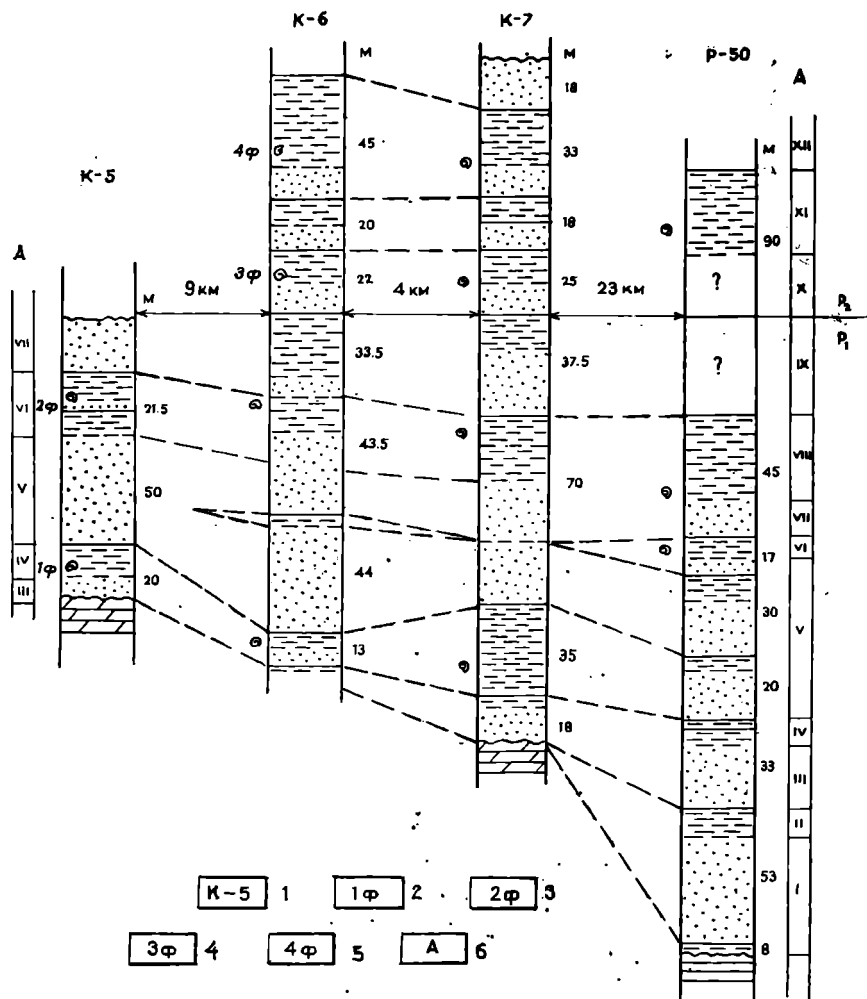


Рис. 2. Схема сопоставления пермских отложений по скважинам Тюмтинского участка (устье р. Бур).

1 — номера скважин; 2 — горизонт с единичной микрофауной; 3 — горизонт с реофацитами; 4 — горизонт гладких фрондикулярный; 5 — горизонт разнообразных фораминифер; 6 — номера пачек (по В. Л. Иванову и др.).

с песчаной раковинной *Reophax gerkei* В о г о п о в, *R. compositus* В о г о п о в, *R. syndaskeensis* В о г о п о в. Кроме того, в устье р. Бур встречена микрофауна. *Saccamina arctica* Г е р к е, *S. parvula* Г е р к е, *Reophax gerkei* В о г о п о в, *R. syndaskeensis* В о г о п о в, *R. compositus* В о г о п о в, *Ammodiscus septentrionalis* Г е р к е, *Clomospira* ex gr. *gordialis* (P a r k e r et J o n e s). В устье р. Тонолдо обнаружены нижнепермские гиперамминиды — *Hyperammina borealis* Г е р к е var. *borealis* Г е р к е, *H. borealis* Г е р к е var. *delicatula* Г е р к е, *Hyperamminoides* ex gr. *elegans* (C u s h. et W a t.), *H. incertus* Г е р к е и др.

Мощность нижнепермских отложений по восточному обрамлению Оленекского сводового поднятия колеблется от 20 до 50 м, максимальная в бас. р. Молодо — 120 м. В северной части свода мощность колеблется от 140 до 207 м.

Верхнепермские отложения ( $P_2$ ) широко развиты по обрамлению Оленекского сводового поднятия (левые притоки р. Келимяр). Кроме того, они вскрыты глубокой скважиной в 1,5 км севернее устья р. Джарджан.

Пермские отложения на левых притоках р. Келимяр К. К. Демокидов и др. (1955 г.) объединяли в пурскую свиту с двумя подсвитами. Позднее В. Л. Иванов и др. (1964 г.) эти подсвиты стали условно относить к отделам пермской системы. По нашему мнению, в бас. р. Келимяр нижнепермские отложения отсутствуют.

Базальный горизонт верхнепермских отложений в бас. р. Келимяр залегает на расчлененной поверхности кембрийских, а западнее и южнее — на нижнепермских породах. Он представлен маломощным конгломератом с галькой устойчивых пород. Выше разрез сложен однообразными полимиктовыми песчаниками мощностью до 100 м, с линзами гравелитов и конгломератов, заключающими растительные остатки и шаровые конкреции известковистых песчаников и сидерита. Песчаники обычно косослоистые, со следами волновой ряби и ползания червей. Выше они согласно перекрываются пачкой (40—90 м) алевролитов-аргиллитовых пород.

В устьевой части р. Бур базальный горизонт (10—32 м), залегающий на нижней перми, сложен массивными песчаниками с морской фауной пелеципод с тонкими прослоями конгломератов в основании. В последних гальки кварца, кремней хорошо окатаны. Выше залегают три пачки пород. Внизу находится 42-метровая пачка песчаников, неравномерно переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. На них залегает пачка (32—38 м) аргиллитов с редкими прослоями алевролитов и песчаников, содержащих морские фораминиферы. Их перекрывают мелко- и среднезернистые песчаники (8—17 м) с многочисленными прослоями и линзами алевролитов, аргиллитов и углистого материала.

В бас. рек Сололи и Тас-Экит верхнепермские отложения начинаются полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками (10—15 м) с косой слоистостью. В их основании наблюдаются линзовидные прослои грубозернистых песчаников с хорошо окатанной галькой из кварца, яшм и аргиллитов. Выше залегает алеврито-аргиллитовая пачка (13—20 м).

В бас. р. Кюнтюкелях низы верхней перми представлены рыхлыми полимиктовыми песчаниками с прослоями аргиллитов. Выше по разрезу песчаники постепенно переходят в алевролиты, чередующиеся с прослоями вязких глин синевато-серого цвета.

Возраст верхнепермских отложений определяется на основании разнообразных ископаемых. На р. Бур (в 15 км выше устья) Г. А. Ермолаевым обнаружены пелециподы *Sanguinolites lunulatus* (K e y s.), *Kolymia irregularis* L i c h., *K. inoceramiformis* L i c h., *K. alata* P o p., *K. cf. acuta* L u t k. et L o b., *K. cf. verchojanica* L u t k. et L o b., *K. qua-*

*drata* Lutk. et Lob., указывающие, по мнению О. В. Лобановой, на позднепермский возраст отложений. По материалам скважин и естественных обнажений А. Г. Шлейфер (1954 г.) установила два микрофаунистических горизонта. В «горизонте гладких фрондикулярий» среди известковых фораминифер явно преобладают представители рода фрондикулярий: *Frondicularia jacutica* Schleifer, *F. amygdaleformis* Gerke, *F. prima* Gerke, *F. aff. minutissima* Paalзов.

В небольших количествах встречаются *Hyperammina borealis* Gerke, *Ammodiscus septentrionalis* Gerke. Выявлено, что «горизонт разнообразных фораминифер» располагается на 46—52 м выше «горизонта гладких фрондикулярий». Он установлен в скв. К-6, К-7 и др. и в ряде обнажений. В этом горизонте многочисленные известковые фораминиферы представлены одними лагенидами, среди которых наиболее разнообразны по видовому составу фрондикулярии, менее — нодозарии. Данная микрофауна, по мнению А. Г. Шлейфер, присуща казанскому ярусу.

Мощность верхнепермских отложений в устьевой части р. Бур равна 95—130 м, в бас. р. Келимяр — от нескольких десятков метров до 180 м, южнее (реки Сололи, Тас-Эекит) равна 20—35 м.

В Приверхоянском прогибе Джарджанской опорной скважиной верхнепермские отложения вскрыты на глубине 1343—1618 м непосредственно на кристаллических породах фундамента. По данным А. Ф. Фрадкиной [108], они представлены косослоистыми песчаниками с подчиненными слоями алевролитов мощностью по 0,3—0,5 м и аргиллитов мощностью по 0,1—0,8 м. В породах наблюдаются включения углистого материала и два прослоя гравелита мощностью по 0,1—0,8 м. Пыльца и споры имеют наибольшее сходство с верхнепермским комплексом.

Пермские отложения (Р) в бас. рек Куойка, Уджа на карте изображены нерасчлененными. Здесь они плохо обнажены, потому даже при наличии органических остатков обоих отделов перми разделить их не представилось возможным. Пермь залегает несогласно на различных породах кембрия и верхнего протерозоя. Представлена она фациально меняющимися угленосными терригенными отложениями. В нижней половине разреза преобладают полимиктовые мелко- и среднезернистые песчаники с линзами гравелитов и разрозненными гальками кварцитов, халцедона, щелочных нефелинсодержащих пород. Часто встречаются линзы и прослои глин, углистых аргиллитов и углей (до 0,1—0,4 м). Повсеместно распространены эпигенетические конкреции до 3—4 м в диаметре песчаников с карбонатным цементом. Верхняя часть разреза сложена пластичными глинами, алевролитами и песчаниками с часто встречающимися слоями углистых пород и углей мощностью до 0,5—1,5 м.

В описываемых отложениях присутствуют остатки ранне- и позднепермской флоры, спор и пыльцы. При этом около контакта с перекрывающими их нижнеюрскими отложениями встречается флора нижнепермского (р. Кусаган — Хайалаах) и верхнепермского облика (р. Беенчиме).

Мощность пермских отложений в бас. р. Куойка достигает 100—130 м, к З (р. Уджа) она уменьшается до 60 м.

По данным Н. А. Борщевой (1968 г.), в бас. рек Куойка и Уджа встречены отложения, представленные туфами с прослоями туффитов. Территориально они приурочены к sillам долеритов, залегают в виде линз. Среди них преобладают туфы долеритов. Размер обломков колеблется от 0,5 до 10 мм. Их форма самая различная. Сортировка отсутствует. Много обломков стекла и минералов (лабрадора, пироксена, кварца, микроклина, мусковита, рудного минерала). Туффиты имеют зеленовато-серый цвет. Они плотные, мелкозернистые, с псам-

митовой структурой. Пирокластический материал, составляющий 80 % объема породы, представлен обломками моноклинного пироксена и долеритов и долеритовых порфиритов. Терригенный материал (до 20 %) состоит из полуокатанных зерен кварца и калиевого полевого шпата. Возраст их условно принимается верхнепермским — нижнетриасовым.

Пермские отложения широко развиты в Хараулахском и Орулганском хребтах. Их расчленение на отделы стало проводиться с 1953 г. после геологической съемки А. А. Межвилка и изучения брахиопод М. В. Куликовым [60]. На геологической карте листа R-52, 53 В. А. Виноградовым и др. (1963 г.) пермские отложения разделялись на томпинскую и бараинскую серии, соответствующие нижней и верхней перми. За последние годы большую роль в изучении стратиграфии пермских отложений С. Верхоянья сыграли работы Р. В. Соломиной, И. С. Грамберг и др. Наиболее изучена пермь Хараулахских гор и западного склона Верхоянского хр. в бас. р. Джарджан. Однако недостаточная изученность некоторых разрезов, а также противоречивые возрастные показатели разных групп фауны вызывают дискуссии по отдельным стратиграфическим подразделениям. На представленной геологической карте расчленение пермских отложений сделано с учетом последней монографии Р. В. Соломиной, Г. Ф. Лунгерсгаузена и др. [98]. На Туорасисском выступе из-за малых мощностей нижняя и верхняя пермь показана объединенной ( $P_{1+2}$ ).

Нижнепермские отложения ( $P_1$ ) Верхоянья выходят на поверхность в трех структурно-фациальных зонах меридионального простирания: западной, средней и восточной. Для нижнепермских отложений характерна ритмичность. Ритмы разных порядков начинаются с более глинистых пород и заканчиваются песчаными.

В западной зоне, расположенной на границе Приверхоянского прогиба и складчатых сооружений Верхоянья, нижняя пермь залегает несогласно на породах кембрия и карбона, а местами согласно. Так, на правом берегу р. Лены против о. Тиит-Ары [98] на карбонатных породах кембрия (?) залегают кварц-полевошпатовые песчаники с двумя прослоями угловато-окатанных галек, содержащих редкие валуны известняков до 0,3 м в диаметре. В подошве песчаников сохранились углестые сланцы с отпечатками *Noeggerathiopsis* sp. и *Zamiopteris* sp. Местами непосредственно на контактах с известняками располагаются гальки фельзит-порфиров. В низовьях р. Чубукулах нижняя пермь лежит с разрывом на породах кембрия и протерозоя. В основании разреза располагаются карбонатные породы с остатками раннепермских морских лилий *Stomioczinus permianus* Jakob. [32, стр. 41]. В бас. р. Уэль-Сиктях и Нёлон нижняя пермь (унгуохтахская свита), по данным В. К. Дорофеева (1966 г.) и Г. В. Труфанова (1966 г.), лежит согласно на среднем — верхнем карбоне (сиздерская свита). В этой зоне нижнепермские отложения лучше изучены в разрезах рек Булкур, Чубукулах и Уэль-Сиктях.

По рекам Булкур и Хатыстах к нижней перми И. С. Грамберг [32] отнес один крупный ритм осадков, состоящий из двух ритмов низшего порядка. Нижний режим мощностью 95 м, лежащий выше базального слоя песчаников, представлен пачкой (45 м) почти черных аргиллитов, которые выше сменяются пачками серых мелкозернистых песчаников, перемежающихся с алевролитами и аргиллитами. Вышележащая часть разреза по р. Булкур представлена вторым крупным ритмом осадконакопления, в котором выделяются три ритма низшего порядка мощностью 90, 90, 80 м. Среди песчаников встречаются редкие линзы галечников и гравелитов. Галька хорошо окатана и представлена кремнистыми, кремнисто-глинистыми, песчаными и эффузивными породами (преобладают андезиты). Песчаные породы по составу полимиктовые

и олигомиктовые. Обломки представлены в основном кислыми эффузивами, в меньшем количестве обломками кварцитов, микрокварцитов, слюдистых и углисто-глинистых сланцев, аргиллитов и средних эффузивов.

В нижнем течении р. Чубукулах в той же западной зоне И. С. Грамберг выделяет два ритма раннепермского осадконакопления. Первый ритм делится на шесть ритмов последующего порядка, переходы между которыми довольно резкие. Мощности ритмов таковы: 68, 62, 20, 11, 79 и 18 м. В первом ритме аргиллиты составляют 42 %, алевролиты 38 %, песчаные породы 20 %. Второй крупный ритм осадконакопления распадается на одиннадцать мелких ритмов. В этой части разреза содержание песчаников увеличивается до 54 %, алевролитов уменьшается до 29 %, а аргиллитов до 17 %. Отдельные пачки полимиктовых песчаников вверху разреза имеют мощность 40—50 м. Они содержат линзы гравелита. В верхнем ритме намечаются многочисленные следы размыва, мелкая косая слоистость, следы взмучивания осадков, ходы роющих организмов, известковые и сидеритовые конкреции. На плоскостях напластования присутствует растительный детрит.

Нижнепермские отложения средней структурно-фациальной зоны (зал. Неелова — р. Унгуохтах) хорошо изучены в двух пунктах: на р. Эмтендже и на р. Улахан-Унгуохтах. На всем протяжении этой зоны они лежат согласно на отложениях среднего — верхнего карбона.

На р. Эмтендже [32] нижнепермские отложения (верхоянская свита) также состоят из двух крупных ритмов общей мощностью 1650 м. Оба ритма начинаются глинистыми породами, которые вверх закономерно сменяются алевролитами и песчаниками. Нижний ритм разбивается на одиннадцать ритмов низшего порядка, построенных аналогично крупным ритмам. В нижнем ритме алевролиты составляют 40 %, аргиллиты и песчаники — по 30 %. Песчаные породы, сосредоточенные в основном вверху нижнего ритма, обладают полимиктовым составом. Обломочный материал в песчаниках представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками пород и слюдами. Среди обломков пород присутствуют кварцевые порфиры, риолитовые порфириты и гранит-порфиры, кремнистые породы, кремнисто-слюдистые, глинисто-слюдистые, углисто-слюдистые сланцы. В верхнем ритме на р. Эмтендже алевролиты составляют до 60 %, песчаники и аргиллиты по 20 %. Мощность слоев песчаников достигает 40—50 м.

По более поздним работам Р. С. Соломиной [98] разрез на р. Эмтендже расчленен на эчийскую и халджинскую свиты, а на р. Улахан-Унгуохтах, по работам В. К. Дорофеева (1966 г.), — на унгуохтахскую и халджинскую свиты.

Унгуохтахская свита (1100—1200 м) лежит согласно на сиздерской свите среднего — верхнего карбона. Она начинается с мелко- и среднезернистого песчаника (30—70 м), содержащего нижнепермские брахиоподы. Свита сложена алевролитами, составляющими до 75 % разреза, и песчаниками. На фоне крупных ритмов мощностью 270—280 м, начинающихся с глинистых пород и кончающихся песчаниками, выделяются более мелкие ритмы мощностью до нескольких метров и десятков метров.

Халджинская свита (1200 м) на р. Улахан-Унгуохтах залегает согласно на унгуохтахской. Нижняя граница свиты проводится по основанию пачки пород переслаивающихся песчаников и алевролитов, находящихся примерно в равных количествах. Вся свита сложена серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками и черными алевролитами, объединяемыми в пачки по 25—30 м. В песчаниках наблюдаются горизонтальная и косая слоистость, знаки ряби. Фауни-



стические остатки представлены редкими *Rhynchopora arctica* Lich. et E in o r.

В восточной структурно-фациальной зоне нижняя пермь изучена слабо. Представлена она здесь терригенными породами большой мощности.

Нижнепермские отложения С. Верхоянья достаточно хорошо охарактеризованы фауной. Р. В. Соломиной, Г. П. Сосипатровой, Ю. Н. Поповым и Н. А. Шведовым [12] из верхоянской свиты описаны фораминиферы, мшанки, брахиоподы, гониатиты, криноидеи, пелециподы. Фораминиферы обнаружены по р. Эмтендже и против о. Тиит-Ары на правом берегу р. Лены. Из первого района описаны *Hyperammina* sp., *Glomospira* sp., *Protonodosaria proceriformis* (Gerke), *Nodosaria cf. incebrata* Gerke, *Fronicularia cf. prima* Gerke, *F. cf. amygdaleformis* Gerke; из второго — *Glomospira* ex. gr. *gordialis* P. et J., *Cornuspira* sp., *Protonodosaria proceriformis* (Gerke), *Nodosaria krotovi* Tsch er d., *N. ex gr. moinskii* Tsch er d., *Rectoflandulina cf. borealis* (Gerke) и др. Г. П. Сосипатрова считает, что среди приведенных видов имеются типичные нижнепермские формы и есть представители, переходящие в верхнюю пермь. Мшанки из нижнепермских береговых обнажений р. Лены, севернее о. Тиит-Ары, представлены следующими видами (по Л. Н. Нехорошевой): *Fenestella* sp., *Polypora* sp. ex gr. *orbicibrata* Keys., *P. aff. cyclopora* Eich w., *Streblotripa cf. cyclocentrica* Triz na, типичные представители которых известны из артинского яруса Урала. В западной структурно-фациальной зоне (по Р. В. Соломиной) основной формой среди нижнепермских брахиопод является *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), встречающийся вместе с представителями родов *Rhynchopora* и *Chonetes*. Из верхних слоев верхоянской свиты описаны *Pseudosyringothysis inopinatus* Sol., *Neospirifer subfasciger* (Lich.). Против о. Тиит-Ары на правом берегу р. Лены встречены *Streptorhynchys pajkhoicus* Ustr., *Canocrinella cancriniformis* (Tsch ern.), *Anidanthus* sp., *Rhynchopora nikitini* Tsch ern., *Martinia aff. orbicularis* Gemm., *Spiriferella digna* V. Bag ch. В средней зоне на р. Эмтендже *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.) не обнаружен, но здесь присутствует *Kochiproductus porrectus* (Kut.), *Canocrinella janischewskiana* (Step.), *Linoproductus limatus* Zav., *Megousia (?) jakutica* (Lich.). В низах верхоянской свиты присутствуют гониатиты *Neoglaphyriles* sp. n., *Agathiceras (Agathiceras) uralicum* (Kagr.). В более верхних слоях обнаружены *Paragastrioceras verneuli* Ruzh., *P. kharaulachense* Porow, *Uraloceras simens* Ruzh., *Neopronorites skvorzovi* (Tsch ern.). Перечисленная фауна наиболее типична для нижнепермских отложений Верхоянья [98]. Другого мнения о возрасте верхоянской свиты придерживается В. И. Устрицкий (1968 г.). Он считает, что большая часть разреза по рекам Булкур, Эмтендже, Чубукулах и др. принадлежит к верхней перми.

Мощность нижней перми Верхоянья колеблется в больших пределах. Так, в западной зоне на р. Булкур она равна 360 м, в устье р. Чубукулах — 670 м, южнее р. Джарджан — около 560 м, а в средней зоне, на р. Эмтендже, увеличивается до 1650 м, на р. Улахан-Унгуохтах — до 2400 м.

Верхнепермские отложения (P<sub>2</sub>) в Хараулахских горах впервые были фаунистически обоснованы в 1953 г. А. А. Межвилком и М. В. Куликовым [60], а позднее они были объединены в хараулахскую свиту. В С. Верхоянье они обнажаются в трех структурно-фациальных зонах. В западной зоне, примыкающей к краю платформы (хр. Туора-Сис), верхнепермские отложения из-за малой мощности на карте объединены с нижнепермскими.

В западной зоне верхняя пермь вскрывается в разрезах по р. Булкур и в устье р. Чубукулах [32]. На р. Булкур она лежит с размывом на нижнепермских породах и представлена одним неполным ритмом осадконакопления (96 м). В его строении принимают участие алевролиты, аргиллиты и отчасти мелкозернистые песчаники. В них обнаружены обильные остатки фауны брахиопод, пелеципод и фораминиферы позднепермского возраста.

В низовьях р. Чубукулах разрез верхней перми начинается с пачки песчаников мощностью до 60 м, чередующимися с алевролитами и аргиллитами, содержащими линзовидные слои конгломератов. В составе конгломератов имеются гальки кислых эффузивов и их туфов, песчаных алевролитов, метаморфизованных кварцитовидных песчаников и кварца [32]. Выше песчаников выделяется два крупных ритма, нижний из них состоит из двенадцати ритмов низшего порядка мощностью каждый около 40 м. Все они в основании являются более глинистыми, а выше по разрезу более песчанистыми.

Позднепермский возраст первого ритма доказывается наличием в них остатков брахиопод *Canocrinelloides obrutschewi* (Lich.), *Deilasma kharaulakhensis* Kul. и различных видов *Lichaerewia*. Среди пелеципод, по данным О. В. Лобановой, присутствуют несомненно верхнепермские формы *Allorisma komiensis* Masl. и многочисленные представители рода *Kolymia*. Мощность нижнего ритма 520 м.

Второй крупный ритм осадконакопления содержит четыре ритма низшего порядка мощностью (снизу вверх) 48, 30, 16 и 26 м. Эти отложения представлены песчаниками (50%), алевролитами (30%), аргиллитами (20%). Песчаники полимиктовые, как и в нижележащих отложениях, сложены кварцем, полевыми шпатами и обломками основных и средних эффузивов.

Состав фауны во втором ритме свидетельствует о его верхнепермском возрасте. О. В. Лобанова считает верхнепермскими *Pecten* (*Aequipecten*?) *corrugatus* Lutk. et Lob. и всех представителей родов *Thracia* и *Kolymia*. Среди микрофауны наиболее характерны для горизонта разнообразные фораминиферы — *Nodosaria* cf. *cuspidatula* Gerke, *N. solidissima* Gerke, *Cristellaria* cf. *permiana* Gerke, *Tristix* sp. Мощность второго ритма 120 м.

В средней структурно-фациальной зоне верхнепермские отложения изучены И. С. Грамбергом в бассейне верхнего течения р. Чубукулах и р. Улахан-Унгуохтах. В первом районе выделяется два крупных ритма осадконакопления. В нижнем из них выделяются четырнадцать ритмов низшего порядка мощностью от 28 до 95 м. Они сложены в основном алевролитами (40%), песчаниками и аргиллитами (по 30%). Обломочный материал в песчаниках представлен кварцем, полевыми шпатами различных пород и слюдами. Среди обломков наиболее распространены кислые эффузивы и осадочные породы. Позднепермский возраст нижнего ритма подтверждается фаунистическими остатками, в частности наличием *Canocrinelloides obrutschewi* (Lich.), представителями рода *Kolymia*, *Pecten* (*Pseudomusium*) *rotundus* Lutk. et Lob. Мощность нижнего ритма более 740 м.

Второй ритм осадконакопления, залегающий согласно на нижнем, представлен четырьмя ритмами низшего порядка, мощности которых соответственно равны 65, 57, 20 и 54 м. Они сложены алевролитами, полимиктовыми песчаниками и аргиллитами. В описываемом разрезе преобладают остатки пелеципод из рода *Kolymia*, достигающих гигантских размеров. Мощность этого ритма 196 м.

На юге средней структурно-фациальной зоны, в бас. р. Улахан-Унгуохтах, верхнепермские отложения объединены в хараулахскую свиту мощностью более 700 м. По данным В. К. Дорофеева (1966 г.), она залегают согласно на нижнепермской халджинской свите. В ее основа-

нии лежит толща (до 300 м) песчаников с редкими маломощными слоями алевролитов. Свита представлена существенно песчанистыми пачками мощностью по 80—100 м, чередующимися с относительно маломощными (4—8 м, реже 35 м) пачками алевролитов. Местами наблюдается тонкое переслаивание этих пород.

Возраст хараулахской свиты определяется по остаткам пелеципод из рода *Kolymia* микрофауны, брахиопод и др. В нижнем течении р. Чубукулах микрофауна встречена в 390 м от подошвы свиты. Она представлена единичными *Rectoglandulina borealis* Gerke, *Frondicularia* ex gr. *planilata* Gerke. В верхней части разреза обнаружен более богатый комплекс фораминифер, представленных следующими видами: *Nodosaria* cf. *cuspidatula* Gerke, *N. solidissima* Gerke, *Rectoglandulina pugmeaformis* A. M. - Mac clay, *Pseudonodosaria ventriosa* Schleifer, *Frondicularia dilemma* Gerke, *Lenticulina permiana* Gerke и *Tristix* sp. Приведенный комплекс фораминифер, по мнению Г. П. Сосипатровой, сопоставим с комплексом из горизонта разнообразных фораминифер Нордвикского р-на. Для хараулахской свиты наиболее характерными, по мнению Р. В. Соломиной, являются брахиоподы *Cancrinelloides obrutshewi* (Lich.), *Brachythyrina sibirica* Tschernjak, *Strophalosia* cf. *sibirica* Lich. Реже встречаются *Licharewia schrenckii* (Keys), *Neospirifer robustus* Zav., *Stepanoviella paracurvata* Zav.

Верхнепермские отложения восточной структурно-фациальной зоны изучены только на юге Орулганского хребта.

В истоках рек Тумара, Нёлон хараулахская свита мощностью 2800—2900 м подразделена на две подсвиты, каждая, в свою очередь, делится Д. К. Башлавиным и др. (1971 г.), Н. И. Любомировым и др. (1971 г.) на две толщи. Нижняя подсвита сложена чередующимися пластами светлых песчаников мощностью 3—15 м, иногда 20 м и алевролитов, пачки которых достигают мощности 40—50 м. Характерно присутствие углистого материала в алевролитах, что отличает их от алевролитов нижней перми. Примерно в средней части подсвиты имеется характерная пачка песчаников мощностью 70—95 м, являющаяся границей между нижней и верхней толщами.

Верхняя подсвита делится на две толщи: существенно алевролитовую (450—530 м) — нижнюю и преимущественно песчаниковую (700—820 м) — верхнюю. Нижняя толща сложена главным образом темными алевролитами, часто слоистыми. Встречаются углистые алевролиты. Среди алевролитов наблюдается несколько небольших пачек песчаников и пачек, в которых чередуются слои песчаников и алевролитов. Мощность их, как правило, не превышает 5—10 м. Для верхней толщи также характерно чередование пачек песчаников и алевролитов, но более значительных по мощности, причем песчаники преобладают. Песчаники серые, массивные, мелкозернистые, крепкие. Встречаются тонкие линзочки каменного угля. Из нижней подсвиты собраны остатки пелеципод: *Kolymia lenaica* Порова, *K.* cf. *alata* Порова, *K. verchayanica* Lutk. et Lob., *Polidevicia* aff. *magna* (Порова) и брахиопод *Cancrinelloides* sp., а в верхней подсвите имеются пелециподы *Sanguinolites* cf. *lunulatus* (Keys.), *Pseudomussium rotundas* Lutk. et Lob., *Kolymia quadrata* Lutk. et Lob., *K. inoceramiformis* Lich., *Aphanaia* sp., *Polidevicia* sp. и др., брахиоподы *Strophalosia* cf. *sibirica* Lich., *Lichorewia* sp. В самом верху свиты обнаружен аммонит из рода *Xenodiscus*.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения относительно хорошо изучены. Благодаря обилию в них морской фауны и устойчивости литологического состава

на больших площадях стратиграфическое расчленение на ярусы не претерпело существенного изменения со времени их уствования, если не считать отнесения в последнее время пород верхней части индского яруса к оленекскому ярусу. Особо большое значение для обоснования возраста триасовых отложений имеют работы Л. Д. Кипарисовой, Ю. Н. Попова, М. Н. Вавилова и др.

Отложения триаса выходят на поверхность в трех структурно-фациальных зонах: 1) на платформе, где они обрамляют Оленекское сводовое поднятие, 2) по западному и 3) восточному склонам С. Верхоянья. На прилагаемой карте триасовые отложения разделены на отделы, а на хр. Туора-Сис они объединены до системы из-за малой их мощности.

На Оленекском сводовом поднятии выходят на поверхность нижне- и верхнетриасовые отложения.

Среди нижнетриасовых отложений ( $T_1$ ) установлены оба яруса: индский и оленекский.

Отложения индского яруса залегают несогласно на породах перми и протерозоя. Местами в основании разреза наблюдаются маломощные слои мелкогалечного конгломерата (0,1—0,2 м). В них постоянно присутствуют гальки кварца и кремнистых пород, а по левым притокам р. Бур к ним добавляются гальки и гравий основных и кислых эффузивов. Нижняя часть разреза по левым притокам р. Бур сложена зеленовато-серыми, косослоистыми песчаниками мощностью 13—15 м. В западном (от р. Кулады) и в восточном (от устья р. Бур) направлениях они выклиниваются. Обломочный материал песчаников состоит в основном из туфов, вулканического стекла и базальтов. В породах обнаружены в большом количестве зубы раннетриасовых акул и эстери. Здесь же на песчаниках, по данным И. В. Школы (1969 г.), залегают кора выветривания мощностью 3,7—7,8 м, венчающаяся глинами, представленными вишнево-красной охрой мощностью 1,5 м.

На ЮВ и Ю от устья р. Бур разрез триаса слагается пестроцветными аргиллитами, глинами, алевролитами, реже песчаниками, переслаивающимися между собой. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 2,5 м. В бас. левых притоков р. Эекит, по материалам Н. А. Цейдлер и др. (1969 г.), в основании триаса находятся грубозернистые песчаники с линзами мелких галек, состоящих из дымчатого и белого кварца (до 47 %), различных кремней и окремненных пород (до 24 %) и переотложенных местных пород. В песчаниках наблюдаются трещины усыхания и знаки ряби.

Индский возраст пород обычно определялся по наличию обильной фауны в прослое известняка, залегающего в верхней части разреза. Теперь [48, 17] эту часть разреза относят к оленекскому ярусу. В связи с этим оставшиеся отложения индского яруса пока являются не охарактеризованными фауной.

Мощность индского яруса на Оленекском сводовом поднятии меняется от 20—25 м до 40 м, а в западной части выхода пород она уменьшается до 7—8 м (р. Кулады).

Отложения оленекского яруса в восточной части Оленекского сводового поднятия залегают согласно, а в его западной части, как установил И. В. Школа (1969 г.), — трансгрессивно на породах индского яруса. Они представлены аргиллитами, в которых вверх по разрезу увеличивается количество и мощность слоев алевролитов и появляются слои мелкозернистых песчаников. По всему разрезу встречаются линзы глинистых известняков. Особенно характерным является маломощный (1,5—2 м) слой известняка коричневатого-серого цвета, всюду залегающий в основании отложений оленекского яруса. В оленекских отложениях присутствуют обильные органические остатки: зубы хищных рыб, двустворчатых ракообразных, пелеципод, аммонитов. Среди

аммонитов определены *Paranorites* aff. *vercherei* Waagen, *Clypeoceras gantmani* Пороу, *C. costatus* Пороу, *Nordophiceras schmidti* (Mojs.), *N. karpinskii* (Mojs.), *Dieneroceras demokidovi* Пороу и др. Мощность оленекского яруса порядка 100 м, к 3 она уменьшается до 35 м (р. Улаха-Тирехтях) и до 10 м на р. Кулады.

В Джарджанской свазжине к нижнетриасовым отложениям предположительно отнесены зеленоватые аргиллиты (20 м), встреченные в интервале 1278—1298 м. Они залегают на верхнепермских породах и перекрываются нижеюрскими.

Отложения верхнего триаса (Т<sub>3</sub>) имеются только на левых притоках среднего течения р. Бур, где представлены карнийским ярусом. Они залегают со стратиграфическим несогласием на породах оленекского яруса. Повсеместно в основании разреза прослеживаются конгломераты мощностью 0,15—0,4 м. Галька представлена кремнистыми породами, кислыми и основными эффузивами, известняками и песчаниками. Выше лежат алевролиты с мелкой рассеянной галькой мощностью 4,0—5,5 м. Разрез венчается пачкой (20—31 м) плотных алевритистых глин с линзами и слоями (до 0,7 м) мелкозернистых известняковистых песчаников, аргиллитов, известняков и фосфоритов. В конгломератах встречены остатки поздне триасовых пелеципод: *Chlamys* (*Camptochlamys*) cf. *inspecta* Kirag. и др. По всему разрезу найдены карнийские наутилоиды: *Metacoceras* (*Mojsvaroceras*) cf. *turneri* Hyatt et Smith, *Proclydonautilus* ex gr. *squawensis* Hyatt et Smith и остатки пелеципод *Oxytoma* cf. *mojsisovicsi* Teller и др. Максимальная мощность карнийских пород 35 м наблюдалась на р. Кыра-Хос-Терюттях, на р. Туркулах она уменьшается до 20 м.

Триасовые отложения в виде прерывистой полосы шириною 20—40 км прослеживаются вдоль границы складчатых сооружений С. Верхоянйя и Приверхоанского прогиба на расстояние 300 км. Они принадлежат ко всем трем отделам. Характерно ритмичное строение разрезов. Все ритмы начинаются более глинистыми породами, постепенно сменяющимися вверх более песчанистыми. Наиболее изучены разрезы триаса в бас. р. Чубукулах и по рекам Булкур и Хатыстах.

В отложениях нижнего триаса (Т<sub>1</sub>) установлены индский и оленекский ярусы.

Породы индского яруса залегают со стратиграфическим несогласием на верхней перми, но четких следов размыва в подстилающих породах не установлено. В основании разреза в ряде мест обнаружены маломощные конгломераты, гальки в которых представлены такими устойчивыми породами, как кварциты, кремни, основные и средние эффузивы, гранитпорфиры, кварцевые порфиры и др. [32, 38, 75]. Выше конгломератов залегает характерная пачка пород, состоящая из кварцевых или полевошпато-кварцевых песчаников, местами с прослоями конгломератов (р. Чубукулах) или ритмично чередующиеся с углистыми аргиллитами (р. Даркы). Остальная часть индского яруса сложена ритмично чередующимися алевролитами, аргиллитами, песчаниками и известняками. На р. Чубукулах в разрезе преобладают алевролиты, в меньшем количестве присутствуют аргиллиты и песчаники. На плоскостях напластования пород отмечаются обугленные растительные остатки. Обломочный материал песчаников представлен кварцем, полевыми шпатами и обломочками пород — средних и основных эффузивов, кремнистых пород, микрокварцитов, серицито-кремнистых сланцев и др. Вверху разреза на р. Чубукулах увеличивается количество обломков средних и основных эффузивных пород и глинисто-хлоритового цемента [32].

На р. Даркы (ближе к осевой линии Хараулахского хребта) разрез индского яруса [32] представлен пятью ритмами осадконакопления мощностью 8—16 м. Большая часть ритмов сложена аргиллита-

ми, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Фаунистические остатки немногочисленны. Среди них отмечают *Ophiceras* cf. *wordiei* S p a t h, *O. commune* S p a t h, *Glyptophiceras* aff. *gracile* S p a t h, *Myalina schamarae* Bittm. Мощность индских отложений на р. Даркы равна 55 м, на р. Чубукулах — 34 м. На р. Булкур к индскому ярусу И. С. Грамберг предположительно отнес нижние 16 м алевролитовой толщи.

В пределах Верхоянской складчатой области оленекский ярус залегает согласно, только с северной части хр. Туора-Сис он лежит на пермских породах (Е. Р. Горинова). Разрез оленекского яруса представлен тремя ритмами осадконакопления, имеющими сходное строение и одинаковый терригенный состав. На реках Булкур и Хатыстах каждый ритм начинается голубовато-зеленоватыми аргиллитами, сменяющимися вверх по разрезу алевролитами и полимиктовыми песчаниками с известковыми конкрециями, содержащими фауну. В песчаниках полевые шпаты представлены почти исключительно кислыми плагиоклазами, часть обломков пород состоит из кислых эффузивов. Вверх по разрезу песчаники обогащаются продуктами разрушения средних и основных эффузивных пород.

На р. Дарки в разрезе оленекских пород преобладают аргиллиты. Западнее, на р. Чубукулах, разрез становится более песчаным. В алевролитах некоторых ритмов весьма высокое (до 50 %) содержание обломков средних и основных эффузивов. Эти алевролиты близки к грауваккам и туфоалевролитам [32]. В нижней части разреза в большом количестве присутствуют конкреции известковистого, сидеритового и пиритового состава. Разрез начинается слоем известняка мощностью 1—3,5 м, ранее считавшимся индским.

Составы пород оленекского яруса по рекам Булкур и Чубукулах при их сходстве имеют отличительные особенности. Песчаники и алевролиты на р. Булкур содержат меньше продуктов разрушения основных эффузивов, а алевролиты беднее плагиоклазами при повышенном количестве кварца. На р. Чубукулах присутствуют фосфориты, которые не установлены на р. Булкур.

В породах оленекского яруса встречены остатки *Paranorites olenekensis* (Kip ar.) P o r o w, *Hedenstroemia* cf. *hadenstroemi* (K e y s.), *H. demokidovi* (Kip ar.), *Olenekites spiniplicatus* (M o j a.), *Keyserlingites middenderffi* (K e y s.), *Sibirites eichmaldi* (K e y s.) и др.

Мощность отложений оленекского яруса на р. Булкур и на м. Чекуровском 200 м, на р. Чубукулах 255 м, на р. Даркы 215 м (рис. 3).

С конца индского и начала оленекского времени в седиментационный бассейн начал поступать новый обломочный материал, связанный с размывом пород трапповой формации. Главную роль в цементе приобрел хлорит. Вообще триасовые породы отличаются от пермских наличием большого количества продуктов разрушения траппов.

Отложения среднего триаса ( $T_2$ ), прослеживаемые вдоль границы складчатых сооружений Верхоянья с Приверхоянским прогибом, выражены тремя ритмами осадконакопления третьего порядка. Два нижних ритма совпадают с анизийским ярусом, а верхний условно относится к ладинскому ярусу [32].

Анизийские отложения залегают согласно на породах нижнего триаса в районе хр. Туора-Сис. Состав пород, мощности, однотипность строения хорошо выдерживаются на большом расстоянии. В песчаниках часто содержатся линзы конгломератов. Аргиллиты присутствуют в небольшом количестве. По всему разрезу встречаются известковистые конкреции.

На реках Булкур и Хатыстах анизийский ярус начинается с алевро-песчаниковой пачки мощностью 60 м. Песчаники мелкозернистые, серые, с зеленоватым оттенком, содержат прослои песчаных алевро-

литов и линзы конгломератов (до 10 см) с галькой кремней и окремненных алевролитов. Выше находятся алевритистые аргиллиты (20 м), переслаивающиеся с полимиктовыми песчаниками [32].

На р. Чубукулах сохранились лишь низы среднего триаса. В основании первого ритма анизийского яруса залегают алевролиты (7 м), содержащие линзы песчаного материала с редкой кремнистой галькой. Выше (35 м) залегают аргиллиты, переходящие вверх по разрезу в алевролиты и мелкозернистые песчаники. Затем следуют (более 50 м) преимущественно алевролиты со слоями аргиллитов и песчаников [32].

На р. Даркы внизу лежат глинистые песчаники с маломощными слоями аргиллитов и конгломератов. Их сменяют алевролиты и песчаники, количество которых возрастает вверх по разрезу.

В разрезе анизийского яруса преобладают алевролиты (60 %) и аргиллиты (25 %). В низах ритмов редкие прослои песчаников сложены кварцем, полевыми шпатами и обломками пород. Присутствуют отдельные слои песчаников, близких и грауваккам, на треть состоящие из продуктов разрушения средних и основных изверженных пород. Для алевролитов также характерен полимиктовый состав за счет обогащения продуктами разрушения средних и основных эффузивных пород.

В анизийских отложениях широко представлены остатки головоногих и пластинчатожаберных, реже брахиопод, лопатоногих и криноидей. Иглы морских ежей образуют массовые скопления в виде прослоев до 10—30 см. Головоногие представлены родами *Paraporanoceras*, *Hungarites* и др. Из пластинчатожаберных часто встречаются представители из родов *Trigonodus*, *Myophoriopsis*, *Gervillia* (?), *Pecten*. Мощностъ анизийского яруса на хр. Туора-Сис 130—150 м, в верховьях р. Кёнгдаей 312 м.

Достоверные отложения ладинского яруса выявлены А. А. Межвилком [75] в 7 км восточнее устья р. Кёнгдаей, залегающие согласно на анизийском ярусе. В небольшом изолированном обнажении (10 м) ладинский ярус представлен мелкозернистыми песчаниками с зеленоватым оттенком со слоем (18 см) конгломерата внизу. В них преоб-

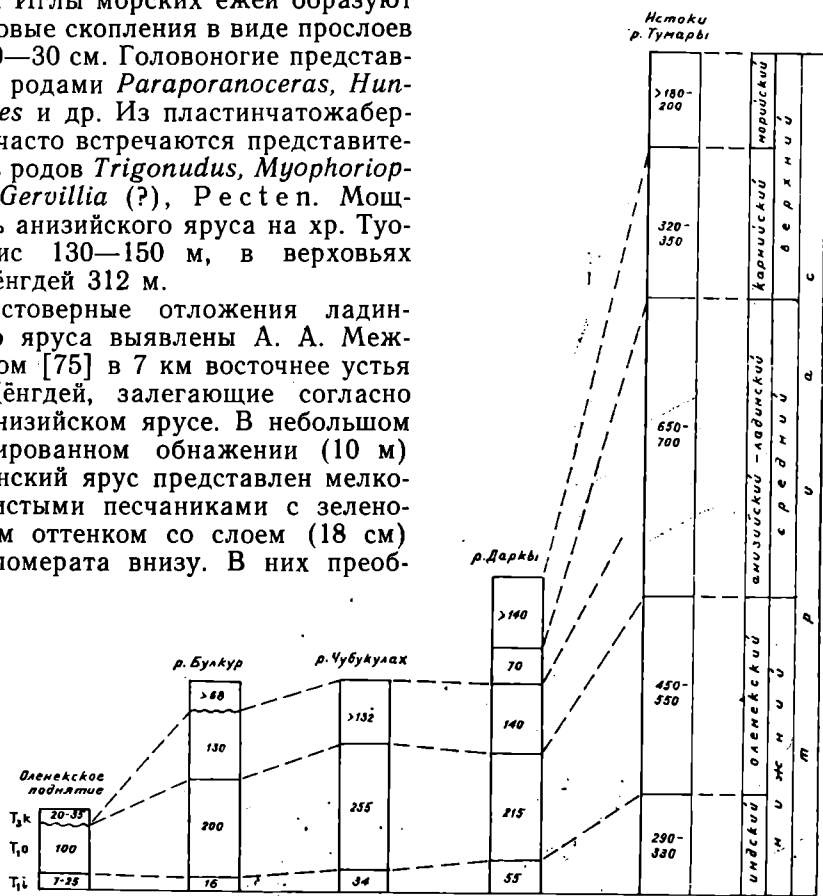


Рис. 3. Изменение мощностей (в м) триасовых отложений.

ладает галька осадочных пород. В середине разреза залегает слой алевролитов и аргиллитов мощностью 2 м. Во всех породах встречается много известковистых конкреций с остатками аммонитов *Indigirites*.

На р. Даркы к ладинскому ярусу И. С. Грамберг [32] условно отнес отложения (70 м), нижняя часть которых (около 50 м) сложена глинистыми алевролитами и аргиллитами, а верхняя — песчаниками.

Ладинский возраст отложений около устья р. Кёнгдей устанавливается по аммонитам, сходным с *Indigirites*, по определению Л. Д. Кипарисовой [75]. В остальных районах фаунистические остатки пелеципод и гастропод встречаются редко и плохой сохранности.

Верхний триас (Т<sub>3</sub>) сохранился в ограниченных местах. Наиболее изученными являются разрезы по р. Ыттах (в 7 км к В р. Кёнгдей), на р. Булкур, на р. Даркы. Здесь присутствуют только породы карнийского яруса. Они залегают на размытой поверхности среднего триаса. В основном они сложены аргиллитами и алевролитами с многочисленными карбонатными конкрециями. В породах отмечается много хлорита, монтмориллонита и повышенное количество обломков средних плагиоклазов, свидетельствующих об интенсивном привносе в район продуктов размыва основных эффузивов [75]. На р. Булкур [32] карнийские породы представлены пачкой мелкозернистых песчаников, которые состоят из кварца (до 50 %), полевых шпатов и обломков пород. На р. Даркы разрез сложен алевролитами (до 65 %) и аргиллитами. В алевролитах устанавливается высокое содержание продуктов разрушения средних и основных эффузивов. Вверх по разрезу содержание их увеличивается. В песчаниках, залегающих выше, содержатся растительные остатки и обломки древесины. Песчаники сменяются аргиллитами, алевролитами, чередующимися с мелкозернистыми глинистыми песчаниками с линзами известковистого песчаника.

Карнийский возраст пород определяется по наличию *Halobia*, *Sirenites* и другим формам. Неполная мощность карнийского яруса на р. Даркы равна 140 м, около устья р. Кёнгдей 68 м.

На восточном склоне Орулганского хребта, в истоках рек Тумара и Саханджа, триас слагает крупные синклинальные складки. Наиболее полно они закартированы и описаны при геологической съемке геологами ВАГТ в 1968—1970 гг. Здесь устанавливаются все отделы триаса.

Нижний триас (Т<sub>1</sub>) расчленен на индский и оленекский ярусы. Индский ярус Д. К. Башлавиным и др. (1971 г.) разделяется на три толщи. Нижняя — песчано-известковая толща (50—80 м) представлена голубовато-серыми известковистыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками со слоями алевролитов. Песчаники плотные, с тонкой косою слоистостью. В самом основании толщи обнаружены остатки *Anodontophora canalensis* Kipar., *Gervillia* sp. Средняя толща (80—110 м) состоит из аргиллитов и алевролитов. Аргиллиты темно-серые, рыхлые. Среди них имеются прослой известняков. Алевролиты, преобладающие сверху разреза, слоистые серые и зеленоватые. По всему разрезу много шаровидных карбонатных стяжений, в которых встречаются остатки аммонитов *Pachyproptychites strigatus* (Tozer), *P. verchojanicus* Vavilov, *P. turgidus* Porow, *P. compressus* Vavilov и др.; пелециподы *Myalina schamarae* Bittn., *Nucula oviformis* Esk. и др.; гастроподы, конхостраки *Cornia (Cechrositum) tchaganensis* Novoj., *Rhynchositum (Dirhynchum) syntchaensis* Novoj., *Sphaerestheria aldanensis* Novoj. и др. Верхняя толща (140—160 м) существенно песчаная. Пачки песчаников мощностью от 3 до 55 м перемежаются с пластами (12—15 м) алевролитов. Мощность индского яруса 290—330 м.

Отложения оленекского яруса, по данным В. Н. Любомирова (1971 г.), имеют трехчленное строение. Нижняя толща (140—150 м),



преимущественно алевролитовая, содержит пласты слоистых алевролитов. В 30 м от подошвы имеется горизонт известняков (до 2 м) с аммонитами *Paranannites* ex gr. *globosus* Р о р о w, *Anasibirites* sp. и др. Средняя толща (150—170 м) характеризуется преобладанием песчаников. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, полимиктовые, массивные и слоистые. Верхняя толща (130—150 м) состоит из переслаивания пачек песчаников и алевролитов. Состав их такой же, как и в нижних частях яруса. В 100—120 м от кровли обнаружены аммониты *Arctoceras simplex* (Моjсiсoвiсs), *Boreomeekoceras sibiricum* (Моjсiсoвiсs). Суммарная мощность оленекского яруса 450—550 м.

Состав отложений среднего отдела ( $T_2$ ) существенно изменяется в направлении с З на В. В приосевой части хр. Орулган наблюдается толща песчаников, часто грубозернистых, с линзами гравия и мелкогалечникового конгломерата. Песчаники имеют зеленовато-серую окраску, полимиктовый состав, массивную текстуру и крупноглыбовую отдельность. В нижней части разреза довольно часто присутствуют пачки чередующихся песчаников и алевролитов. Вверху разреза встречены растительные остатки (каламиты). К В роль алевролитов возрастает, особенно в нижней части разреза (280—300 м). Вверху разреза имеется горизонт с аммонитами *Arctogymnites* sp., *Indigirites* aff. *neraensis* Р о р о w, *Gymnotoceras* sp., *Aristoptychites* sp. ind. и пелециподами *Daonella* cf. *densisulcata* Y a b e et S c h i m. Выше располагается более песчаная часть разреза мощностью 350—400 м. Комплекс фауны свойствен верхам анизийского яруса — низам ладинского. Это дает основание предположительно относить нижнюю часть (песчано-алевролитовую) к анизийскому ярусу, верхнюю (песчаную) к ладинскому. Общая мощность среднего отдела 650—700 м.

По органическим остаткам в верхнем отделе ( $T_3$ ) установлены карнийский и норийский ярусы.

Карнийские отложения без видимого перерыва ложатся на песчаники среднего триаса. Они представлены темно-серыми глинисто-алевролитовыми породами и песчаниками зеленовато-серыми, полимиктовыми, известковистыми. Нижняя часть разреза несколько более песчаная (160—170 м), средняя — аргиллит-алевролитовая (60—70 м), вверху вновь увеличивается роль песчаников (90—110 м). Шаровидные конкреции с фауной встречаются в средней части разреза. Из фауны выявлены аммониты *Sirenites pentastichus* V o s i n; пелециподы *Cardinia subcircularis* K i p a r., *C. ovula* K i l t l., *Tosapecten hiemalis* (T o l l), *T. suzukii* (K o b.), *Halobia zitteli* L i n d s t r. Общая мощность карнийского яруса 320—350 м.

Отложения норийского яруса залегают согласно на карнийских породах. Они представлены алевролитами, аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников. По своему составу они близки к карнийским породам. Обнаружены обильные остатки фауны *Monotis ochotica* (К e y s.), *M. jakutica* (T e l l), *M. subcircularis* G a b b., *M. cf. zabaikalica* K i p a r., *M. scutiformis typica* (K i p a r.), *Oxytoma mojsiso vicis* T e l l. Сохранившаяся мощность норийских отложений 180—200 м.

В С. Верхоянье триасовая система повсеместно представлена морскими терригенными отложениями почти всех ярусов. В их разрезах отчетливо наблюдаются следы двух трансгрессий, происходивших в начале индского и карнийского веков. Наибольший размыв подстилающих отложений, сопровождавшихся образованием кор выветривания, наблюдается только на Оленекском сводовом поднятии. Максимальные мощности триаса устанавливаются на восточном склоне хр. Орулганского, где они больше (в 3—10 раз), чем в западной части Верхоянья.

В конце триаса на Сибирской платформе устанавливается континентальный режим, сопровождавшийся образованием кор выветривания, которые местами сохранились в основании нижнеюрских отложений. Кора выветривания, залегающая в подошве нижнеюрских отложений, отмечена в бас. р. Сянгюде и по притокам р. Молодо. На р. Сянгюде, по материалам Л. П. Смирнова и др. (1968 г.), под морскими отложениями плинсбахского яруса залегают гидрослюдистая кора выветривания известняков среднего кембрия мощностью 0,9—1,5 м. На р. Тирехтях в основании нижнеюрских отложений переотложенная кора выветривания представлена сильно выветрелыми глинами, часто каолинизированными, линзами пластичных разноцветных глин. Мощность этих отложений 1,5—6 м. На р. Тит-Юряге и на р. Муогдан базальный слой нижней юры лежит на песчаниках нижней перми с сильными следами выветривания на глубину до 0,9 и 1,5 м. На р. Усунку-Юрях нижнеюрские породы залегают на коре выветривания туфов нижнего триаса мощностью 10 м. Глинистая фракция коры состоит из монтмориллонита, гидрослюды, цеолитов.

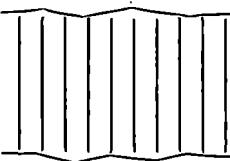
## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения участвуют в строении Приверхоянского и Лено-Анабарского прогибов, в центральной части которых они перекрыты меловыми отложениями. Наиболее полные сведения о юрских отложениях получены после 1955 г. в результате проведения среднемасштабных геологических съемок и тематических исследований. Изучение юрской фауны производилось В. А. Басовым, В. И. Бодылевским, Н. С. Воронец, А. А. Герке, А. П. Герасимовым, Е. А. Гофман, Е. С. Ершовой, Э. В. Кошелкиной, О. М. Лев, Н. П. Михайловым, В. Н. Саксом, И. И. Сучковым, А. Г. Шлейфер, Н. М. Шульгиной и др.

На геологической карте юрские отложения подразделены на отделы, а местами (хр. Туора-Сис) из-за малых мощностей юра показана в целом, без подразделений. В пределах прогибов выделяются две структурно-фациальные зоны развития юрских отложений — Приплатформенная и Прискладчатая (Приверхоянская) (табл. 5).

Среди нижнеюрских отложений ( $J_1$ ) Приплатформенной зоны повсеместно выделены плинсбахский и тоарский ярусы, а в отдельных местах также и геттангский — синемюрский ярусы. Породы геттангского — синемюрского ярусов распространены по рекам Хотугу-Экит, Ортоку-Экит, Согуру-Экит и их притокам. Они, по данным Ю. И. Минаевой (1969 г.), залегают с размывом на нижнем триасе и по литологическим признакам четко разделяются на две пачки. В нижней пачке (10—15 м) преобладают мелко- и среднезернистые песчаники с линзами конгломератов, гравелитов со слоями рыхлых песчаников и алевролитов. В ее основании залегают конгломераты, сложенные хорошо окатанными гальками с валунами размерами до 0,4 м. Среди галек преобладают кремни и окремненные породы, также встречаются порфиры, песчаники и доломиты, известняки, сланцы, кварц, гранит, халцедон. В нижней пачке установлены брахиоподы *Spiriferina walcottii* (Sow.) и пелециподы *Cordinia laevis* Ag., *Modiola minima* Sow., *Oxytoma sinemuriensis* Обг. и др. По заключению Н. С. Воронец, слои, содержащие эту фауну, относятся к нижнему лейасу. Верхняя пачка (15—20 м) сложена глинистыми алевролитами и глинами. В ее нижней части преобладают алевролиты с прослоями песчаников и редкими гальками. Верхняя часть пачки более глинистая и содержит линзы известняков. Вверху найдены морские лилии *Pentacrinus* sp., пелециподы *Chlamys* cf. *substrata* Roem., *Leda* sp. и др. Мощность геттанг-синемюрских отложений 25—35 м.

Схема корреляции юрских отложений

Отдел	Ярусы	Приплатформенные крылья прогибов	Прискладчатое крыло Приверхоанского прогиба	
Верхний	Волжский	Волжский (152—255 м)	Волжский (237 м)	Сытогинская свита (180—200 м)
	Кимериджский		Кимериджский (?) ярус — нижневолжский подъярус (45 м)	Джаскойская свита (290—345 м)
	Оксфордский			
	Келловейский		Келловейский (0—20 м)	Верхний келловей — нижний оксфорд (35—37 м)
				Нижний келловей (82 м)
Средний	Батский	Верхнебатский подъярус (40—130 м) Нижнебатский подъярус (40—105 м)	Байосский — батский (390—600 м)	
	Байосский			
	Ааленский	Верхний подъярус ааленского яруса — байосский ярус (40—140 м)	Ааленский (60 м)	
		Нижний подъярус (40—60 м)		
Нижний	Тоарский	Тоарский (20—140 м)	Тоарский (80 м)	
	Плинсбахский	Верхнеплинсбахский подъярус (120—170 м)	Плинсбахский (300—430 м)	
	Синемюрский Геттангский	Геттангский — синемюрский (25—35 м)	Геттангский — синемюрский (более 330 м)	

Плинсбахский ярус представлен только верхним подъярусом, выделявшимся ранее как домерский ярус. Отложения верхнего плинсбаха широко развиты в приплатформенной зоне Приверхоанского и Лено-Анабарского прогибов и вскрыты скважиной у устья р. Джарджан. Они перекрывают трансгрессивно более древние толщи. Исключение составляет бассейн рек Буор-Экит, Согуру-Экит, где породы плинсбаха, по Ю. И. Минаевой (1969 г.), залегают согласно на геттанг-сиенюрских отложениях. Базальный горизонт верхнего плинсбаха почти повсеместно представлен песчаными отложениями с конгломератами, состав которых существенно меняется по простираанию. В ряде мест в них обнаружены алмазы. Среди галек, кроме местных пород, большую роль играют устойчивые породы: кварц, кремнистые породы, кварциты, халцедоны, долериты, кварцевые порфиры и др. Мощность базального галечника от 0,1 до 2,5 м. Их максимальная мощность наблюдалась в бас. рек Муна, Моторчуна, Молодо и Уджа. В общем состав верхнеплинсбахских отложений выдерживается на большой площади. От р. Молодо на С до р. Келимяр и по всему бас. р. Бур в их разрезе преобладают глинистые породы, меньшее значение имеют песчаники, пески и конгломераты.

На севере территории (реки Бур, Келимяр) к верхнеплинсбахскому подъярису относятся в основном плотные алевритистые глины, включающие слои (0,5—1,5 м) плотных известковых алевритов, глинистых известняков, песчаников с многочисленными шаровыми карбонатно-фосфатными и сидеритовыми конкрециями диаметром до 0,15 м. По всему разрезу наблюдаются обугленные обломки древесины. В бас. р. Тас-Экит отмечаются прослой алевролитов с мелкой рассеянной галькой кварца. Еще южнее (р. Бор-Экит) в разрезе присутствуют линзы галечников, рассеянные глыбы метаморфических пород нижнего протерозоя, линзы (по 1—2 см) угля. В составе галек преобладают метаморфические породы и песчаники разного состава, в меньшем количестве присутствуют известняки, кремни и другие породы.

По р. Молодо роль песчаного материала еще более увеличивает. В основании разреза (20—25 м) залегают песчаные алевролиты со слоями и линзами (по 0,1—0,3 м) известняков, песчаников (до 1 м) и песков. В его средней части (около 45 м) преобладают глинистые пески, перемежающиеся с рыхлыми песчаниками. Линзы конгломератов содержат гальки и мелкие валуны кремней, кварца, песчаников, известняков, долеритов. Венчается разрез (50 м) алевролитами, чередующимися с песчаниками и известняками, содержащими обильную фауну.

В низовьях р. Моторчуна описываемые отложения представлены глинистыми песками по 5—6 м мощности, перемежающимися с алевролитами, содержащими линзы песчаников (0,2—1 м) и галечников. По всему разрезу встречаются многочисленные обломки обуглившейся древесины, линзы буроуголя по 1—2 см мощности, отдельные валуны известняков и глыбы долеритов.

На водоразделе истоков рек Мерчимден и Куогас-Улуйбут-Моторчуна маломощные (2—2,5 м) верхнеплинсбахские отложения залегают на верхнекембрийских породах. По В. В. Жукову и др. (1962 г.), они представлены глинистыми и алевритистыми глинами желтовато-бурого цвета. Отдельные прослой и линзы песков содержат большое количество гальки (размером 1—8 см) кварцитов, кварца, кремней и плотных известняков. У основания разреза присутствуют многочисленные мелкие обломки кимберлитов, крупные обломки кристаллов магнетита, ильменита и пирропа. Возраст отложений подтверждается находкой *Harpa cf. laevigatus* O g b.

Имеющиеся данные свидетельствуют о наличии нижнеюрских отложений под так называемыми покровными неоген-четвертичными от-

ложениями, развитыми в бас. рек Сюнгюде и Моторчуна. Об элювиально-делювиальном происхождении покровных отложений, образовавшихся за счет нижнеюрских пород, указывали И. Н. Битерман, Н. И. Гогина (1963 г.) и др. В покровных отложениях обычно присутствуют пыльца и споры нижнеюрских растений. Исходя из этого, на карте дочетвертичных отложений вместо покровных неоген-четвертичных отложений показаны нижнеюрские образования, что подтверждается непосредственными выходами их во многих местах из-под этих покровных образований.

Верхнеплинсбахские отложения содержат обильную и разнообразную фауну\*. Из наиболее характерных аммонитов присутствуют *Amaltheus margaritatus* Montf., *A. arcticus* Kosch., пеллеципод — *Tancredia kuznetsovi* Petr., *Harpax spinosus* Sow., *Meleagrinnella tiungrensis* Petr., представитель микрочауны — *Hyperammmina neglecta* Gerke et Sossip., *H. odiosa* Gerke et Sossip., *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *Trochammina lapidosa* Gerke et Sossip., *T. inflata* (Mont.), *Lenticulina spiroolina* (Born.), *L. major* (Born.).

Мощность верхнеплинсбахских отложений относительно устойчива, около 100 м, увеличивается в бас. р. Моторчуна до 120—150 м и в устьевой части р. Бур до 150—170 м.

Отложения тоарского яруса постепенно сменяют верхнеплинсбахские. Граница между ними проводится на основании фаунистических остатков. На всей описываемой площади тоарский ярус представлен преимущественно однородной толщей аргиллитов, переходящих в алевриты, с редкими конкрециями, линзами и слоями (0,3—0,7 м) глинистых или алевритистых известняков. На р. Буор-Экит мощность линз известняков достигает 1,8 м. На р. Кыра-Хос-Тёрюттях разрез венчается пачкой (5—10 м) известковистых полевошпат-кварцевых песчаников. В бас. р. Молодо в них проявляются прослойки песка и фосфатизированных песчаников. Тоарские отложения повсеместно насыщены остатками белемнитов, аммонитов, пеллеципод, микрочауны. Наиболее часто встречаются белимниты — *Nannobelus janis* Naum., *Hastites subclavatus* Volts., *H. clavatus* (Schloth.), *Dactyloteuthis dolosus* Voron., *Mesoteuthis subrevis* Kolb., *Megateuthis gigantoides* Pavl., *Passaloteuthis subinaudita* Voron. и др. аммониты — *Harpoceras* cf. *exaratum* (Joung et Bird); пеллециподы — *Mytiloides amidaloides* Geldf., *M. marchaensis* Petr., *Oxytoma newtoni* Voron., *Leda jactica* Petr., *Arctotis marchaensis* Petr. и др.; фораминиферы — *Am-tobaculites lobus* Gerke et Sossip., *Ammodiscus pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *A. ex gr. asper* (Terq.) и др. Мощность отложений тоарского яруса увеличивается с Ю на С с 20—30 м (р. Сюнгюде) до 100—120 м (устье р. Бур).

Средний отдел ( $J_2$ ) на мелкомасштабной геологической карте листа R-50, составленной К. К. Демюкидовым в 1957 г., был разделен на две толщи — нижнюю — аргиллитовую и верхнюю — песчаниковую. В некоторых работах выделялась келимьярская (аален, байос, нижняя часть бата) и чекуровская свиты (верхняя часть бата, низы келловея). В настоящее время почти повсеместно можно выделить толщи нижнеааленского подъяруса, верхнеааленского подъяруса — байоса и батского яруса. Только по левым притокам р. Бур ааленский ярус не расчленяется на подъярусы.

Отложения ааленского яруса наблюдаются по левобережью р. Бур (от р. Ары — Онгорут до устья р. Бур). Они представлены аргиллитами и алевролитами. В основании разреза на большом протяжении про-

---

\* Здесь и далее фауна приведена выборочно из разных работ, поэтому фамилии авторов не всегда указываются.

слежена пачка песчаных и известковистых алевролитов мощностью 15—20 м. На р. Кыра-Хос-Тёрюттях их сменяют известковистые среднезернистые песчаники мощностью около 15 м, которые в устьевой части р. Бур замещаются толщей аргиллитов и алевролитов с конкрециями, линзами и слоями (до 0,3—0,5 м) глинистого известняка. Вблизи устья р. Бур найдены остатки аммонита *Ludwigia cf. concava* (Sow.) и пелециподы — *Tancredia cf. subtilis* Zah., *Variamussium pumilum* Lam., *Entolium demissum* Phill., *Pleuromya unioides* Roem., *P. decurtata* Phill., *P. elongata* Agassi и др. Микрофауна на р. Кыра-Хос-Терюттях из верхней части разреза представлена обедненным комплексом песчаных фораминифер, среди которых преобладают *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Parkes et Jones). Мощность ааленского яруса с 60 м в устье р. Бур к 3 уменьшается до 40 м.

На остальной площади приплатформенной зоны среднеюрские отложения расчленяются более детально.

Отложения нижнеааленского подъяруса прослеживаются от р. Муна до р. Буор-Эекит, а далее на С — в бас. р. Келимяр. Они входят в состав келимярской свиты, которая, по мнению Д. С. Яшина и др. (1965 г.), охватывает отложения ааленского и байосского ярусов, а по А. А. Красильщикову (1967 г.) — всего среднего отдела.

Отложения нижнего аалена повсеместно залегают согласно на породах тоарского яруса. В их основании часто встречаются пески мощностью 0,5—3 м, которые содержат гальку и глыбы окремненных известняков, кварцевых песчаников, кварца, халцедона, алевролитов и метаморфических песчаников нижнего протерозоя. В основном разрез нижнего аалена сложен аргиллитами и алевролитами с маломощными слоями и линзами песков, песчаников мощностью от 0,5 до 3 м. Порода содержат обильную фауну пелеципод, аммонитов, белемнитов, фораминифер, а также спорово-пыльцевые комплексы. Среди пелеципод установлены *Retroceramus cf. formosulus* Vog., *R. cf. ussuriensis* Vog., *R. subambiguus* Pchel., *R. menneri* Kosch., *R. ambiguus* Eichw., *R. popowi* Kosch., *R. Sibiricus* Kosch., *Arctotis lenaensis* Lah. и др. Часто встречаются аммониты: *Leioceras cf. götzendorfensis* (Dogn.), *Leioceras* sp. (*L.* ex gr. *opalinum* Rein.). *Pseudollioceras* ex gr. *beyrechi* (Schloenb.) и др., белемниты: *Hastites clavatus* Schl., *Dicoelites minaevae* Sachs., *D. bidgievi* Sachs. и др., микрофауна: *Ammodiscus glumaceae* Gerke et Sossip., *A. pseudoinfimus* Gerke et Sossip., *A.* ex gr. *asper* (Terq.), *Verneuilinoides syndascoensis* Scharovskaja, *Lenticulina nordvikensis* (Mjatl.), *Astacolus protracta* (Dogn.) и др. Мощность нижнего аалена выдерживается в пределах 40—60 м.

Отложения верхнего аалена — байоса прослежены между реками Муна и Буор-Эекит. В бас. р. Келимяр они входят в состав келимярской свиты. В более западном районе (р. Кыра-Хос-Тёрюттях) И. В. Школа (1969 г.) объединяет их в байос-батский ярусы нерасчлененные. Повсеместно намечается согласное залегание этих отложений на подстилающих породах, кроме бас. р. Кыра-Хос-Тёрюттях, где они лежат с размывом на породах нижнего аалена и тоара. Вся толща верхнего аалена — байоса сложена преимущественно мелкозернистыми песками, чередующимися с алевролитами. Среди них часто встречаются прослой и линзы известковистых песчаников. Пески слабо уплотнены, нередко содержат звездчатые образования кальцита (антраконита). В тяжелой фракции, в отличие от нижележащих пород, содержится большое количество рудных минералов, граната и циркона. Песчаники образуют пласты мощностью от 0,5 до 2 м, хорошо дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. В бассейне нижнего течения р. Сюнгюде в основании разреза залегает пачка (27—32 м) алевролитов, чередующихся с песками с растительным детритом на плоскостях

наслоения. Средняя часть разреза (50—55 м) представлена слабо уплотненными песками с многочисленными линзами и стяжениями известковистых песчаников. В породах часто встречаются линзочки и прослойки угля, растительный детрит. В верхах разреза (8—30 м) преобладают серовато-желтые тонкозернистые пески с многочисленными линзами и стяжениями известняков по многочисленным пеллециподам, среди которых наиболее типичны: *Retroceramus formosulus* V o r., *R. ex gr. kystatymensis* K o s c h., *Arctotis* aff. *lenaensis* L a h., *A. cf. sublaevis* B o d y l. и др. Мощность верхнего аалена — байоса с 40 м (р. Буор-Эекит) увеличивается к Ю до 115—140 м (р. Муна).

Отложения батского яруса в районе между реками Муна и Буор-Эекит обычно делились на два подъяруса. В районе р. Келимяр они включались в состав келимярской свиты, в устьевой части р. Бур — в состав чекуровской свиты, а в бас. р. Кыра-Хос-Тёрюттях они описаны как неразделенные отложения байосского и батского ярусов. В последнее время батский ярус предлагают делить на три подъяруса.

Отложения нижнего бата согласно перекрывают породы верхнего аалена — байоса. Граница между ними проводится по относительно резкой смене песчаных пород глинисто-алевритовыми. Их разрез литологически выдержан на большом расстоянии и может служить маркирующим горизонтом. Он представлен темно-серыми алевролитами, аргиллитами и глинами, но местами (р. Усунку, Улахан-Орусуока, р. Мельбюэттях) в его основании залегают маломощные (0,1—0,9 м) галечники. В рассматриваемых породах встречены обильные пеллециподы: *Retroceramus kystatymensis* K o s c h., *R. porrectus* K o s c h., *R. tongusensis* (L a h.) и др., аммониты: *Cranoccephalites* sp., *Lissoceras psilodiscus* S c h l., *Holcophylloceras zignodianum* и др. микрофауна: *Glomospira* ex gr. *gordialis* (P a r k. et J o n.), *Trochammina praesquamata* M j a t l., *Verneuilinoides sibiricus* (M j a t l.), *Nodosaria candella* F r a n k e, *Nodosaria sowerbyi* S c h w., *Astacolus deeckyi* W i s n., *A. foliacea* (S c h w.), *A. inconstans* (S c h w.), *A. protracta* и др. Мощность нижнего бата 40—60 м, в Джарджанской скважине она увеличивается до 105 м.

Отложения верхнего бата выделены в районе между реками Муна и Буор-Эекит, где они залегают согласно на нижнебатских породах. Представлены они уплотненными песками, содержащими стяжения песчаников. В нижнем течении р. Сянгюде верхнебатские отложения делятся на две толщи. Нижняя толща начинается серыми тонкозернистыми уплотненными песками (27—30 м) и завершается алевролитами с подчиненным количеством глинистых песков (30—32 м). По всему разрезу наблюдаются линзы мощностью 1—3 м сильно известковистых песчаников. Верхняя толща (60—70 м) сложена серовато-желтыми тонкозернистыми песками с линзами сильно известковистых песчаников.

Фаунистические остатки встречаются редко. В них найдены аммониты: *Arctocephalites* aff. *ellipsicus* S p a t h., *A. kiguilahensis* V o r., *A. an. arcticus* (N e w.), пеллециподы: *Retroceramus retrorsus* K e y s., *Arctotis sublaevis* B o d y l., *Tancredia subtilis* L a h. и др., фораминиферы: *Lenticulana* sp. ind., *Saracenaria* sp. Максимальная мощность верхнего бата в 110—130 м установлена в нижнем течении рек Молодо и Сянгюде. К С и Ю она уменьшается до 20—60 м (р. Буор-Эекит) и до 40—60 м (р. Моторчуна).

Батские породы подверглись размыву и выветриванию в предкелловейское время в приплатформенной зоне. Кора выветривания на батских породах установлена на р. Бычыкы, Арылах-Сене, Элиетибие. Она, по данным Л. П. Смирнова и др. (1968 г.), перекрыта конгломерата-

ми келловейского яруса, состоит из сильно каолинизированных песчанников. Мощность выветрелых пород 0,6—2,5 м.

Верхняя юра (J<sub>3</sub>), согласно последним данным, в приплатформенной зоне представлена только образованиями келловейского и волжского ярусов. Из-за недостаточной изученности разрезов к ним местами присоединяют подстилающие (батские) и перекрывающие (валанджинские) отложения.

Отложения келловейского яруса обнаружены по левым притокам р. Лены в бас. рек Арылах-Сене, Еврашка-Сене и верховьях рек Бычыкы и Элиетибие, где Ю. И. Минаевой отмечено несогласное залегание их на батских отложениях. В основании разреза залегают линзы конгломератов (0,2—0,3 м) или слои галек (до 0,1 м). Гальки размерами 1—2 см слабо окатаны, но хорошо отсортированы. Среди галек преобладают кремни и окремненные породы, известняки и мергели, переотложенные местные породы, метаморфизованные песчаники, различные песчаники и доломиты, порфириты и их туфы. Кроме того, среди галек обнаружены окремненные кораллы силура — девона. В шлихах из базальных конгломератов получены минералы-спутники алмаза (пикроильменит и пироп) и единичные кристаллы алмазов. Отложения келловейского яруса представлены уплотненными песками, переходящими в слабо сцементированные песчаники с конкрециями известковистых песчаников диаметром до 4 м. Пески хорошо отсортированы. Тяжелая фракция их содержит ильменит, гранат, сфен, эпидот, циркон, меньше апатита, амфиболов, рутила, турмалина. Песчаники состоят из кварца, полевых шпатов и обломков разных пород. Возраст отложений определяется по находкам на реках Арылах-Сене и Еврашка-Сене аммонитов *Cadoceras elatmae* Nik., *C. aff. comma* Im., *C. multiforme* Im., *C. anabarensis* Bодyl., *C. destinatum* Vog., *C. tschefkini* (Ogb.), *C. cf. falsum* Vog., *C. cf. subtenuicostatum* Vog. и белемнитов *Cylindroteuthis subextensa* Nik. Кроме того, в верхах чекуровской свиты обнаружены аммониты *Arcticoceras ischmae* (Keys.), *A. aff. rierdonense* Im., свидетельствующие о начале келловейского яруса. Мощность отложений от 1—2 м на р. Еврашка-Сене и увеличивается до 20 м на р. Арылах-Сене.

Повсеместное отсутствие на приплатформенной зоне отложений оксфордского и кимериджского ярусов видимо объясняется их размывом во время предволжского перерыва, сопровождавшегося образованием кор выветривания. Кора выветривания на келловейских и батских породах, перекрытая базальными слоями волжского яруса, широко развита (на реках Экиит, Бычыкы, Арылах-Сене, восточнее р. Сюнгюде, пос. Чекуровка, р. Улахан-Бегей, р. Тас-Юрях и др.). Мощность выветрелых пород достигает 2—3 м. Тонкая фракция состоит из монтмориллонита, каолинита или сульфат-хлорит-монтмориллонита.

Отложения волжского яруса прослеживаются непрерывной полосой на приплатформенной зоне прогибов. Везде они залегают с размывом на породах келловейского и батского ярусов. Размыв в предволжское время был существенным, о чем свидетельствует наличие в базальном конгломерате обломков пород с кораллами силура и девона.

В описываемом районе волжский ярус подразделяется на нижний, средний и верхний подъярусы. Нижний и средний подъярусы, установленные на всем протяжении выходов верхнеюрских пород, не отделены друг от друга. В их основании повсеместно наблюдаются песчаники и конгломераты. Например, на северо-западе территории, в истоках рек Буолкалах и Ары-Онгорбут, по материалам Г. И. Поршнева и др. (1971 г.), базальный горизонт сложен плотными разнозернистыми песчаниками с глауконитом и лептохлоритом, стяжениями фосфоритов, линзами гравия, галек и единичных валунов. Местами желваки фосфоритов размерами 5—10 см составляют до 20—30 %



объема породы. Мелкие валуны и гальки представлены кварцитами, гравелитами, гнейсами, гранитоидами, долеритами, сионитами, кислыми эффузивами. В гравелитах и конгломератах содержатся алмазы и их спутники — пироп, пикроильменит и хромдиопсид, размеры которых достигают 3 мм в поперечнике.

В бас. р. Элиетибие, по данным Н. А. Цейдлер и др. (1969 г.), мощность конгломерата достигает 1,5 м. Кроме того, в нижних 10 м толщи песков имеется еще несколько линз конгломератов с преобладанием галек кремней (71 %), присутствием желваков фосфоритов (размером 2—5 см) и большим количеством пироба.

К С от устья р. Молодо конгломерат мощностью 0,3—0,4 м сложен мелкой галькой (до 1 см) в основании и более крупной (3—8 см) вверху. Гальки представлены в основном кремнями (40—50 %).

Восточнее устьевой части р. Сюнгюде конгломерат мощностью 0,1—0,8 м содержит гальку, мелкие валуны и гравий, состоящая из фосфоритовых песчаников и фосфоритов (до 60 %), окремненных известняков, кремней и кварцитов. Р. А. Биджиевым и др. (1970) отмечен интересный факт наличия в гальках фосфоритовых песчаников нижнекимериджских аммонитов, среднеюрских белемнитов и пелеципод, а в гальках окремненных известняков встречены обломки кораллов силура и силур-девона.

Общий состав ниже-средневожских отложений хорошо выдерживается. Повсеместно они сложены алевролитами и песками с обильными остатками фауны. В районе севернее рек Молодо и Моторчуна вожские отложения не расчленены на подъярусы и обычно описывались совместно с нижними горизонтами валанжинского яруса.

Южнее р. Молодо над базальным горизонтом залегают две толщи. Нижняя толща сложена алевролитами и песками с прослоями и линзами песчаников (0,2—0,5 м) и известняков. Максимальная мощность ее (100—120 м) установлена в районе устья р. Молодо до нижнего течения р. Сюнгюде, к С мощность уменьшается. В ней собраны многочисленные остатки фауны, характерной для нижевожского подъяруса аммонитов: *Subplanites sokolovi* Il'ov. и др., белемнитов: *Pachyteuthis subrectangulata* Blüthg., *P. brevixiliformis* Romp. и др., пелеципод: *Buchia mosquensis* Buch., *B. rugosa* (Fisch.), *Exogyra nana* (Sow.), *Aviculaperna plana* Conr., *Pleuromya sinuosa* Roem. и др.

Верхняя толща в районе между р. Молодо и р. Моторчуна залегает согласно на нижней толще. Южнее р. Молодо толща внизу представлена песками мощностью 35 м, а выше — алевритами (10 м). Пески разнозернистые, косослоистые с прослоями и линзами среднезернистых песчаников. Внизу толщи собраны многочисленные остатки *Buchia mosquensis* Buch. и др.

В низовьях р. Сюнгюде Р. А. Биджиев и др. (1970 г.) делят эту толщу на две пачки: нижнюю, преимущественно песчаную мощностью 40 м и верхнюю — глинистую мощностью 10—15 м. В песчаной пачке найдено несколько видов аммонитов из рода *Dorsoplanites* зоны *Dorseplanites pahderi*, которая теперь относится к средневожскому подъярису. Глинистая часть толщи по фауне принадлежит зоне *Laugeites stschurowskii*, которая относится к среднему подъярису.

В устьевой части р. Моторчуна в основании толщи (20—25 м) залегают мелко- и тонкозернистые кварц-полевошпатовые пески с тонкими слоями алевролитов и крупными (до 6 м) стяжениями известковистых песчаников. Выше (7—8 м) залегают пески тонкозернистые глинистые с включением обугленных растительных остатков. В породах найден аммонит *Dorsoplanites* sp.

Мощность верхней толщи восточнее р. Сюнгюде равна 50—55 м, уменьшаясь к р. Молодо до 45 м, а на Ю, к р. Моторчуна, — до 27—33 м.

В бас. рек Буор-Эекит, Тас-Эекит и Келимяр нижний и средний подъярусы входят в состав нерасчлененных отложений волжского яруса. Здесь они представлены песками с линзами песчаников с прослоями алевролитов мощностью 20 м (р. Келимяр). К 3 (р. Кыра-Хос-Тёрюттях) нижневолжские отложения выпадают из разреза, где в 5—7 м выше основания найдена верхневолжская микрофауна.

В истоках р. Буолкалах к нижнему подъярусам волжского яруса Г. И. Поршневу и др. (1971 г.) относят пачку разнозернистых песчаников мощностью 3—5 м с прослоями грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с остатками белемнитов: *Cylindroteuthis superelongata* Blüthg., *Acroteuthis obliquispinata* Romp. и др., пелециподы: *Buchi mosquensis* Buch., *Modiola cf. strajeskiana* Ogb. и др.

Верхневолжские отложения отмечены в ряде пунктов, но в большинстве совместно с валанжинскими отложениями\*. Везде они лежат согласно на нижневолжских породах. Литологически они не отличаются от подстилающих пород. На севере, в бас. р. Бур, Буор-Эекит — это глинисто-алевролитовые, а на приплатформенной зоне Приверхоанского прогиба — песчано-алевролитовые отложения.

В истоках р. Буолкалах к верхневолжскому подъярусу отнесена пачка глинисто-алевролитовых пород мощностью 7—20 м. В них найден аммонит из рода *Chetaites*.

На р. Кыра-Хос-Тёрюттях выше базальных конгломератов залегает пачка аргиллитов с линзами алевритов, в которых обнаружена микрофауна: *Ammodiscus veteranus* Kosyug., *Trochammina rosacea* Zasp., *T. septentrionalis* Schagov., *Haplophragmoides emeljanzevi* Schleif., *Recurvoides obskiensis* Romap. и др. По мнению В. А. Басова, эти формы широко распространены в отложениях верхневолжского подъяруса.

В районе р. Буор-Эекит (р. Еврашка-Сене) к верхневолжскому подъярусу И. В. Школой (1969 г.) относится толща (60—80 м) глин и глинистых алевролитов, содержащих прослой песчаников. В них присутствуют аммониты *Craspedites* sp., *Chetaites* (?) sp. и пелециподы *Buchia fischeriana* Ogb., *A. lahuseni* Pavl. и др., которые широко распространены в верхах волжского яруса.

В низовьях р. Молодо к верхневолжскому подъярусу Р. О. Галабала и др. (1969 г.) условно отнесли нижнюю часть толщи, содержащую переходную фауну от юры к мелу. Внизу разреза (10—12 м) залегают уплотненные пески с прослоями алевролитов (по 0,05—0,1 м) и стяжениями известковистых песчаников. Выше (25—28 м) лежат алевролиты с редкими прослоями и линзами песков и песчаников. В них содержатся аммониты *Craspedites* sp., *Kaschpurites* sp. и другая фауна.

В более южных районах (между реками Молодо и Моторчуна) верхневолжские отложения не охарактеризованы фауной, поэтому они обычно выделяются условно и чаще всего совместно с нижними горизонтами валанжинского яруса (берриаса?).

Общая мощность верхневолжских отложений меняется от 20 м (реки Бур, Буолкалах) до 60—80 м (р. Буор-Эекит).

В пограничной зоне между Приверхоанским прогибом и С. Верхояньем выходят на поверхность сильно дислоцированные юрские отложения. В Приверхоанской зоне установлены все три отдела юры.

В местах, где более детально изучен разрез, в нижнем отделе юрских отложений выделяются геттангский и синемюрский ярусы нерасчлененные, плинсбахский и тоарский ярусы.

\* Валанжин в прежнем понимании (включая ту часть разреза, которая теперь выделена в качестве берриасского яруса).

Геттангский-синемюрский (?) ярусы в бас. р. Нёлон сложены песчаниками с рассеянной хорошо окатанной галькой кварца, кремнистых пород, песчаников и алевролитов. Размер галек 1—3 см, реже до 10 см. Среди песчаников встречаются пласты алевролитов мощностью 2—9 м, а также маломощные (0,15—0,6 м) прослои и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В алевролитах встречены отпечатки хвощей, которые, по мнению Н. Д. Василевской, встречаются в отложениях верхнего триаса и нижней юры. В песчаниках найдены *Parai-poceramus* sp., по заключению Н. С. Воронеж, характерные для нижней и средней юры.

Мощность отложений, условно отнесенных к геттангскому и синемюрскому ярусам, на р. Нёлон более 330 м. Нижняя граница их не обнажена.

Отложения плинсбахского яруса в южной части территории (р. Нёлон) залегают согласно, а в северной лежат на равных горизонтах триаса. На р. Булкур, хр. Туора-Сис плинсбахский ярус представлен алевролитами и аргиллитами черного цвета с включением большого количества антрацитовых образований и известковистых конкреций. В основании плинсбаха найдены пелециподы *Cardinia tas-argyensis* Vогон., *Meleogrinella tasaryensis* Vогон., *Chlamus textoria* (Schloth), *Harpax spinosus* Sow. В бас. р. Нёлон плинсбахские отложения представлены алевролитами, чередующимися с мелкозернистыми песчаниками. Последние содержат маломощные прослои мелкогалечных конгломератов и обрывки углефицированных растительных остатков. В алевролитах присутствуют многочисленные известково-глинистые караваеобразные и шарообразные конкреции. В них найдены пелециподы *Tancredia oviformis* Lah., *Harpax* cf. *spinosus* Sow., *H.* ex gr. *laevigatus* Oгb., (определение Н. С. Воронеж). Мощность плинсбахских отложений в районе хр. Туора-Сис 300—350 м, в бас. р. Нёлон — 430 м.

Отложения тоарского яруса (80 м) установлены только в бас. р. Нёлон, где они представлены монотонной пачкой алевролитов, насыщенных многочисленными округлыми конкрециями песчано-известкового состава размером до 0,3—0,4 м. В этой пачке установлены остатки *Hastites* cf. *clavatus* Schloth.

Среднеюрские отложения в Приверхоянской зоне разделяются на ааленский и байосский — батский ярусы нерасчлененные. Наличие ааленских отложений подтверждено в бас. р. Нёлон, где они залегают согласно на подстилающих породах и представлены однородной пачкой (60 м) песчаных алевролитов темно-серого цвета. Среди алевролитов найдены белемниты *Hastites* ex gr. *clavatus* Schloth., *Holcolbelus blainvillei* (V oltz) и др. Не исключена возможность, что алевролиты аалена распространены по всему предгорью Верхоянского хребта, но фаунистически не охарактеризованы.

Отложения байосского — батского яруса, прослеживающиеся по всему западному склону Верхоянского хребта, залегают согласно на ааленских породах. В их составе преобладают песчаники с ограниченным количеством прослоев алевролитов.

На юге территории (реки Нёлон, Джарджан) байосский — батский ярусы, по данным В. К. Дорофеева (1966 г.) и Г. В. Труфанова (1966 г.), сложены мелкозернистыми олигомиктовыми песчаниками, переслаивающимися с алевролитами. В средней части разреза залегают пачка алевролитов мощностью от 80 до 140 м. В песчаниках часто отмечаются знаки ряби, обугленные растительные остатки, косяя слоистость и обильные остатки пелеципод *Retroceramus menneri* K o s c h., *Retroceramus lucifer* (E i c h w.), *Tancredia subtilis* Lah., *Arctotis sublaevis* B o d y l. и др. Мощность отложений байоса — бата в районе р. Джарджан более 390 м, а южнее у р. Нёлон — 600 м.

На хр. Туора-Сис байос-батские отложения залегают согласно на подстилающих породах [75]. Они представлены средне- и мелкозернистыми песчаниками (150 м) с прослоями алевролитов и известковистых конкреций. В песчаниках присутствуют обильные остатки иноцерамов *Retroceramus* ex gr. *retrosus* Keys., *Retroceramus eximius* Eichw. и др.

Верхнеюрские отложения установлены в тех же районах, где распространены породы байоса — бата, на которых они залегают согласно. В южной части территории (реки Джарджан, Нёлон) отложения верхней юры разделены на две свиты — джаскойскую (нижнюю) и сытогинскую (верхнюю).

Джаскойская свита сложена толщей олигомиктовых песчаников, в верхней части которой присутствуют пачки алевролитов с пластинами линзами каменных углей мощностью 5—10 см. В некоторых слоях песчаников имеются углефицированные растительные остатки и окаменелые стволы деревьев. Фаунистических остатков в свите не обнаружено. Возраст определяется условно как келловей — ранний кимеридж по положению свиты в разрезе. Мощность джаскойской свиты в бас. р. Нёлон 290 м, в бас. р. Джарджан — 345 м.

Сытогинская свита (180—200 м) в бас. р. Нёлон представлена песчаниками, чередующимися с алевролитами. В основании свиты (15 м) залегают алевролиты с фауной *Cyprina concriniana* Ogb., *Buchia* cf. *mosquensis* V u s h. Выше находится толща (75 м) мелкозернистых олигомиктовых песчаников с углефицированными растительными остатками и линзами известковистых песчаников. В средней части толщи присутствует пачка (12 м) чередующихся песчаников и алевролитов мощностью по 0,1—1,5 м. Выше располагается пачка (43 м) тонкопереслаивающихся (0,05—0,2 м) мелкозернистых песчаников и алевролитов с фауной *Buchia rugosa* P a v l., *Pleuromya* cf. *tellina* A g., *Isognomon* aff. *bouchardi* O r p. и др. Венчается разрез пачкой (47 м) мелкозернистых массивных, олигомиктовых песчаников, содержащих обрывки углефицированных растений. Фауна, по заключению Н. А. Воронец, позволяет относить отложения к верхам кимериджского и волжскому ярусам.

По р. Барысах описан [37] разрез верхнеюрских отложений. Здесь нижний келловей (82 м) сложен песчаниками с редкими прослоями алевролитов, с растительными остатками и линзочками угля. В его основании в песчаниках присутствуют рассеянная галька и включения известняков с *Pachyteuthis ischernyschewi* K r i m h. Эти отложения сопоставляются с низами джаскойской свиты. Здесь верхний келловей — нижний оксфорд слагается алевролитами и песчаниками с базальным конгломератом в основании (0,6—0,7 м). Возраст определен по сопоставлению с береговыми разрезами р. Лены. Мощность 35—37 м. Кимериджский (?) ярус — нижневолжский подъярус (45,5 м) характеризуются песчаниками среднезернистыми с растительным детритом, шаровыми конкрециями глинистого известняка с *Pachyteuthis* cf. (?) *intorta* S a c h s et N a l n., *P. subbreviaxis* S a c h s et N a l n.

Нижневолжский подъярус (152 м) сложен тонкочередующимися тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. В них встречены *Subplanites* ex gr. *sokolovi* И о в. Средний — верхний подъярусы (65—85 м) волжского яруса представлены толщей переслаивающихся песчаников и алевролитов с *Dorsoplanites* ex gr. *plavus* S p a t h. Общая мощность юры междуречья Джарджан — Барысах 400 м.

К С от р. Барысах до низовьев р. Лены разрез верхнеюрских отложений начинается мелкозернистыми, часто косослоистыми с растительным детритом песчаниками (50 м), которые входят в верхнюю часть чекуровской свиты. В них найдена фауна келловей — *Arcticoceras* aff. *ishmae* (K e u s.), *Retroceramus bulunensis* K o s c h. Выше залегают тонкослоистые алевролиты и аргиллиты мощностью 45—120 м, с ред-

кими прослоями мелкозернистых песчаников. В песчаниках присутствует галька кремнистых пород, кварца, известняков и стяжения сидеритов. В этих слоях содержатся остатки аммонитов келловея — *Cadoceras cf. simulans* Spath. и оксфорда — *Cardioceras aff. cordatum* Sow., *C. ex gr. excavatum* Sow., пелециподы оксфорда — кимериджа — *Buchia cf. bronni* Rouill., *B. tenuistriata* Lah. Вверху залегают мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов. На р. Бесюке они содержат фауну оксфордско-волжского ярусов *Buchia bronni* Rouill., *B. mosquensis*, *B. fischeriana* (Ogb.). Мощность пачки на р. Бесюке 40 м. В низовьях р. Лены эта пачка песчаников залегает на размытой поверхности кимериджских и оксфордских отложений. Мощность их уменьшается до 10—15 м. В песчаниках обнаружена фауна волжского яруса — *Kachpurites aff. fulgens* (Trautsch), *Buchia russiensis* Pavl. и др. Общая мощность верхнеюрских отложений на севере территории колеблется от 105 до 185 м.

Таким образом, в Приверхоанской зоне установлены все ярусы юрской системы, даже те (оксфордский и кимериджский), которые отсутствуют на платформе. Все они залегают согласно между собою. Состав осадков, как правило, здесь более глинистый, а мощности во много раз увеличиваются по сравнению с платформенной областью (рис. 4 и 5).

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В районе имеются только нижнемеловые отложения ( $K_1$ ), которые широко развиты в Приверхоанском и Лено-Анабарском прогибах. Небольшие их выходы также установлены в долинах левых притоков р. Оленек. Стратиграфическое расчленение нижнемеловых толщ базируется как на их соотношениях и литологических признаках, так и на результатах изучения органических остатков: листовой флоры — Н. Д. Василевской и В. А. Вахрамеевым и спорово-пыльцевых комплексов — В. В. Павловым, Е. С. Корженевской, Э. Н. Кара-Мурза и Л. Г. Молиной, пресноводных пелеципод — Г. Г. Мартинсоном и Ч. М. Колесниковым. Нижнемеловые отложения представлены морскими, прибрежно-морскими и континентально-угленосными фациями. Первые две фации распространены в Лено-Анабарском прогибе, а также на севере Приверхоанского прогиба, где слагают берриасские и валанжинские слои. Над последними залегают континентальные отложения. В Приверхоанском прогибе, к Ю от долин рек Уэль-Сиктях и Молодо, нижнемеловые отложения представлены только континентальными фациями. Строение и мощность континентальных толщ существенно меняется вдоль прогиба и особенно вкост его простираия. Это обстоятельство в значительной мере затрудняет корреляцию разрезов и объясняет наличие разных схем их расчленения.

В настоящее время нижнемеловые отложения Приверхоанского прогиба можно разделить на три стратиграфических подразделения единой стратиграфической шкалы и отразить их на карте (табл. 6). К первому относятся отложения берриасского и валанжинского ярусов (хаиргасская, кигиляхская, саятинская, ынгырская свиты); ко второму — готерива и баррема (кюсюрская, чонкогорская, булунская, сиктяхская свиты) и к третьему — апта, альба (бахская, огонерюряхская, лукумайская, джарджанская, менгеринская свиты).

Берриасский — валанжинский ярусы ( $K_1br-v$ ) севернее долины р. Бесюке представлены хаиргасской и кигиляхской свитами. В более южных районах им соответствуют саятинская или ынгырская свиты.

Хаиргасская свита прослеживается по левым притокам р. Бур. Она залегает с размывом на байосско-батских отложениях средней юры. По литологическим особенностям свита делится на две пачки, близкие

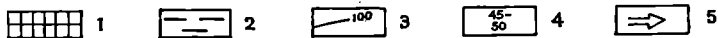
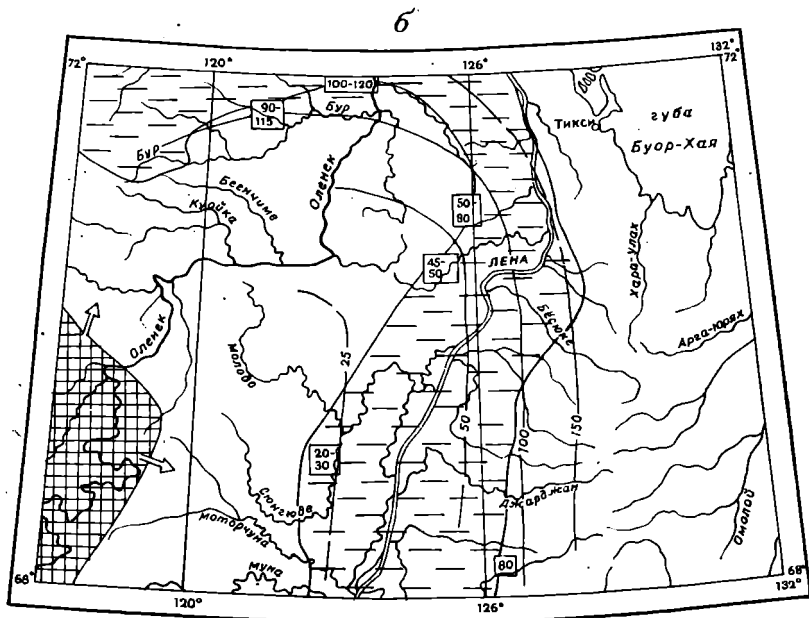
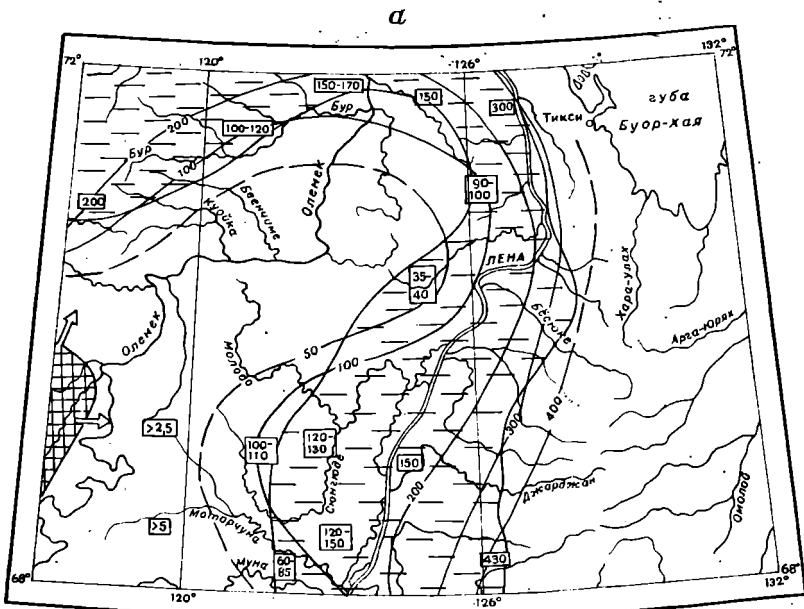


Рис. 4. Распределение мощностей отложений верхнеплинбахского подъяруса (а), тарского яруса (б) нижнего отдела юрской системы.

1 — область сноса; 2 — область современного распространения нижнеюрских отложений; 3 — изопахиты; 4 — мощности осадков; 5 — направление сноса.

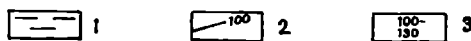
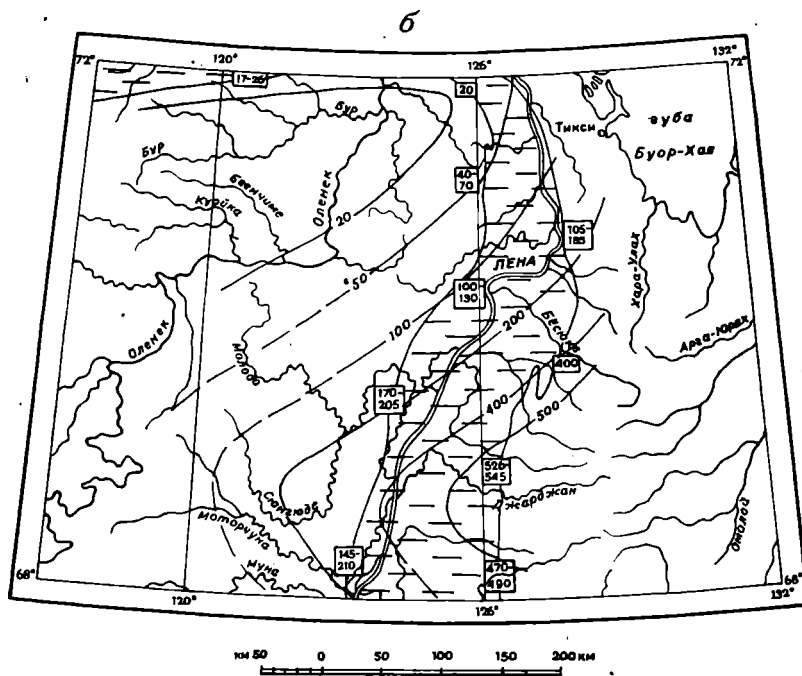
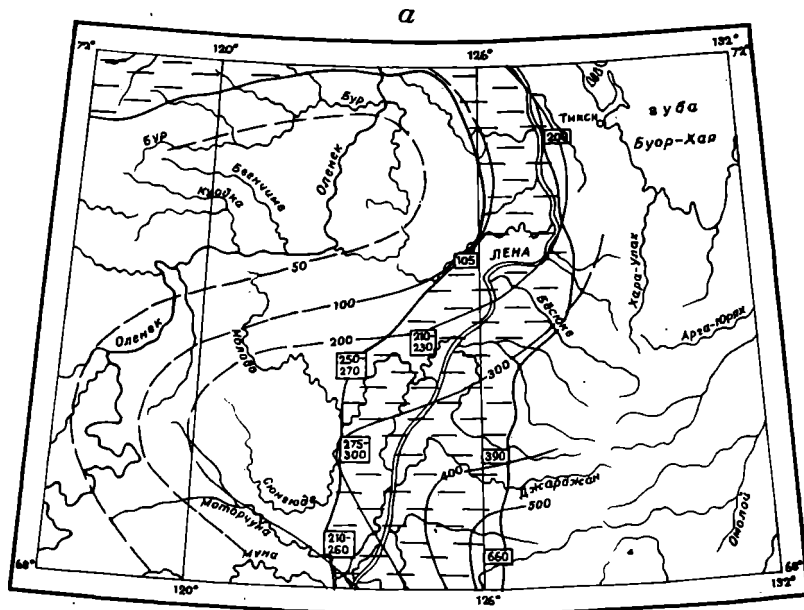


Рис. 5. Распределение мощностей отложений средней юры и волжского яруса верхней юры.

1 — область современного распространения среднеюрских (а) и верхнеюрских (б) отложений; 2 — изопахиты; 3 — мощности.

Схема корреляции нижнемеловых отложений Приверхоянского  
и Лено-Анабарского прогибов

Ярусы	Индексы на карте	Севернее долины р. Бесюке и Лено-Анабарский прогиб	К Ю от долины Бесюке	
			западное крыло	восточное крыло
Альбский	K <sub>1ar</sub> — ab	Лукумайская свита (300 м)	Менгкеринская свита (90—350 м)	
Аптский		Огонер-юряхская свита (180—450 м)	Джарджанская свита (300—1100 м)	
		Бахская свита (180—1300 м)		
Барремский	K <sub>1h</sub> — b	Булунская свита (30—98 м)	Сиктяхская свита (200—350 м)	Бахская свита
Готеривский		Чонкогорская свита (370—500 м)		Булунская свита
			Кююрская свита (200—400 м)	Кююрская свита (200—670 м)
Валанжинский	K <sub>1br</sub> — v	Кигиляхская свита (250—300 м)	Ынгырская свита (130—200 м)	Саятинская свита (200—240 м)
Берриасский		Хаиргасская свита Tollia tolli и Surites spaskensis (100—300 м)		
Подстилающие слои		Средняя юра	Волжский ярус	

по составу, залегающие между собою согласно. Нижняя пачка (12—30 м) сложена алевролитами, переслаивающимися с песчаниками и аргиллитами. В верховьях р. Бур среди песчаников присутствуют линзы гравелитов и конгломератов мощностью до 1—2 м и скопления ростров белемнитов. В гальках — кварциты, доломиты, гравелиты, песчаники, гнейсы, гранитоиды, долериты, сиениты, кислые эффузивы. Местами встречаются округлые и эллипсоидные желваки фосфоритов (размером до 5—10 см) до 20—30 % объема конгломерата. В этих грубообломочных породах обнаружены алмазы и их спутники (пироп, микроилменит, хромдиоксид). Лишь в породах этой пачки присутствуют остатки пелеципод *Buchia mosquensis* В u с h, характерные для волжского яруса, и фораминиферы *Ammodiscus veteranus* К o з у г., *Trochammina rosaceae* Z a s p., переходные от юры к мелу, а также берриасские *Buchia volgensis* L a h., *B. fischeriana* O r b. и др.



Верхняя пачка (110—120 м) представляет собою монотонную толщу из слабосцементированных песчаников, переслаивающихся с алевролитами и аргиллитами. Она содержит линзовидные и шарообразные конкреции известковистых песчаников. В этой пачке обнаружены берриасские аммониты *Nectoroceras kochi* Sh a t h, *Subcraspedites* sp., *Surites spasskensis* (N ik.) и пелеципод — *Buchia volgensis* L a h. и др. Общая мощность хайргасской свиты в бас. р. Бур равна 125—150 м.

Берриасские отложения по восточному обрамлению Оленекского сводового поднятия (бас. рек Келимьяр, Тас-Эекит) залегают трансгрессивно на различных горизонтах верхней юры. Южнее они лежат согласно на породах волжского яруса и переходят из морских фаций в континентальные. В их составе преобладают слабо сцементированные песчаники с линзами известковистых песчаников и прослоями алевролитов и глин.

На р. Элиетибие (левый приток р. Лены) в основании берриасских отложений залегают пачка (70—75 м) рыхлых песчаников серого цвета с зеленым оттенком, мелкозернистых, кварц-полевошпатовых с пластинами и линзами плотных известковистых песчаников. Верхняя часть разреза мощностью 90—100 м сложена песчаниками мелкозернистыми с прослоями алевролитов и глин. Общая мощность берриаса на реках Элиетибие и Эекит 160—170 м, в бас. р. Бычыкы 60—70 м к устью р. Молодо морские слои замещаются континентальными.

В Приверхойнской зоне берриасские отложения прослеживаются к С от долины р. Сиктях, где согласно залегают на волжских слоях. На р. Булкур они представлены кварц-полевошпатовыми песчаниками мощностью 20—25 м. Над ними залегают алевролиты (70—75 м), сменяющиеся вверх по разрезу пачкой (200 м) песчаников средне-мелкозернистых, переслаивающихся с алевролитами. В разрезе встречаются линзы, сложенные из округлых желваков (2—7 см) песчаных фосфоритов. С. И. Грошин и Ф. Ш. Хасанов отмечают значительную изменчивость литологии берриасских слоев. В одних местах они слагаются преимущественно песчаниками (м. Чуча), в других — алевролитами и аргиллитами (м. Чекуровский, Тасаринская синклиналь). В нижней части разреза берриасского яруса встречаются остатки *Surites* ex gr. *spasskensis* (N ik.), *Subcraspedites* ex gr. *subpressulus* B o g., *Buchia volgensis* (L a n.), *B. fischeriana* (O r b.), и др. В верхах разреза собраны *Tollia tolli* P a v l., *Buchia inflata* (T o u l a), *B. keyserlingi* (L a h.), *B. crassa* (P a v l.) и др. Собранная фауна, по мнению Н. С. Воронца, Н. И. Шульгиной, И. И. Тучкова, характеризует обе зоны берриасского яруса. Мощность берриаса в бас. р. Муойкангда — 100—110 м, на р. Лене, ниже устья р. Тигие, — 196 м, а на м. Чекуровском — около 240—250 м. Увеличение мощности наблюдается в общем в сторону Верхоянья — от 100—150 м до 250—300 м.

Кигиляхская свита включает континентальные угленосные отложения со слоями морских образований, залегающих согласно на породах берриаса. Свита (250—300 м) сложена песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей. В направлении с С на Ю количество и мощность углей и углистых аргиллитов увеличивается. Местами свита отчетливо делится на три подсвиты (м. Чекуровский). Нижняя подсвита сложена серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, часто со знаками волновой ряби и следами ползания червей на поверхностях наложения. Нередко присутствует галька алевролитов, а иногда линзы конгломератов до 1—2 м мощностью. Средняя подсвита представлена чередованием слоев и пачек песчаников, алевролитов, режы аргиллитов, с которыми обычно связаны прослои углистых аргиллитов и углей. Верхняя подсвита образована средне- и мелкозернистыми песчаниками с пятнистой окраской в виде светлых округлых пятен (до 3—5 мм в поперечнике) на зеленовато-сером фоне. Слои с морской фауной аммони-

тов *Polyptychites ramulicosta* Pavl., *P. stubendorffi* Schmidt, а также пелеципод *Buchia crassa* Pavl., *B. crassicollis* Keys., *B. sublaevis* Keys. и др., указывают на средний — поздневаланджинский их возраст. К Ю от пос. Кюсюр слои с морской фауной полностью исчезают, но еще встречаются солоновато-водные *Corbula* cf. *sowerbi* (Forbes) и *C. sedgwickii* (Forbes). В устье р. Семейка присутствуют только представители пресноводных моллюсков *Unio parwa* Martins., *Cyrena selenginensis* Martins и остатки папоротника — *Cladophlebis atyrkanensis* (Heer) Vassilevsk.

На восточном крыле Приверхоанского прогиба между пос. Кюсюр и долиной р. Уэль-Сиктях берриасские слои и кигиляхская свита фациально замещаются угленосными образованиями саятинской свиты. Она согласно залегает на отложениях волжского яруса (сытогинской свиты). Саятинская свита в своем основании (40 м) представлена серыми среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с углистыми включениями. Выше наблюдается довольно частое переслаивание песчаных и угленосных пачек (25—30 м). Последние характеризуются переслаивающимися темно-серыми алевролитами, аргиллитами и углями. Мощность пластов песчаников и алевролитов 0,3—3 м, угольных пластов от 0,05 до 0,5 м. Мощность саятинской свиты 200—240 м.

На западном крыле прогиба между устьями рек Элиетибие и Молодо берриасские слои и кигиляхская свита замещаются континентальными отложениями ынгырской свиты, залегающей со следами размыва на волжских отложениях. Она начинается с уплотненных светло-серых песков (от 4 до 20 м) с многочисленными следами внутриформационных размывов, которые слагают пачки (от 10 до 40—60 м), переслаивающиеся с пачками алевролитов (5—10 м). Угли мощностью от 0,1 до 0,9 м приурочены к алевролитам, реже к пачкам песков. В районе устья р. Менкере в свите насчитывается от 20 до 28 угольных пластов общей мощностью 8—10 м. В низах ынгырской свиты собраны отпечатки *Cladophlebis williamsonii* (Brongn.) Brongn., *Coniopteris nympharum* (Heer) Vachr., *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (Heer) Nath., а также остатки пресноводных пелеципод *Limnocyrena wiljuica* Martins., которые, по заключению Г. Г. Мартинсона, характерны для самых низов нижнемеловых толщ Азии. Мощность ынгырской свиты в районе устья р. Менкере равна 180—200 м; в скв. Джарджанской — 130 м.

Готеривский — барремский ярусы (K<sub>1h</sub>—b) впервые предположительно установлены по флористическим остаткам. К ним были отнесены Н. Д. Василевской кюсюрская и булунская свиты. Этот же возраст имеют чонкогорская свита, залегающая между ними, и большая часть сиктяхской свиты.

Кюсюрская свита прослеживается в пределах всей описываемой части Приверхоанского прогиба. На восточном его крыле она залегает согласно на кигиляхской и саятинской свитах и несогласно на ынгырской [26]. В основании кюсюрской свиты залегает пачка пятнистых мелкозернистых песчаников, местами достигающая мощности 270 м. Выше залегает угленосная толща, которая в низовье р. Лены сложена алевролитами и аргиллитами с подчиненными пачками серых песчаников и незначительными по мощности (0,1—0,4 м) пластами углей. Мощность ее, по определению Ф. Ш. Хасанова и С. И. Грошина, колеблется от 200 м на восточном крыле прогиба до 400 м на западном крыле прогиба. К Ю от долины р. Бесюке, на восточном крыле прогиба, угленосная толща состоит из чередования песчаных безугольных пачек мощностью от 5—10 м до 40—60 м и угленосных пачек по 5—20 м. Мощность свиты достигает 400 м.

На западном крыле прогиба кюсюрская свита представлена переслаивающимися пачками песчаников и алевролитов, заключающих пла-

сты угля. Ниже устья р. Менкере насчитывается шесть песчано-алевролитовых угленосных пачек мощностью от 3 до 18 м и пять пачек песчаников мощностью от 12 до 36 м. В толще заключено 22 угольных пласта мощностью 0,1—0,75 м.

В кюсюрской свите собрано много остатков листовой флоры, среди которых Н. Д. Василевской установлено два комплекса. Для нижнего комплекса характерны: *Coniopteris setacea* (Pryn.) Vachr., *Cladophlebis atyrkanensis* (Heer.) Vassilevsk., *Pseudotorellia nordenskioldii* (Nath.) Fl., для верхнего — *Cladophlebis lenaensis* Vachr., *Jacutopteris lenaensis* Vassilevsk., *Nilssonina lobatidentata* Vassilevsk., *Nilssoniopteris ovalis* Samyl., *Ctenis tigyensis* Vassilevsk. Возраст свиты по отпечаткам растений и спорово-пыльцевому комплексу, изученному В. В. Павловым, определяется как готеривский. При этом допускается, что нижняя часть разреза может быть валанжинской. В районе устья р. Тигие в отложениях кюсюрской свиты Н. Д. Василевской найдены остатки пресноводных пеллеципод *Limnocyrena* cf. *elongata* (Ramm.), *L.* cf. *wangshihensis* (Grab.), *L. lenaensis* Martins., *L. wiljuica* Martins.; указывающие, по мнению Г. Г. Мартинсона, на поздневаланжинский — раннеготеривский возраст этих отложений.

Общая мощность кюсюрской свиты на р. Лене, ниже устья р. Менкере, достигает 200—220 м, у устья р. Семейки 140—160 м. На восточном крыле прогиба она колеблется от 200 (на С) до 670 м (на Ю).

Чонкогорская свита на Приплатформенной зоне залегает согласно на кюсюрской свите. Она сложена светло-серыми кварц-полевошпатовыми, мелко- и среднезернистыми косослоистыми песчаниками, обогащенными обломками обугленной древесины, иногда галькой, неокатанными обломками и окатышами глинистых пород. По всему разрезу встречаются шаровидные или овальные известковистые конкреции песчаников (от 0,3 до 2,5 м в поперечнике). Нередко среди песчаников появляются линзы (до 24 м) алевролитов с прослоями (до 0,15 м) углей. Из растительных остатков найдены *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sew., *Nilssonina orientalis* Heer, указывающие на неокомский возраст. Спорово-пыльцевой комплекс близок к таковому из кюсюрской свиты, вследствие чего возраст чонкогорской свиты условно считается готеривским. Мощность чонкогорской свиты в междуречье Хотугу — Муойконгда и Согуру — Мастаах равна 370—380 м, в районе пос. Булун 500 м, к Ю от долины р. Бесюкэ достигает 700 м.

Булунская свита распространена на восточном крыле Приверхоанского прогиба, где залегает согласно на чонкогорской свите. В низовье р. Лены она представлена темно-серыми алевролитами и аргиллитами с подчиненными пластами углей, углистых аргиллитов и песчаников кварц-полевошпатовых, мелкозернистых. В свите насчитывается до 15 пластов углей мощностью 0,1—1,1 м. В ней собраны многочисленные отпечатки растений, среди которых Н. Д. Василевской определены: *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. setacea* (Pryn.) Vachr., *Nilssonina orientalis* Heer, *Jacutiella amurensis* (Novop.) Samyl., *Ginkgo* ex gr. *sibirica* Heer, *G.* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera* ex gr. *angustiloba* (Heer) Fl., *S.* ex gr. *longifolia* (Pomet) F., *S.* ex gr. *pulchella* (Heer) Fl. и др. На основании этой флоры, а также спорово-пыльцевого комплекса Н. Д. Василевская и В. В. Павлов условно датируют отложения булунской свиты барремом. Мощность булунской свиты в опорном разрезе (реки Чонкогор, Кигилях) равна 98 м, около пос. Булун уменьшается до 38 м, а на р. Булкур до 10—12 м. На реках Хотугу-Мастаах и Ысы-Хайа-Юрэгэ мощность ее 30 м.

Сиктяхская свита распространена на западном крыле Приверхоанского прогиба между реками Экит и Муна. Эта свита условно сопо-

ставляется с чонкогорской, булунской и бахской свитами. Аналогичную по объему толщу выделили С. И. Грошин и Ф. Ш. Хасанов в бас. рек Бёсюке и Бекчёрён под названием бекчеренской свиты. Сиктяхская свита залегает на кюсюрской согласно. Она сложена кварц-полевошпатовыми песчаниками и уплотненными песками серого и зеленовато-серого цвета, средне- и мелкозернистыми, косослоистыми, с многочисленными известково-песчанистыми конкрециями размером от нескольких сантиметров до 2—5 м. В толще местами встречается галька кремней и песчаников, а также редкие линзы алевролитов мощностью 1—3 м, заключающих иногда пропластки (до 5 см) угля. В средней части описываемой толщи на р. Лене ниже пос. Сиктях В. Н. Рыбченковым и др. (1961 г.) найдены отпечатки растений *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. cf. nympharum* (Heer) Vachr., свидетельствующих о неокомском возрасте вмещающих их пород. Положение сиктяхской свиты между слоями, охарактеризованными спорами, пылью и листовой флорой готеривского и аптского веков, позволяет условно считать ее готерив-аптской. Мощность сиктяхской свиты по долине р. Лены 200 м, а восточнее ее 350 м.

Апт-альбские (К<sub>1ар</sub>—al) отложения сохранились в осевых частях Приверхоанского прогиба. В их составе выделяют бахскую, огонер-юряхскую и лукумайскую свиты, а в южной части района (южнее р. Бесюке) — бахскую, жарджанскую, менгкеринскую свиты.

Бахская (надбулунская) свита преимущественно залегает согласно на булунской свите. Лишь в низовье р. Лены, по наблюдениям П. И. Глушинского, она лежит на частично размытых породах булунской свиты. Свита сложена серыми, зеленовато-серыми, средне- и мелкозернистыми песчаниками кварц-полевошпатовыми, обычно косослоистыми, обогащенными угольной крошкой, заключающими большое количество округлых известково-песчанистых конкреций диаметром 0,3—1 м, часты линзы галек и конгломератов. Галька в них состоит из песчаников и алевролитов. Редкие отпечатки папоротника *Birisia onychioides* позволяют условно относить бахскую свиту к низам апта. Мощность свиты на р. Хотугу-Мастаах около 80 м, в районе пос. Булун 300 м. К Ю от р. Бесюке мощность свиты, по данным Б. Н. Леонова, достигает 1300 м. Ф. Ш. Хасановым в пределах Булунской впадины установлено фациальное замещение песчаников бахской свиты алевролитами, которые заркартированы там вместе с более молодыми слоями под названием берисской свиты.

Огонер-юряхская свита распространена в низовье р. Лены, севернее долины р. Бесюке, где залегает согласно на бахской свите. Она состоит преимущественно из угленосных пачек (20—30 м), переслаивающихся с песчаниками (10—40 м). Угленосные пачки представлены алевролитами, песчаниками, пластами углей и углистыми сланцами. Реже встречаются в них аргиллиты и глинистые сидериты. Последние залегают в виде линз или скоплений мелких конкреций. В безугольных пачках песчаники кварц-полевошпатовые, среднезернистые, часто косослоистые, иногда с волноприбойными знаками. В свите насчитывается до 40 угольных пластов мощностью от 0,1 до 2,8 м. В свите встречается много отпечатков растений: *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Asplenium rigidum* Vassilevsk., *Gleichenia lobata* Vachr., *Sphenopteris ermolaevii* Vassilevsk., *Sphenobajera flabellata* Vassilevsk., *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Podozamites latifolius* (Heer). Возраст свиты считается аптским. Собранные П. И. Глушинским и Н. Д. Василевской пресноводные пеллициподы *Unio* aff. *senectus* White, *U. soleniformis* Chen, *Neocardinia ovalis* (Martins.), *N. arctica* (Martins.), *N. intermedia* (Martins.), по заключению Г. Г. Мартинсона, характерны для верхов нижнего мела. Мощность свиты колеблется от 180 м на

севере района до 450 м на юге. В пределах восточного крыла Булунской впадины возрастной аналог отложений огонер-юряхской свиты входит в состав берисской свиты (см. табл. 6).

Лукумайская свита залегает на огонер-юряхской согласно, а местами с небольшим размывом. В ее основании встречаются линзы конгломератов и гравелитов с галькой алевролитов, песчаников, реже кремня и кварца. На участке между долиной р. Бесюке и пос. Кюсюр лукумайская свита сложена желтовато-серыми кварц-полевошпатовыми среднезернистыми грубослоистыми песчаниками с включениями галек и гравия и конкреций песчаников с карбонатным цементом. Мощность ее достигает 150—200 м. Иное строение свиты наблюдается на С, в бас. р. Хотугу-Мастаах. Согласно данным П. И. Глушинского, внизу лукумайской свиты залегает пачка (20—65 м) кварц-полевошпатовых зеленовато-серых косо- и диагонально-слоистых песчаников с редкими линзами конгломератов в основании разреза. Конгломераты сложены галькой алевролитов, реже кварца и обломков угля. Вторая пачка мощностью 110—135 представлена алевролитами (по 5—10 м) с редкими прослоями песчаников и пластами угля и углистых аргиллитов с конкрециями сидеритов. Третья пачка представлена толщей (120—130 м) серых среднезернистых и разноезернистых песчаников с конкрециями известковистых песчаников и сидеритов. Завершается разрез угленосными слоями (10—20), аналогичными второй пачке. Возраст лукумайской свиты считается альбским, сохранившаяся от размыва мощность ее 300—310 м.

Джарджанская свита широко распространена в Приверхоянском прогибе южнее долины р. Бесюке, где залегает согласно на бахской (восточное крыло прогиба) и сиктяхской (западное крыло) свитах. Свита состоит из пачек уплотненных светло-серых песчаников, чередующихся с пачками алевролитов, аргиллитов, глин и песчаников с пластами угля. На западном крыле прогиба насчитывается 5—7 угленосных пачек мощностью от 7 до 30 м и 8—9 пачек песчаников мощностью от 20 до 40 м. В районе устья р. Джарджан в свите насчитывается 24 пласта угля мощностью 0,1—0,4 м, а к центральной части прогиба приурочены пласты угля мощностью 1—3 м. На восточном крыле прогиба, а также в центральной его части среди песчаников часто встречаются линзы галечников и гравийников, единичные гальки и мелкие валуны, в составе которых, наряду с кварцем и кремнистыми породами, много песчаников и алевролитов, видимо, верхнепалеозойских. Из низов свиты (в районе устья р. Джарджан) собраны отпечатки *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *B. saportana* (Heer) Vachr., *Adiantopteris gracilis* Vassilevsk., *Nilssonia comptula* Heer, *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer. В средней и верхней частях разреза по рекам Уэль-Сиктях, Натара и Менкере найдены *Birisia* ex gr. *onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *C. vachrameevii* Vassilevsk., *Adiantopteris gracilis* Vassilevsk., *Sphenopteris petiolipinnulata* Vassilevsk., *Asplenium rigidum* Vassilevsk., *A. dicksonianum* Heer, *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer, *Phocnicopsis* ex gr. *speciosa* Heer, *Podozamites latifolius* (Heer) и др., по мнению Н. Д. Василевской, апт-альбского возраста. В угленосных слоях средней части свиты на р. Уэль-Сиктях собраны пресноводные пеллециподы *Trigonioides kodoirac lenaensis* Martins., *Campaloma* sp., которые, по заключению Г. Г. Мартинсона, характерны для апт-альбских отложений. Мощность джарджанской свиты в нижнем течении рек Менкере и Джарджан равна 300—500 м, в бас. р. Уэль-Сиктях 600—650 м, а южнее достигает 1100 м.

Менгкеринская свита установлена в долинах рек Менкере, Натара, Джарджан и Уэль-Сиктях. Она залегает на неровной поверхности джарджанской свиты и представлена рыхлыми серыми кварц-полево-

шпатовыми среднезернистыми косослоистыми песчаниками со стяжениями известковистых песчаников и линзами сидеритовых конкреций. В разрезе также встречаются небольшие линзы угля, алевролитов, конгломератов и гравелитов. В долине р. Менкере в основании свиты обнаружены отпечатки *Asplenium* sp., *Anomozamites arcticus* Vassilevsk., *Podozamites latifolius* (Heer), *P.* ex gr. *eichwaldii* Schimp. Мощность свиты (сохранившаяся от размыва) в бас. р. Менкере достигает 350 м, в бас. р. Уэль-Сиктях 90—100 м.

Заканчивая описание меловых отложений, следует отметить, что в верховьях рек Некекит и Уджа геологами НИИГА установлены меловые отложения (К), сохранившиеся в террасах древних речных долин с абсолютными отметками от 120 до 140 м и в виде останцов на водоразделах высотой 190—210 м. Они залегают на поверхности размыва нижне- и среднекембрийских карбонатных пород, обычно на элювии этих пород незначительной мощности. В пределах древних долин эти меловые отложения представлены светло-серыми, разномзернистыми косослоистыми песками с линзами галечников, глинистых песков, реже глин. В них много обугленного растительного детрита и обломков древесины. На водоразделах в разрезе преобладают разномзернистые пески и глинистые пески с мелкими линзами (до 0,2 м) лигнитоподобных углей, а также линзами гальки и гравия. Галька представлена кварцитовидными и кремнистыми породами, кварцевыми песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, гнейсами, гранитами, реже долеритами. Возраст описываемых отложений определен В. В. Павловым в пределах апта — сеномана по спорово-пыльцевым комплексам. Обугленная древесина из этих отложений *Podocarpoxylon* sp., по определению И. А. Шилкиной, сходна с верхнемеловыми — нижнепалеогеновыми формами. На карте эти отложения показываются как нерасчлененные мелового возраста. Мощность их 18—20 м.

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения (Р) развиты в северной части Хараулахских гор, где залегают в грабенах и понижениях рельефа. Они также обнаружены в Омолойской впадине Яно-Колымской низменности. Наиболее распространены они в Хараулахских горах в бас. р. Кенгдей, в устье р. Согу, на р. Кунге. Ограниченные выходы известны на р. Хоргор, на берегу Быковской протоки, на побережье губы Буор-Хайа.

В бас. р. Кенгдей они слагают грабен, прослеженный более чем на 50 км при ширине 9—10 км. Наибольшее количество коренных обнажений установлено в среднем течении р. Кенгдей и по ее правым притокам. Здесь обнажены в основном белые глины и в меньшем количестве пласты бурых углей, песчаники с сидеритовыми конкрециями, алевроитовые глины. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым и тяжелым пылеватым глинам. В их составе преобладают бейделлит и гидрослюды, меньшую роль играет каолинит. Мощность пачек глин колеблется от 30 до 200 м и более. В бас. р. Кенгдей зафиксировано более 18 пластов бурых углей, обнаженных в 30 выходах. Падение пластов юго-западное, под углами от 12 до 30°. Максимальная видимая мощность пластов угля 2,3 м (р. Согуру-Опунасс). Угли слабо углефицированы, частично близки к каменным. В низах разреза угольные пласты переслаиваются с глиной и углистыми сланцами. Выше по разрезу количество угольных пластов и их мощность увеличиваются. Уголь становится более однородным. Песчаники светло-бурого цвета, переполненные растительными остатками. Мощность их колеблется от 3 до 20 см и, как исключение, достигает до 30 м (р. Согуру-Бурустаах). По составу песчаники близки к алевролитовым песчаникам. Цементом их служит карбонат с примесью глины (45—

60 %). Сидеритовые конкреции залегают в глинах в виде линз длиной 1—2 м при мощности 0,2—0,5 м. Наличие отпечатков листьев и плодов *Juglans*, *Ulmus* и др., морских диатомовых водорослей *Melosira sulcata* (Eth.) Ktz., *Hyalodiscus radiatus* (O'Meara) Grun и др., типичных для палеогена, и богатые эоцен-нижеолигоценые спорово-пыльцевые комплексы позволяют угленосные отложения считать палеогеновыми. Не исключено отнесение нижних горизонтов толщи к верхнему мелу (датский ярус). Об этом свидетельствует находка С. М. Грошиным [27] остатков пелеципод из родов *Unionidae* и *Corbiculidae*. Мощность палеогена в бас. р. Кенгдей превышает 1300 м [76].

На р. Сого палеогеновые отложения залегают на тиксинской и атырдахской свитах, образуя пологую брахисинклиналь на площади 4×1 км. В их составе преобладают светлые глины и серые глинистые сланцы, среди которых присутствуют два пласта угля. В основании разреза (32,5 м) залегают глины светлые, чередующиеся со светло-зелеными, содержащие редкие слои разрушенного конгломерата. Выше лежит угленосная пачка, в которой находятся от 5 до 12 пластов угля, разделенных слоями (до 3 м) белой глины. Максимальная мощность пласта угля 2,8 м. На них лежит пачка (30 м) белых глин с тонкими прослоями тонкозернистых песчаников белого цвета с конгломератом (от 0,3 до 17 м) в средней части пачки. Гальки представлены сильно разрушенными осадочными породами. Выше залегают мощный (19 м) пласт угля с редкими тонкими прослоями глины в нижней части. Разрез венчается пачкой (50 м) глинистых темно-серых сланцев, слабо сцементированных с обильными растительными остатками и включениями вивианита. Обильная флора собрана из верхнего горизонта глинистых сланцев. По мнению И. В. Палибина, она близка к нижнеэоценовой флоре озера Тас-Тух и эоценовой флоре Дальнего Востока [76]. Общая мощность отложений на р. Сого равна 134—140 м.

В бас. рек Кунга и Хорогор палеогеновые глины выходят на поверхность в виде элювия в медальонах тундры на весьма ограниченных участках. На берегу Быковской протоки палеогеновые отложения слабо обнажены. Здесь они представлены серой пластичной глиной. Угли наблюдались только на берегу протоки в виде галек на бичевнике. Спорово-пыльцевые спектры аналогичны кенгдейским.

Палеогеновые отложения присутствуют в основании Омолойской впадины [42, 103], западная часть которой попадает на рассматриваемую территорию. Местами по бортам впадины и на внутренних локальных поднятиях повсеместно присутствуют осветленные породы верхнемелового — эоценового возраста и олигоцен-миоценовые угленосные отложения (омолойская свита). Поэтому на публикуемой карте показаны в бас. р. Омолой палеоген-неогеновые отложения нерасчлененные (P—N). Мощность их 190—200 м [42].

Имеющийся палеонтологический материал позволяет считать, что образование палеогеновых угленосных отложений Хараулахских гор происходило главным образом в эоцене, захватывая конец палеоцена и начало олигоцена.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Среди неогеновых отложений выделяются только плиоценовые. Кроме того, имеются плиоценовые отложения, не отделенные от нижнечетвертичных и верхнечетвертичных отложений.

В бас. р. Лены к плиоцену (N<sub>2</sub>?) предположительно относят табигинский горизонт, а в бас. р. Омолой — тиммердахскую свиту. На карте тиммердахская свита не отделена от палеогеновых и более молодых отложений.

Табагинский горизонт [71] представлен плащом галечников, занимающих обширные площади, уходящие из придолинных зон далеко в области междуречий с абсолютной отметкой 120—200 м. Плиоценовые отложения, обычно залегающие на породах юры и мела, реже на более древних породах, часто имеют двучленное строение; песчаные слои вверху, галечниковые — внизу. Галька представлена черными сланцами, кремненными известняками кембрия, кремнями, реже присутствует кварцит, кварц. Пески кварц-полевошпатовые, хорошо сортированные, косослоистые и горизонтальнослоистые. Мощность плиоцена 2—6 м.

Тиммердякская свита установлена в зоне сочленения Хараулахских гор и Омолойской впадины. Наиболее полно разрез свиты изучен [103] на правом берегу р. Куранах-Сала, где она вскрывается в 25-метровом эрозионном обрыве и сложена косослоистыми песками преимущественно кварцевого состава с галькой и гравием кварца, кремня и бурого угля. В верхней части пески содержат скопления древесных стволов, растительный детрит и кусочки янтаря. Растительные остатки и спорово-пыльцевые комплексы указывают на плиоценовый и, возможно, позднемiocеновый — плиоценовый возраст свиты [9, 40].

Плиоцен-нижнечетвертичные отложения ( $N_2-O_1$ ) на востоке Омолойской впадины объединены в серкинскую свиту, а на западе к ним относятся некоторые водораздельные галечники и аллювиальные отложения, не показанные на карте из-за малой мощности. Свита представлена валунно-галечным материалом, в составе которого преобладают пески и алевриты, реже встречаются обломки кварца. Валунны и галька отличаются хорошей окатанностью. Видимая мощность отложений 5—7 м. По спорово-пыльцевым комплексам возраст отложений определяется как верхний плиоцен — нижний плейстоцен [40, 42]. На западе Яно-Колымской низменности И. Е. Тимашевым [103] описаны песчано-галечниковые отложения (18—20 м), условно также относимые к плиоцен-нижнечетвертичным образованиям. Наиболее полный разрез их вскрыт на р. Куранах-Сала, где они представлены песками серыми и светло-серыми кварц-полевошпатовыми, косослоистыми с кремневой и кварцевой галькой. Пески включают многочисленные остатки древесной растительности, кусочки янтаря и обломки бурых углей.

Этого же возраста считаются маломощные (1—1,5 м) пески с редкой галькой кремней, кварца и известняков, содержащие пыльцу и споры теплолюбивой флоры [25, 104]. Они сохранились на высокой террасе левого берега р. Лены ниже устья р. Тигие. К плиоцен-верхнечетвертичным отложениям условно относят водораздельные галечники, развитые в бассейне левых притоков р. Лены, погребенные галечники и глины в пределах Анабаро-Оленекского междуречья и песчано-галечниковые отложения Яно-Колымской низменности.

В бас. нижнего течения р. Муны, Моторчуны и Молодо на высотах 140—260 м сохранились древние аллювиальные образования мощностью до 7 м, представленные галечниками и косослоистыми песками с галькой.

Верхнеплиоцен-верхнечетвертичные отложения ( $N_2-Q_{III}$ ) вскрываются на реках Беенчима, Кара-Хос-Терюттях и Кентюкелях во впадинах, в основании толщи четвертичных отложений, на размытой поверхности мезозойских отложений (местами на коре выветривания). Они представлены ржаво-желтыми и буровато-коричневыми галечниками или песками с линзами галечников, сцементированных гидроокислами железа [39]. В верховьях рек Бур и Сектелях на водоразделах наблюдались этого же возраста плотные комковатые алевритистые глины с редкой рассеянной в них галькой и гравием кремнистых пород. Мощность 1,5—3 м, местами больше. Их плиоцен-позднечетвертич-



ный возраст В. В. Жуковым и др. [39] определяется на основании региональных сопоставлений и геоморфологических особенностей.

На прежних картах на водоразделе рек Некекит, Биректа, Сюнгюде были показаны плиоцен-верхнечетвертичные отложения. На прилагаемой карте они отнесены к нижнеюрским отложениям. Основанием для этого послужило залегание их на той же предюрской поверхности выравнивания, на которой сохранились останцы нижнеюрских отложений в бас. р. Сюнгюде. Присутствующие в них юрские споры и пыльца считаются переотложенными.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В основу стратиграфического расчленения четвертичных отложений взята схема стратиграфии, утвержденная МСК в 1968 г. Согласно этой схеме на данной территории выделяются ниже-, средне-, верхнечетвертичные и современные отложения (табл. 7). Местоположение этих отложений схематично показано на рис. 6.

Нижнечетвертичные (?) отложения в низовьях р. Лены, залегающие между плиоцен-нижнечетвертичными и среднечетвертичными отложениями, слагаются тремя аллювиальными толщами, приуроченными к высоким террасам р. Лены и ее притоков. Условно они сопоставлены с черендейским, тустахским и пеледуйским горизонтами, выделен-

Таблица 7

Схема корреляции четвертичных отложений

Система	Общая шкала	Схема Западно-Сибирской низменности	Унифицированная схема Э. Якутии	
		горизонт	горизонт	
Четвертичная	Современные отложения	Современный	Современный	
	Верхнечетвертичные отложения	Сартанский Каргинский	Якутский	Сартанский Каргинский
		Зырянский	Натарский. Мусхаинская свита	
		Казанцевский	Сангяхтахский	
	Среднечетвертичные отложения	Тазовско-санчуговский Мессовско-ширтинский Самаровский	Покровский	
		Тобольский	Бестяхский	
	Нижнечетвертичные отложения		Пеледуйский Тустахский Черендейский	
Плиоцен-нижнечетвертичные отложения				

ными в составе нижнечетвертичных отложений бассейна среднего течения Лены [72].

Черендейский горизонт (3—5 м) в долинах рек Муны, Молодо, Эекит представлен аллювием террасы высотой 90—100 м. Здесь сохранились галечники с прослоями песков. На правобережье р. Лены к черендейскому горизонту отнесен аллювий самой высокой (140—170 м) террасы. Он сложен разнозернистыми песками с хорошо окатанной галькой. В составе галек преобладают серые ожелезненные песчаники, галька кварца, кварцита, кремня и окремнелых пород; реже встречается галька верхоянских пород, а также единичная галька порфиров. Мощность аллювия достигает 5—10 м. Бореальный спектр пыльцы указывает на четвертичный возраст горизонта [72].

Тустахский горизонт на левобережье р. Лены и в долинах ее левых притоков представлен аллювиальными песками с галькой, залегающими на цокольной террасе высотой 70—80 м. Пески кварц-полевошпатовые, разнозернистые, с прослоями и линзами галечников. В составе галек много окремненных битуминозных известняков, разноцветных кремней, известняков, юрских и меловых песчаников. Мощность аллювия 3—5 м.

Пеледуйский горизонт наблюдался по р. Лене и ее крупным левым притокам, где широко развит аллювий на террасе высотой 35—50 м (реки Уэль-Сиктях, Менкере, Муна и Моторчуна). На правом берегу р. Лены ниже устья р. Уэль-Сиктях на высоте 45 м залегает толща 3—4,5 м галечника из местных песчаников, кремня, кварца и известняков с линзами кварц-полевошпатового песка. Над галечником залегает толща (2—3 м) разнозернистых песков, серых, косослоистых, кварц-полевошпатовых, с редкими линзами мелких галек. Мощность этих отложений 4—12 м.

В долине р. Оленек к нижнечетвертичным образованиям условно отнесены аллювиальные галечники и пески, сохранившиеся на фрагментах террас на реках Кютингде и Сухана на высотах 70—190 м в пределах Оленекского поднятия. Мощность их несколько метров.

Раннечетвертичный возраст вышеописанных отложений устанавливается на основании их стратиграфического положения, а также сопоставления с аналогичными по гипсометрии и геоморфологическому положению аллювиальных горизонтов в долине р. Вилюй [2].

Среднечетвертичные отложения разделены на бестяхский и покровский горизонты.

Бестяхский горизонт широко развит на р. Лене по ее левым притокам. В ленской долине эта толща залегает на очень низком (0—10 м) цоколе, местами (район устья р. Натара) ее подошва находится ниже уреза р. Лены. В основании бестяхского горизонта залегает галечник с линзами разнозернистого песка мощностью 0,5—1,5 м. Верхняя часть разреза представлена песками, в основном косослоистыми, сменяющимися вверх по разрезу горизонтальнослоистыми, с тонкими прослоями супесей. Мощность горизонта колеблется от 20 до 35 м. На левых притоках р. Лены и на р. Оленек отложения бестяхского горизонта сложены в основании галечниками (1,0—1,5 м), в верхней части песками с линзами галечников и гравия (3—4 м). На р. Муне, Моторчуне и Молодо в среднем течении они залегают на цоколе террасы высотой 15—25 м, на р. Оленек — от 25 м до 50 м (в пределах Оленекского сводового поднятия). В них встречены остатки млекопитающих *Mammuthus trogontheri* (Pohl.), *Bison priscus longicornis* Grom [2, 67], характерных для отложений первой половины среднечетвертичного времени (хазарский комплекс). Мощность бестяхского горизонта незначительная, в основном от 2 до 5 м, хотя на отдельных участках достигает 30—45 м (р. Молодо, Таас-Эекит и Буор-Эекит, Улахан-Тиряхтях, Джарджан и т. д.).

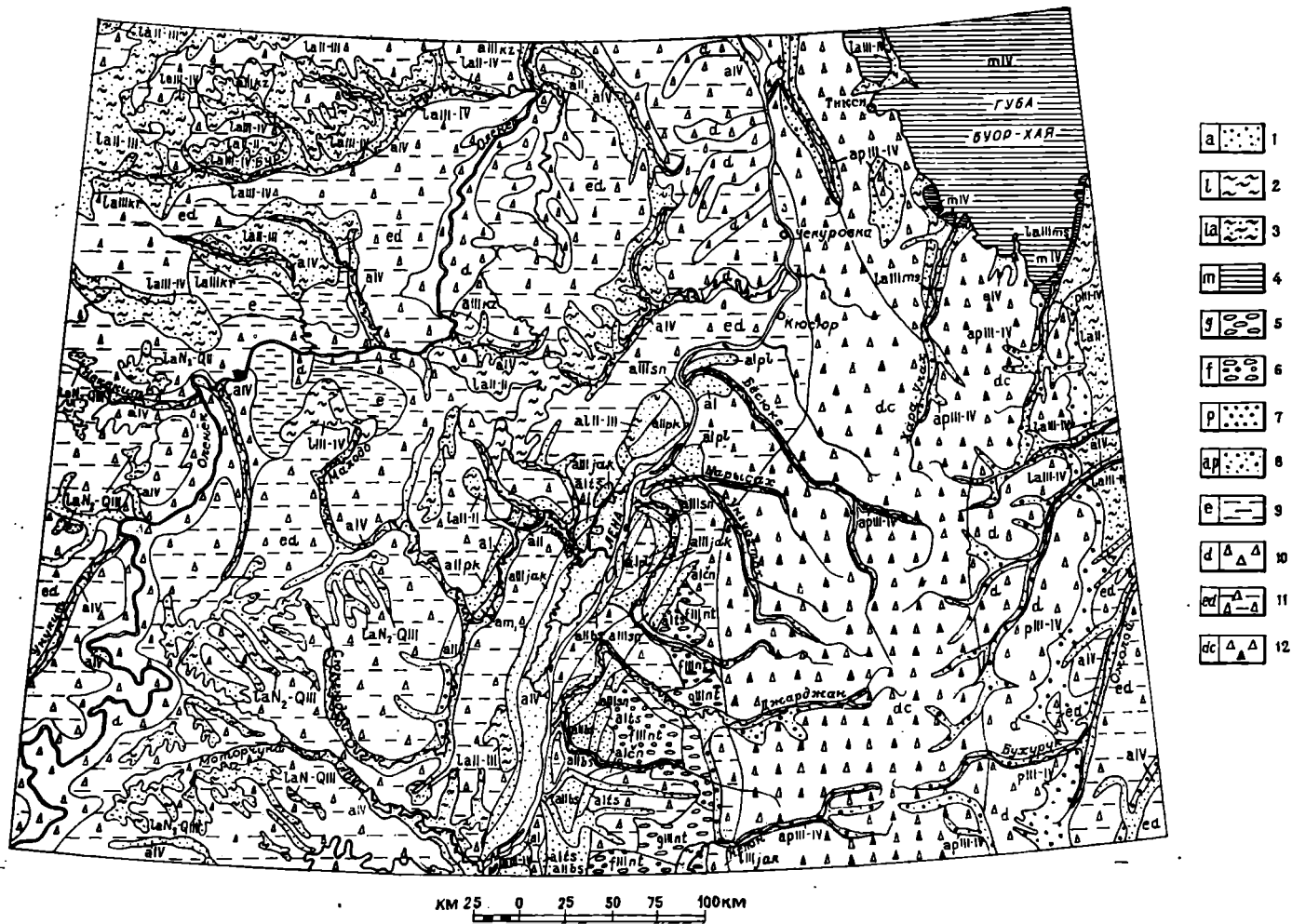


Рис. 6. Карта четвертичных отложений. Составила М. А. Картошкина.

Генезис отложений: 1 — аллювиальные; 2 — озерно-болотные; 3 — озерно-аллювиальные; 4 — морские; 5 — ледниковые; 6 — флювиогляциальные; 7 — пролювиальные; 8 — пролювиально-аллювиальные; 9 — элювиальные; 10 — элювиально-делювиальные; 11 — элювиально-делювиальные; 12 — делювиально-холмовальные.

Покровский горизонт подразделен на верхний, средний, нижний подгоризонты. Это сделано в связи с установлением двух морен: нижней — бурой морены и верхней — черной морены, разделенных аллювиальными отложениями. Нижний подгоризонт впервые описан на правом берегу Лены ниже устья р. Джарджана [72]. Позднее он стал сопоставляться с самаровским горизонтом. Н. И. Гогина (1970 г.) относит к этому подгоризонту пески, лесовидные супеси и суглинки с валунами (р. Кыра-Тирехтях). Р. А. Биджиев (1970 г.) включает в него зеленовато-серые лесовидные супеси и суглинки левобережья р. Молодо, которые залегают на высоте 110—150 м, перекрывая неогеновые и нижнечетвертичные отложения. К нижнему подгоризонту Н. А. Цейдлер и др. (1969 г.) отнес аллювиальные пески и галечники на террасе с относительной высотой 60—80 м на левом берегу р. Лены между устьями рек Бычкы и Крестях, а Р. О. Галабала и др. (1969 г.) — ледниковые отложения, сохранившиеся в виде небольших линз 0,5—10 м в нескольких местах на р. Уэль-Сиктях, где они залегают на песках бестяхского горизонта. Средний подгоризонт широко развит в долинах правых притоков р. Лены, где он сложен главным образом косослоистыми, разнозернистыми, аллювиальными песками с прослоями галечников и гравия. Мощность их колеблется от 3 до 18 м. В долине р. Уэль-Сиктях пески залегают с размывом бурой (самаровской) морены или на аллювии бестяхского горизонта. На левом берегу р. Лены между устьями протоки Чочугунур и р. Семейка, также около устья р. Элиетибие отложения подгоризонта залегают на террасе высотой 40—45 м. На р. Молодо к нему Р. А. Биджиевым и др. (1970 г.) отнесены пески и галечники IV эрозионно-аккумулятивной террасы. Положение аллювия между двумя моренами и наличие в нем пылцы лесного типа свидетельствует о формировании осадков в относительно теплый период, который, по-видимому, соответствует мессовско-ширтинскому межледниковью 3. Сибири. Верхний подгоризонт сопоставляется с тазовско-санчуговским горизонтом 3. Сибири. Он представлен мореной, сложенной темно-серыми, реже буровато-серыми суглинками с валунами пород, принесенных с С. Верхоянья. Эти отложения развиты в береговых обрывах р. Лены ниже устья р. Натара, на реках Уэль-Сиктях, Улахан-Тирехтях и др. Мощность их достигает 8—10 м.

В Верхоянских горах водно-ледниковые отложения среднечетвертичного времени сохранились в виде галечно-песчаных отложений мощностью 1,5—2 м на абсолютных высотах 1000—1200 м в днищах древних троговых долин. В пределах Яно-Индибирской низменности среднечетвертичные водно-ледниковые образования представлены песками с валунами и галькой, принесенными с С. Верхоянья. На р. Куранах-Сала они залегают с размывом на доледниковом аллювии. Их мощность достигает 10 м [103].

К нерасчлененным среднечетвертичным отложениям отнесена кемюленская свита, развитая в бас. р. Омолой. Она занимает водоразделы в бас. рек Куранах-Сала, Тонгулах, Куранах-Юрях. К С кровля ее понижается. Свита сложена желтовато-серыми горизонтально- и линзовидно-слоистыми мелкозернистыми песками и алевролитами, хо-

рошо сортированными, мощностью около 20 м [42]. Судя по стратиграфическому положению и палинологическому спектру, кемюлкенская свита является аналогом кучугуйского горизонта, хромской и алланховской свит Яно-Колымской низменности, возраст которых однозначно определяется средним плейстоценом.

К средне-верхнечетвертичным отложениям относят слоистые пески с прослоями супесей и суглинков, развитых в бас. рек Лены, Оленек, а также в пределах Яно-Индибирской низменности. Они залегают на разных уровнях, перекрывая террасы и низкие междуречья до высот 180—200 м над уровнем моря. Мощность этих отложений в эрозионных депрессиях достигает 40—50 м, на междуречьях 2—3 м, местами 10 м. Возраст их определяется на основании стратиграфического положения и находок в них остатков мамонта раннего типа [39, 51].

В составе верхнечетвертичных отложений выделяются четыре горизонта: сангьяхтахский, натарский, каргинский и сартанский. Два последних иногда объединяют в якутский горизонт.

Наиболее древними являются аллювиальные отложения сангьяхтахского (казанцевского) горизонта. В долине р. Лены, а также по ее левым притокам эти отложения сохранились лишь на отдельных участках и залегают на низком уровне. Они часто с трудом отличимы от бестяхского горизонта. В основании обычно залегает слой галечника (2—3 м), который перекрыт песками кварц-полевошпатовыми, грубозернистыми с линзами галечников и гравия. На правых притоках р. Лены вблизи гор сангьяхтахский горизонт представлен преимущественно галечниками. На р. Уэль-Сиктях этот горизонт залегает между моренами тазовского и зырянского оледенения. На р. Молодо в нем обнаружены обломки челюсти первобытного зубра *Bison priscus* В о j., обитавшего в конце среднечетвертичного — начале позднечетвертичного времени.

Ледниковые отложения натарского (зырянского) оледенения, по видимому самого крупного в С. Верхоянье, установлены на правом берегу р. Лены. Морена представлена валунами пород верхоянского комплекса. Ее мощность в долине р. Уэль-Сиктях не превышает 4—5 м. В Верхоянских горах реликты этих отложений сохранились на отдельных участках древних троговых долин.

Одновозрастной с натарским горизонтом на востоке территории считается мусхаинская свита. Она развита в прибрежной полосе, смыкающей к губе Буор-Хайа, где слагает основную часть разрезов водораздельных возвышенностей, а в нижнем течении рек Хара-Улах и Куолай принимает участие в строении речных террас высотой 30—35 м. Она несогласно перекрывает среднечетвертичные отложения (кемюлкенская свита) и представлена горизонтальнослоистыми льдистыми супесями с тонкими прослоями и линзами автохтонного торфа. С ними связаны крупные тела погребенных льдов, залегающих в виде вертикальных жил длиной около 20 м и шириной до 10 м. Из этих отложений В. Е. Гаррутом определены *Mammuthus primigenius* В l u m. (поздний тип), *Bison priscus deminutus* У г. и др., свидетельствующие о позднеплейстоценовом возрасте осадков. Мощность мусхаинской свиты 15—20 м.

Аллювиальные отложения каргинского горизонта отчетливо выделяются в ледниковой области, где они залегают между моренами натарского и сартанского оледенений [51]. Они представлены песками, галечниками, супесями и суглинками с линзами торфа и стволами деревьев. Мощность их достигает 40 м. Во внеледниковой области на р. Оленек и левых притоках р. Лены эти отложения развиты фрагментарно во всех долинах рек, где образуют аккумулятивные террасы или же залегают на невысоком (2—10 м) цоколе террасы. В основании

каргинского разреза находятся галечники, а сверху разреза — пески с линзами галек с обильными растительными остатками, в том числе и крупных стволов древесины. Мощность аллювия 4—12 м. С этим горизонтом связаны скопления костей млекопитающих верхнепалеолитического комплекса: *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Bison priscus deminutus* Grom., *Alces alces* L., *Rangifer tarandus* L. и др. Абсолютный возраст этих отложений, по данным В. В. Колпакова [51],  $33\ 600 \pm 700$  лет —  $37\ 300 \pm 700$  лет.

Отложения сартанского горизонта представлены ледниковыми, водно-ледниковыми, озерно-ледниковыми и аллювиальными отложениями, хорошо сохранившимися на правом берегу р. Лены, в Верхоянских горах. Вдоль западного и восточного склонов Верхоянского хребта выделяется ряд поясов конечноморенных амфитеатров, соответствующих разным стадиям сартанского оледенения. Первая стадия, названная жиганской [51], была максимальной. Ледник, как и в натарское время, достигал местами левого берега р. Лены, а на востоке долины р. Омолой. Конечноморенные гряды сложены как типичноморенными валунными суглинками, так и слоистыми галечниками и песками. Их мощность местами достигает 80—100 м. Основная морена представлена темно-серыми валунными суглинками мощностью 5—10 м.

Водно-ледниковые отложения развиты перед фронтом конечноморенных гряд, представлены тонкозернистыми песками темно-серого цвета, иногда с линзами галечников и гравийников. Их мощность достигает 20 м. Озерно-ледниковые отложения сформировались внутри конечноморенных амфитеатров и представлены темно-серыми песками, переходящими вверх по разрезу в супеси и суглинки. Их мощность достигает 20—80 м.

Аллювиальные отложения сартанского времени развиты фрагментарно в долине р. Лены, ниже устья р. Менкере. Они залегают на низком (3—8 м) цоколе, образуя террасу высотой 20—30 м. В основании отложений имеются галечники (1—2 м), в верхней ее части речные пески, старичные супеси и суглинки. Абсолютный возраст этих отложений  $29\ 500 \pm 50$  —  $30\ 400 \pm 300$  лет. Абсолютный возраст ледниковых отложений последней сегемдинской стадии  $15\ 100 \pm 50$  —  $15\ 850 \pm 60$  лет [51]. По-видимому, к аллювиальным отложениям сартанского времени относятся суглинки 17—20-метровой террасы р. Лены в районе пос. Чекуровка с высотой цоколя 10 м, в которых найден труп мамонта [53]. Абсолютный возраст мамонта, по материалам В. А. Виноградова и др. (1963 г.),  $26\ 100 \pm 1600$  лет.

Верхнечетвертичные — современные отложения имеют разное происхождение: озерно-болотное, озерное, склоновое и элювиальное. Озерно-болотные и озерные отложения широко развиты в заболоченных и спущенных озерных котловинах — аллассах, крупных озерах. Они представлены льдистыми суглинками, супесями, торфяниками, обычно с жильными льдами. В пределах Яно-Индигирской низменности, по данным И. Е. Тимашева [103], в них встречаются кости *Mammuthus primigenius* Blum., *Equus caballus* L., *Coeledonta antiquitatis* (Blum.) (определение Э. А. Вангенгейм). Мощность их 10—15 м.

К современным отложениям относятся элювиальные отложения первой террасы и поймы, а также золотые отложения. Отложения первой террасы рек Лены, Оленека, Омолая, Бытантая и их притоков начинаются базальным галечником, сменяющимся вверх по разрезу песками и галечниками, супесями и суглинками с линзами торфа, стволами древесины. В отложениях первой террасы обнаружены кости крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса позднего типа — позднего мамонта, кабалоидной лошади, лося, оленя, короткоротого зубра. Радиоуглеродные определения возраста древесины из отложений первой террасы показали возраст от  $7100 \pm 40$  до  $10\ 325 \pm 35$  лет

[51]. Мощность отложений первой террасы р. Лены колеблется от 10—15 м в районе пос. Чекуровка до 25—40 м на участке к Ю от пос. Кюсюр. На притоках р. Лены, а также на реках Оленек, Омолой, Бытантай и др. мощность аллювия колеблется от 8—10 до 20 м. Мощность современного аллювия р. Лены достигает 17—25 м, на ее притоках от 5—7 м до 12 м.

В Верхоянских горах широко распространены склоновые отложения, включающие гравитационные, делювиальные, пролювиальные, солифлюкционные и эоловые образования. Наряду с развалами коренных пород широко развиты песчано-глинистые отложения с мелким щебнем. В бас. рек Бытантай и Омолой мощность склоновых отложений достигает 30—40 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На описываемой территории выявлены разнообразные по составу и возрасту интрузии, которые группируются в шесть возрастных комплексов: 1) раннепротерозойский, 2) позднепротерозойский, 3) раннепалеозойский, 4) позднепермский — раннетриасовый, 5) среднетриасовый — раннеюрский, 6) меловой.

Интрузии раннепротерозойского возраста установлены по левым притокам рек Эекит, Буор-Эекит. Они прорывают породы эекитской серии, слагающие фундамент северо-востока Сибирской платформы, и перекрываются верхнепротерозойским осадочным чехлом.

Наиболее древними магматическими образованиями являются, по данным А. А. Красильщикова (1967 г.), диабазы и кварцевые порфиры, подвергшиеся метаморфизму вместе с вмещающими породами эекитской серии. Из-за малых размеров они не показаны на карте.

Метадиабазы встречены на левом берегу р. Сололи, где залегают в виде силла мощностью 90 м. Они сильно рассланцованы и подверглись интенсивному метаморфизму, перекристаллизации и щелочному метасоматозу, в результате которого плагиоклазы замещены тонкозернистым агрегатом хлорита, серицита, карбоната, пелитового, кремнистого вещества и др. Цветные минералы вторичного генезиса образуют волокнистые агрегаты из биотита, хлорита, гидрослюда. Поздние выделения кварца и микроклина составляют до 30 % породы.

Кварцевые порфиры слагают дайку мощностью около 5 м на р. Сололи. Это светло-серые тонкозернистые породы, содержащие мелкие вкрапленники кварца и полевого шпата, а также единичные точечные включения графита. Структура порфировая с микрогранитовой основной массой. Последняя состоит из калиевого полевого шпата, альбита и кварца (табл. 8).

Более поздние по возрасту интрузии представлены кварцевыми габбро-диабазами, кварцевыми диоритами, биотитовыми гранитами. Широко распространены жильные породы — мелкозернистые граниты и пегматиты. Кварцевые габбро-диабазы и кварцевые диориты образуют ряд выходов, протягивающихся в близмеридиональном направлении от верховьев р. Хотугу-Эекит до р. Сололи. Они слагают небольшие штоки площадью до 3 км<sup>2</sup> с крутыми контактами.

Кварцевые габбро-диабазы ( $vPR_1$ ) представляют собой темные, зеленовато-серые, массивные породы крупнокристаллического сложения с лейстами андезин-лабрадора (50—60 %) длиной до 5—7 мм и призматическими кристаллами пироксена пижонит-авгитового ряда (до 35—40 %). Среди вторичных отмечены амфибол, биотит, карбонат и др.

Кварцевые диориты ( $\sigma PR_1$ ) — серые средне-крупнокристаллические массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. В них преобладают плагиоклаз-андезин (40—50 %), постоянно присутствуют кварц (10—20 %), биотит (10—20 %), решетчатый микроклин (1—15 %) и амфибол (5—15 %), реликты клинопироксена.



Породы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
Биотитовый гранит 1-й фазы	65,90	0,78	14,22	1,45	4,55
Биотитовый гранит 1-й фазы	70,36	0,40	14,89	2,59	1,97
Среднезернист. гранит 2-й фазы	73,10	0,24	13,62	2,49	1,58
Кварцевый порфир	75,23	—	14,20	0,69	0,68
Кварцевый диорит	69,41	0,50	17,32	3,03	3,22

Биотитовые граниты ( $\gamma PR_1$ ) имеются в истоках р. Ортоку-Эекит и по левым притокам р. Буор-Эекит, внедрившиеся в две фазы. Граниты первой фазы в большинстве случаев рассланцованы и каолинизированы. Они представляют собой светло-серые крупнокристаллические породы с трахитоидной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. Фенокристаллы принадлежат микроклину, размер их достигает  $4 \times 2$  см. Порода сложена плагиоклазом № 28—32 (25—60%), микроклином (10—45%), кварцем (15—20%), биотитом и развивающимся по нему хлоритом (5—12%). В эндоконтактной зоне они становятся среднезернистыми со слабым проявлением порфирированности и меньшим содержанием биотита (5—10%). Среднезернистые биотитовые граниты второй фазы залегают в порфирированных гранитах в виде многочисленных даек и штокообразных тел. Дайки преимущественно ориентированы на СВ под углами 10—40°. Мощность их колеблется от 0,2 до 3 м. В маломощных дайках граниты мелкозернистые, лейкократовые и аплитовидные, в более мощных — среднезернистые биотитовые. Штокообразные тела сложены светло-серыми и розовато-серыми биотитовыми гранитами средне- и крупнозернистыми.

Пегматитовые жилы широко распространены в поле развития биотитовых гранитов и около них. Мощность их колеблется от 0,1 до 1,2 м, длина 50—100 м. Контакты с гранитами четкие, резкие. Пегматиты характеризуются крупнокристаллическим обликом, состоят из решетчатого микроклина (70—80%) и кварца (20—25%). Постоянно присутствуют мусковит и биотит размером до 4—6 см<sup>2</sup>. В зальбандах расположены гнезда (0,5×0,3) черного турмалина, кристаллы которого имеют длину 2—3 см. Помимо того, во вмещающих метаморфических породах присутствуют кварцевые и карбонатно-кварцевые жилы разной мощности и длины. Мощность их не превышает 1—1,5 м. Раннепротерозойский возраст изверженных пород определен по 10 радиологическим анализам. Он колеблется от 1770 до 2080 млн. лет [20]. При этом по мусковитам из пегматитов получены значения 1950, 2008, 2050 млн. лет, а по биотиту из гранитов — 1839, 1846, 1858, 2002, 2080 млн. лет.

Контактный метаморфизм в нижнепротерозойских породах около гранитных интрузий наблюдался А. А. Красильщиковым (1967 г.) в бас. р. Сололи, в районе горы Осор-Хайата и Н. А. Цейдлером и др. (1969 г.) по левым притокам р. Буор-Эекит. Ширина контактовых ореолов достигает 600 м. Вмещающие породы ороговикованы и инъецированы (0,5—2 см) гранитным и кварцевым материалом.

В Джарджанской скважине на глубине 1520—1620 м в фундаменте платформы встречены раннепротерозойские (?) пироксениты, пронизанные жилами пегматитов.

Позднепротерозойский магматический комплекс представлен основными породами ( $\beta PR_3$ ) [13]. Крупная пластовая интрузия диабазов в истоках р. Кютингде приурочена к контакту кютингдинской и арымаской свит сололийской серии верхнего протерозоя. Протяженность ее

## раннепротерозойских пород

MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
0,10	2,20	2,10	4,54	2,63	0,14	1,67	100,28
0,05	1,53	0,93	5,14	2,65	0,22	0,17	100,90
0,05	0,52	0,93	4,65	3,42	0,15	0,14	100,89
Следы	0,36	0,68	4,20	3,47	—	0,83	100,34
0,08	3,63	3,01	1,08	3,35	—	1,57	99,20

60 км, мощность около 150 м. Вторая аналогичная интрузия (Булбарангдинская) слабо обнажена на р. Булбарангда-Юряге. На ней развита кора выветривания, поверх которой залегают базальные конгломераты перми. Обе интрузии сложены диабазами, представленными в основной массе темно-серыми полнокристаллическими породами. В приконтактных частях они сменяются мелкокристаллическими и афанитовыми разностями. Структура пород преимущественно офитовая. Главными минералами являются лабрадор, авгит, составляющие примерно равные количества, и ильменит. Обычно отмечается апатит, существенную роль играет гранофировый мезостазис. Обращает на себя внимание отсутствие оливина, весьма свойственного основным породам более молодых интрузивных комплексов. Диабазы существенно преобразованы — альбитизированы, хлоритизированы и т. д. Экзо- и эндоконтактные изменения выражены отчетливо, но зоны их имеют малую мощность — от 1,5 до 2 м. В эндоконтактах преобладают плагиоклазовые микродолериты, в экзоконтактах — перекристаллизация и уплотнение вмещающих доломитов и песчаников.

Определение возраста двух образцов диабазов из Кютингдинской и Булбарангдинской интрузий калий-аргоновым методом [45] дало две цифры по 1090 млн. лет.

В нижнем течении р. Куойка имеется дайка беенчимитов северо-западного простирания, по данным Н. С. Малича и Е. В. Тугановой (1975 г.), отличающихся от трахидолеритов большим содержанием фосфора (2,1—2,2 %), железа ( $\Sigma Fe$  — 19—20 %) и титана (~6 %), пониженным содержанием кремнекислоты (43,8—45,85 %). Дайка сечет туркумскую свиту верхнего протерозоя и перекрыта отложениями нижнего кембрия. Радиологический возраст пород дайки  $620 \pm 20$  млн. лет.

На наличие интрузий и эффузивов раннепалеозойского возраста ( $\beta Pz_1$ ) в пределах Оленекского сводового поднятия и хр. Туора-Сис впервые указывали в 1943—1944 гг. К. К. Демочкидов и В. А. Первунинский, затем И. П. Атласов [6], Б. Н. Леонов, Н. И. Гогина [69]. Некоторые из этих интрузий, особенно на хр. Туора-Сис, А. В. Мельников и др. [82] считают позднепротерозойскими, а В. А. Виноградов, В. М. Лазуркин (1963 г.), А. А. Кузнецов и др. [59] позднедевонскими. На Оленекском сводовом поднятии раннепалеозойские основные интрузии развиты в бассейне среднего течения р. Хорбусуонки, где представлены силлами и дайками. Залегают они в основном в толще карбонатных пород венда. Отдельные интрузии занимают площадь до 4—5 км<sup>2</sup>. Наиболее значительные из них располагаются в районе устья руч. Анабыл. Здесь имеется сложная интрузия, состоящая из двух крупных силлов, ряда афиз и подводящих каналов. Мощность силла около 100 м. Большинство пластовых интрузий приурочено к отчетливо слоистым породам хатыспытской свиты. Вышележащая толща массивных доломитов туркутской свиты во многих случаях рассечена дайками тех же долеритов. Дайки обычно вертикальные и крутопадающие.

Мощность их колеблется от 0,5—2 м до 20—50 м. По простиранию Оленекского поднятия интрузивные породы не обнаружены. Силлы сложены темно-серыми с зеленоватым оттенком полнокристаллическими оливиновыми долеритами. Основная масса даек образована теми же долеритами, сменяющимися на контакте порфириновыми разностями.

Мощные силлы, сложные секущие интрузии, дайки распространены и на хр. Туора-Сис, где они интродуцируют всю толщу пород протерозоя, не пересекая кембрийских отложений, кроме самого нижнего горизонта кембрия (чабурского). Наиболее часты интрузии в толще пород нэлэгерской и хараютэхской свит. Выявлено несколько десятков крупных силлов, многие из которых прослежены на 10—20 км. Мощность их достигает 70—120 м.

Долериты однотипны как на Оленекском поднятии, так и на хр. Туора-Сис. Среди них могут быть выделены собственно долериты, имеющие наибольшее распространение, габбро-долериты, слагающие отдельные участки интрузий, и порфиридные долериты, свойственные краевым частям интрузий и дайкам. Долериты имеют пойкилоофитовую, реже интерсертальную структуру. Все главные породообразующие минералы существенно изменены и замещены вторичными минералами. Для габбро-долеритов характерна офитовая и габбро-офитовая структура. Минеральный состав тот же, что и у долеритов, но пироксены несколько меньше изменены вторичными процессами. Порфиридные долериты отличаются порфиридной или гломеропорфириной структурой. В общем магма близка к толеитовой магме (платобазальтов). От пермо-триасовых траппов Сибирской платформы эти диабазы отличаются пониженным содержанием  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$ , щелочей, фосфора, отношением окисного железа к закисному и калия к сумме щелочей.

На Оленекском сводовом поднятии и на хр. Туора-Сис описанные интрузии тесно связаны с эффузивными и эксплозивными образованиями, входящими в состав чабурского горизонта. В бас. Хорбусуонки, по данным Б. Н. Леонова и Н. И. Точиной [69], известно свыше 40 трубок, возможно, раннепалеозойского возраста. Они расположены, как правило, группами по 3—8 штук. Трубки представляют собой вертикальные столбообразные тела диаметром от 5—10 до 250 м. Одни трубки построены относительно просто, полностью выполнены туфами и туфоагломератами с пепловой массой основного состава, с обломками доломитов, известняков и алевролитов. Другие тела сложены туфами и эффузивами. В них наблюдаются следы многократного перемещения материала, и они, видимо, являются остатками жерл вулканов. Здесь же (р. Хорбусуонка) описано вулканическое тело, занимающее площадь 2,5 км<sup>2</sup>. Оно сложено четырьмя покровами эффузивов, разделенных туфами. Мощность покровов 10—12 м. Общая мощность пачки 65 м. Эффузивы представлены темными, почти черными миндалекаменными базальтами. По химическому составу базальтов отмечается пониженное содержание  $\text{SiO}_2$ , повышенное количество  $\text{TiO}_2$  и щелочей, причем преобладает К над Na. Б. Б. Шишкин (1973 г.) ставит под сомнение раннепалеозойский возраст вулканической деятельности в этом районе.

На хр. Туора-Сис, также в нижней части чабурского горизонта, прослеживается устойчивый выдержанный покров базальтов (иногда два). Мощность их колеблется от 2—3 до 50 м. Характерна шаровая и столбчатая отдельность. Базальты близки по составу к аналогичным породам, слагающим интрузии. Зона контактовых изменений в основании покрова не превышает 0,3 м, кровля затронута выветриванием.

Интрузивные аналоги эффузивов прорывают весь комплекс протерозойских отложений, но выше по разрезу нигде не встречаются. Абсолютный возраст диабазов этого комплекса равен 550—515 млн. лет [72, 88].

К позднепермскому — раннетриасовому магматическому комплексу ( $\text{P}_2\text{—T}_1$ ) принадлежит подавляющая часть интрузий, развитых как на платформе, так и в складчатых сооружениях Верхоянья. Наиболее широко интрузивные породы распространены в полосе шириною до 100 км, вытянутой от бас. р. Куойки до верховьев левых притоков р. Молодо. Преобладающей формой интрузий являются мощные силлы, а также крупные секущие тела. Широко распространены дайки во всех породах древнее триаса. К этому же комплексу относятся основные интрузии (силлы и дайки), известные на севере С. Верхоянья, и интрузия, вскрытая скважиной у Джарджана в пределах Приверхоянского прогиба\*.

На севере, в бас. р. Куойки, силлы занимают площадь иногда до 500—800 км<sup>2</sup>, имея мощность от нескольких десятков метров до 150—200 м. Многие из них хорошо обнажены и образуют поверхности водоразделов. Нередко крупные силлы расщепляются на несколько пластовых тел, как например на левобережье р. Оленек, либо переходят в секущие интрузии. Дайки многочисленны и иногда больших размеров; длина их достигает 10—20 км, мощность 50—100 м и даже 150 м. Они обычно располагаются группами, параллельно. Преобладающее их простирание северо-западное. Наиболее крупные системы даек отмечены в бас. р. Кюннюктях и р. Сюнгюде (верхнее течение).

Интрузии сложены однообразными среднезернистыми оливиновыми долеритами и микродолеритами. Несколько реже встречаются габбро-долериты. Структура чаще всего пойкилоофитовая, сочетающаяся с призматически-зернистой и толентовой. Несколько отличается шток дифференцированных траппов, установленный в бассейне верхнего течения р. Мерчимден. Здесь, по данным Н. А. Борщевой и др. (1964 г.), вскрыта лишь его апикальная часть. В центре шток сложен крупно- и среднезернистыми долеритами, постепенно сменяющимися монцититовыми породами, а по краям — микродолеритами. Долериты близки к обычным оливиновым долеритам, слагающим силлы и дайки. Монцититовые породы отличаются внешне розовато-серой окраской. По составу они соответствуют альбитизированному монцититу или сиенит-диориту. Контактные изменения у долеритов незначительные. Зоны экзоконтактов (максимально до 1—1,5 м) отличаются некоторым уплотнением и осветлением вмещающих пород, что связано с перекристаллизацией и ороговикованием. В эндоконтактах появляются атакситовые порфириды.

Известны трубки взрыва, прорывающие интрузии и выполненные туфами основного состава (реки Усунку, Тит-Юряге, Ырас-Юрях и др.). По р. Усунку туфы многократно прорываются небольшими дайками типичных долеритов. Возраст траппового вулканизма позднепермский — раннетриасовый. Это устанавливается на том основании, что тела долеритов прорывают флористически охарактеризованные толщи верхней перми, а эффузивы перекрывают верхнепермские породы. Внизу триасовых отложений Оленекского поднятия залегает туффитовая пачка, содержащая продукты разрушения основных пород. Все это, видимо, говорит за то, что процессы вулканизма начались в конце перми, а завершились в начале триаса.

Все дайки (30 шт.) в пределах Оленекского и Куойкско-Далдынского поднятий по бортам Кютингдинского грабена В. Л. Масайтис, М. В. Михайлов, Т. В. Селивановская в ряде своих работ (1971—1975 гг.) считают не пермо-триасовыми, а среднепалеозойскими. Основанием для отнесения даек к среднему палеозою, по их мнению, служит: 1) залегание их в отложениях кембрия и отсутствие в отложениях перми, 2) особенности химического состава (повышенное содержание

\* По данным В. Л. Масайтиса (1975 г.), возраст большинства интрузий района — раннетриасовый, а даек — среднепалеозойский.

щелочей, титана, фосфора), 3) структурное положение, аналогичное трещинным интрузиям среднего палеозоя восточной части Сибирской платформы, 4) наличие одного определения возраста аргоновым методом, равного 360 млн. лет.

Среднепалеозойские дайки, видимо, присутствуют на Оленекском поднятии, но большинство даек все же образовалось одновременно с пермо-триасовыми пластовыми интрузиями долеритов, широко здесь развитыми. Многие дайки не секут пермских отложений лишь потому, что пермь около даек отсутствует. Некоторые дайки секут пермские отложения на платформе (р. Муоган) и в С. Верхоянье (р. Улахан-Унгуохтах). В Приверхоянском прогибе пластовое тело долеритов вскрыто Джарджанской опорной скважиной; кровля его находится на глубине 1298 м. Силл мощностью 42 м приурочен к контакту пермских песчаников и аргиллитов триаса.

В пределах С. Верхоянья основные интрузии немногочисленны, но распространены в разных местах. На Хараулахе это преимущественно крутопадающие секущие дайки мощностью до 10—15 м. Выходы их на поверхность прерывистые благодаря участию в складчатости. Иногда небольшие обрывки даек располагаются кулисообразно. Протяженность таких систем даек достигает 2—5 км, реже 15 км. На р. Хос-Бэдэр подобная система даек сложена темно-серыми мелкозернистыми долеритами пойкилофитовой структуры. Первоначальный состав пород сильно изменен. Плаггиоклаз подвергся альбитизации. По альбиту в свою очередь развиваются лучистые агрегаты пренита, моноклинный пироксен замещен хлоритом.

В бас. р. Джарджан более широко распространены силлы, залегающие в каменноугольных и пермских отложениях. Мощность их колеблется от 10 до 50 м. По простиранию они прослеживаются до 50 км. Обращает на себя внимание крупная дайка, протягивающаяся прямолинейно почти на 60 км из бас. р. Унгуохтах в бас. р. Джарджан. Мощность ее 30—35 м. Силлы и дайки сложены долеритами, иногда габбро-долеритами. Первичный минеральный состав типичен для долеритов, однако вторичные изменения чрезвычайно интенсивны, особенно для приконтактных частей интрузий, где породы превращены в метадиабазы и зеленые сланцы. В метадиабазе основная масса породы представлена актинолитом (20—60%), клиноцоизитом (15—70%), хлоритом, мусковитом. Ильменит замещен лейкоксомом и гидроокисами железа. Зеленые сланцы состоят из серицита, хлорита, альбита и карбоната.

Контактные изменения вмещающих пород выражаются в слабом их ороговиковании и окварцевании, которое прослеживается на несколько сантиметров, редко на 0,5—1 м от интрузии. Местами [59] экзоконтактные изменения более значительны: зона ороговикования достигает нескольких десятков метров и к ней приурочены новообразования кордиерита, андалузита, графита, турмалина, альбита и др. Эти интрузии прорывают все верхнепалеозойские отложения. В отложениях нижнего триаса С. Верхоянья присутствует большое количество туфогенного и пеплового материала основного состава. Таким образом, крупный этап вулканической деятельности в С. Верхоянье также проявился в поздней перми — раннем триасе.

Все три описанные выше группы интрузивных образований составляют характерный для платформы комплекс платобазальтов. Хотя между отдельными группами разновозрастных интрузий устанавливаются четкие отличия, в целом все они несут черты типично платформенного вулканизма, для которого характерен основной состав магмы, относительно крупные размеры внедрений и излияний, преимущественно пластовая форма тел. Согласно определениям абсолютного возраста внедрение основных интрузий происходило в более длительное время

в районе хр. Туора-Сис. По данным Н. И. Ненашева [88], интрузии имеют кембрийский (515 млн. лет), ордовикский (468, 498 млн. лет), силурийский (420 млн. лет), пермский (241, 254, 293, 298 млн. лет) и юрский (154, 170 млн. лет) возраст. Пока эти данные не нашли геологического подтверждения.

Среднетриасовый — раннеюрский кимберлитовый магматический комплекс ( $\tau_2$ — $J_1$ ) широко распространен в пределах рассматриваемой части платформ. Выявлено 97 ультраосновных тел, из них 84 % сложено кимберлитовыми породами, а 16 % — пикритовыми порфиритами. В морфологическом отношении они представлены трубками взрыва (34 %), линзовидными (в плане) телами (40 %) и дайками (26 %). Размеры трубчатых и линзовидных тел варьируют в широких пределах: от 100 м<sup>2</sup> (трубка Крошка) до 0,18 км<sup>2</sup> (трубка Аэрогеологическая).

Петрографическая характеристика кимберлитовых пород и пикритовых порфиритов Лено-Оленекского междуречья приведена по работам М. А. Крутойрского, В. А. Милашева [46], В. В. Ковальского [49], А. П. Бобриевича и др. [91] и др. Кимберлитовые породы сосредоточены в двух районах. Первый район приурочен к бассейну среднего течения р. Оленек и верхнего течения р. Моторчуна, где выделяются 4 кимберлитовых поля: 1) Омонос-Кутугунское, 2) Нижнеукукитское, 3) Верхнемоторчунское и 4) частично Чомурдахское. Второй район находится в бассейне правых и левых притоков нижнего течения р. Оленек (реки Мерчимден, Куойка, Беенчима, Толуопка) и верхнего течения р. Молодо. Здесь обнаружено 3 кимберлитовых поля: 1) Мерчимденское, 2) Верхнемолодинское и 3) Куойкско-Беенчимское.

Трубки взрыва в горизонтальном сечении имеют изометрическую или вытянутую форму, нередко с извилистыми очертаниями. Длина их колеблется от первых десятков до сотен метров с соотношением ширины к длине от 1:4 до 1:15. Дайки и жилы кимберлитов и пикритовых порфиритов пользуются в Лено-Оленекском междуречье значительным распространением. Мощность их изменяется от 0,1 до 1—3 м, а длина от 10—15 м до 1—3 км. Залегание даек и трубок вертикальное, но нередко они наклонены под углами 50—70° в разных направлениях.

По генетическим и текстурным признакам кимберлиты и пикритовые порфириты [46] подразделяются на три группы: 1) массивные порфировые породы; 2) эруптивные брекчии, 3) туфы и туфобрекчии этих пород.

Массивные кимберлиты и пикритовые порфириты представляют собой изверженные порфировые ультраосновные породы массивной, местами флюидальной и атакситовой текстуры. В эндоконтактах иногда присутствуют редкие обломки (до 5—10 %) вмещающих пород. Они слагают дайки, линзовидные (в плане) тела и отдельные участки трубок взрыва. Типичными представителями бесслюдяных микролитовых кимберлитов считаются трубки: Второгодница, Дайка-5, Муза, безмикролитовые — Апатитовая, Глубокая, Молодо-1, Пограничная-5, Русловая, Унга, Фестивальная-1. К слюдяному (лампрофировому) типу относятся кимберлитовые тела: Заозерная, Молодо-3, Пятница, Укукитская-2, Укукитская-3, Хмурая (микролитовые) и Адыкан, Безымянная-2, Гранатовая, Дайка-62, Дайка-63, Слюдянка, Сопка, Фестивальная-1, Флогопитовая (безмикролитовые).

Эруптивные брекчии кимберлитов и пикритовых порфиритов содержат от 10 до 50 % обломков различных пород, заключенных в магматическом цементе, отвечающем по составу указанным выше типам и разновидностям ультраосновных пород. Магматический характер цемента эруптивных брекчий устанавливается по наличию первичных текстур течения в породе и закономерной ориентировке трещин отдельности. Эруптивные брекчии слагают трубчатые и линзовидные (в плане) тела. По условиям образования они относятся к группе экструзив-

ных пород жерловой фаций (Водораздельная, Львиная Лапа, Мечта, Нева-4, Октябрьская, Оливиновая, Петроградская, Подснежная, Аэро-геологическая, Восток-6, Немагнитная, Неуловимая, Обнаженная, Подснежная, Балтийская-1, Безымянная-1, Крошка, Надежда и др.).

Туфы и туфобрекчии кимберлитов и пикритовых порфиритов содержат 60—90 % обломков кимберлитов, пикритовых порфиритов и вмещающих пород, сцементированных гидротермальными минералами сольфатарной стадии вулканизма. Гидротермальное происхождение связующей массы устанавливается по наличию крустификационных структур нарастания вторичных минералов цемента на обломки пород, по отсутствию первичных текстур течения и таких типичных минералов для кимберлитов и пикритов, как перовскит, ильменит, монтичеллит, и псевдоморфоз по микролитам мелилита и диопсида. Присутствующие в цементе туфобрекчий кристаллы оливина и пироксена, а также редкие зерна пиропы и пикроильменита имеют ксеногенное происхождение [58]. К этой группе относятся дайки: Гранатовая, Хмурая, Апатитовая, Безымянная, Василеостровская, Закат, Кубанская, Маричка, Одиночка, Укукитская-1, Хризолитовая, Ява.

Перечисленные три группы пород в свою очередь делятся в зависимости от содержания флогопита на два типа: 1) бесслюдяные (базальтоидные) и 2) слюдяные (лампрофировые). Внутри указанных типов пород выделяются микролитовые и безмикролитовые разновидности.

Бесслюдяные (базальтоидные) кимберлиты представляют собой плотные микрозернистые порфировые породы темно-серого цвета. При постмагматическом изменении и выветривании происходит их осветление, они приобретают зеленовато-серую окраску. Текстура — массивная, иногда миндалекаменная, атакитовая и брекчиевая. Структура — реликтово-порфировая с микролитовой основной массой, местами флюидального строения. Бесслюдяные кимберлиты состоят из вкрапленников оливина (30—60 %), пикроильменита (0,5—3 %), флогопита (0—0,5 %) и акцессорных зерен энстатита, хромдиопсида и пиропы, заключенных в апостекловатой, частью микролитовой, реже микрозернистой основной массе, обычно почти полностью измененной и замещенной вторичными минералами. В зависимости от наличия или отсутствия псевдоморфоз по микролитам, первоначально представленным клинопироксеном или мелилитом, кимберлиты подразделяются на микролитовые и безмикролитовые разновидности. Количество микролитов меняется от 1—5 до 20 %, иногда до 50 % основной массы. Наблюдаются две генерации оливина: крупные (1—5 мм) овальные вкрапленники (3—10 %) 1-й генерации и мелкие (0,2—0,7 мм) идиоморфные кристаллы 2-й генерации. Обычно оливин полностью замещен серпентином и кар-

Химический состав кимберлитов и пикритовых

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	MgO
1	28,78	2,59	5,97	0,12	6,99	4,81	0,16	0,08	24,74
2	26,69	0,99	3,58	0,12	5,70	1,91	0,15	0,02	23,45
3	27,35	1,88	4,65	0,08	4,99	3,47	0,16	0,08	15,19
4	30,18	1,23	2,43	0,09	8,56		0,16	0,27	30,57
5	27,81	1,63	3,40	0,13	5,40	2,82	0,12	0,14	25,53

Состав кимберлитов и пикритовых порфиритов: 1. Омонос-Кутугунского и Нижнеукукитско-3. Верхнемолодинского поля (среднее из 50 анализов) [57]. 4. Куойско-Беевичского поля (сред-

бонатом с выделением магнетита. Вкрапленники ильменита имеют неправильную форму. Размер их 1—2 мм, местами до 15 мм. Основная масса микролитовых кимберлитов представлена микрозернистым агрегатом серпентина, хлорита, карбоната. Апостекловатая связующая масса безмикролитовых кимберлитов отличается отсутствием микролитов диопсида и мелилита, а также псевдоморфоз по ним.

Слюдяные (лампрофировые) кимберлиты по внешнему виду представляют собой плотные порфириновые микрозернистые породы темно-серого и зеленовато-серого цвета. На фоне тонкозернистой основной ткани породы с блестками мелких чешуек слюды выделяются вкрапленники измененного оливина, флогопита, редкие зерна пикроильменита, пирропа, иногда энстатита и хромдиопсида. Текстура массивная, флюидальная, атакситовая или брекчиевая. Слюдяные кимберлиты характеризуются значительным содержанием первично-магматического флогопита (10—25 %). Порфириновые его выделения размером 0,2—3,5 мм составляют 3—7 % от объема пород. Флогопит замещается карбонатом, хлоритом, кварцем и рудными минералами. Основная масса слюдяных кимберлитов часто на 10—60 % сложена мелкими (0,05—0,2 мм) идиоморфными прямоугольными или шестиугольными пластинками оранжевого флогопита. В кимберлитовых породах отмечается сравнительно высокое содержание окиси магния, кальция, алюминия, титана, калия и натрия при относительной бедности окисью кремния, железа и постоянном присутствии примеси хрома, никеля, марганца и фосфора (табл. 9). Содержание CaO прямо пропорционально количеству CO<sub>2</sub>, а содержание OH, MgO, SiO<sub>2</sub> обратно пропорционально количеству CO<sub>2</sub>. Содержание таких окислов, как TiO<sub>2</sub>, FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, K<sub>2</sub>O и N<sub>2</sub>O, практически не зависит от количества CO<sub>2</sub>, т. е. не меняется при постмагматических преобразованиях кимберлитов и пикритовых порфиритов; четких закономерностей (по мнению В. А. Милашева и др., 1971 г.) в распределении элементов в кимберлитах и пикритовых порфиритах различных полей не устанавливается. Отмечается лишь несколько более высокое содержание железа в пикритовых порфиритах по сравнению с кимберлитами, тогда как количество хрома больше в кимберлитах. При этом содержание железа, титана и алюминия в целом более высокие в Среднеоленском р-не, где распространены в основном кимберлиты алмазно-пироповой субфации по сравнению с Нижнеоленским р-ном, развиты неалмазоносные кимберлиты чисто пироповой субфации.

Возраст кимберлитовых пород до сего времени является предметом дискуссии. В. А. Милашев и др. (1971 г.) считают, что если на ЮЗ рассматриваемой территории внедрение кимберлитов происходило в позднем триасе—ранней юре, то на С и СВ кимберлитовый вулканизм проявился в мелу.

Таблица 9

порфиритов Лено-Оленевского междуречья

CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	П.п.п.	Сумма	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O
9,44	0,16	1,30	0,67	0,02	13,13	98,96	6,30	1,84
14,83	0,09	1,02	0,82	0,23	20,36	100,06	—	—
18,20	0,61	1,53	0,62	0,98	20,60	100,39	—	—
10,56	0,19	0,45	0,65	0,60	14,08	100,02	—	—
12,21	0,33	0,66	0,50	—	19,42	100,10	—	—

го полей (среднее из 12 анализов) [46]. 2. Мерчимденского поля (среднее из 25 анализов) [49].  
нее из 14 анализов) [46]. 5. Западной Якутии (среднее из 339 анализов) [91].



В работах М. И. Плотниковой и др. (1964 г.), Н. Н. Сарсадских, Л. А. Попугаевой [97], В. Ф. Кривоноса, Б. И. Прокопчука (1973 г.) и др. имеются данные о различном возрасте кимберлитов. Возраст кимберлитовой дайки Монтичелитовая определен в 550 млн. лет (нижний кембрий). О допермском ультраосновном магматизме свидетельствует наличие в пермских терригенных отложениях редких зерен пирропа, пикроильменита и алмаза.

На раннекаменноугольный возраст кимберлитов трубки Безымянная из Мерчимденского поля указывает ее абсолютный возраст, равный  $326 \pm 10$  млн. лет. Абсолютный возраст кимберлитов трубок Молодо, Гранатовая и Обнаженная равен соответственно  $248 \pm 10$ ,  $195 \pm 10$  и  $205 \pm 10$  млн. лет, что отвечает поздней перми и концу триаса — началу юры [97]. Разноречивость этих данных заставляет отдать предпочтение геологическим данным о возрасте кимберлитов. Большинство кимберлитовых и пикритовых пород, видимо, сформировалось в интервале от середины триаса до ранней юры (средний лейас). Это подтверждается прорывом кимберлитовыми трубками и дайками Верхнемолодинского поля силлов долеритов раннетриасового возраста [57], наличием обломков трапповых пород в кимберлитах, а также обломков кимберлитов, алмазов и их парагенетических спутников в базальных отложениях нижней юры (плинсбахский ярус), частично перекрывающих кимберлитовую трубку Аэрогеологическая. В Лено-Сюнгюдинском междуречье по находкам большого количества неокатанных зерен пирропа с келифитовыми каймами, а также алмазов в нижеволжских морских терригенных отложениях предполагаются алмазоносные кимберлиты позднеюрского возраста [3]. К наиболее молодым внедрениям относятся кимберлиты Куойкско-Беенчимского поля. В трубке Обнаженная В. А. Милашевым найден ростр белемнита, который характерен для верхневолжского подъяруса и валанжина [83], хотя абсолютный возраст ее более древний ( $205 \pm 10$  млн. лет). Таким образом, на рассматриваемой территории установлены разновозрастные кимберлиты. В одном поле с меловыми трубками, возможно, могут быть и палеозойские.

На геологической карте для большинства кимберлитовых тел показан среднетриасовый — раннеюрский возраст и только для кимберлитов Куойкско-Беенчимского поля принят условно меловой возраст.

## ТЕКТОНИКА

Обширный материал по тектонике рассматриваемого региона был получен главным образом в послевоенные годы. Результаты этих исследований изложены в работах И. П. Атласова, В. А. Виноградова, Е. С. Кутейникова, А. В. Лейпцига, Б. Н. Леонова, К. Б. Мокшанцева, А. А. Межвилка, Л. М. Натапова, Н. А. Сягаева, Г. И. Штеха, Э. Н. Эрлиха и др.

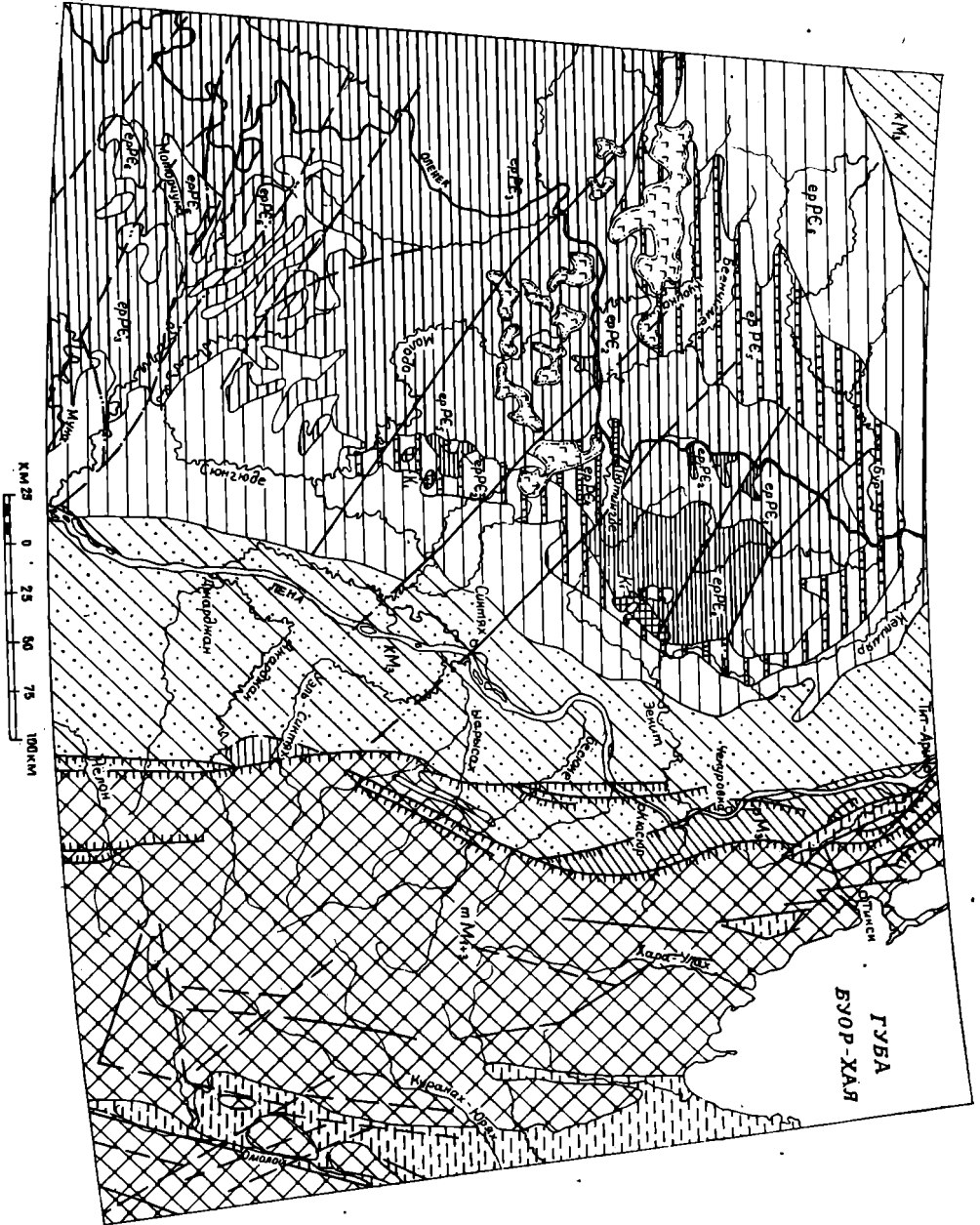
В регион входят две структуры первого порядка: северо-восточный край Сибирской платформы и северо-западная окраина Верхояно-Колымской складчатой области, представленная Верхоянским мегантиклинорием и частью Янской синклинальной зоны (см. врезку к Геологической карте).

Граница между структурами первого порядка проходит по Ленскому структурному шву [78], вдоль которого широко развиты сильно сжатые линейные складки, сложенные породами палеозоя и мезозоя, опрокинутые в сторону платформы, осложненные надвигами. В зоне шва резко меняются мощности палеозойских и мезозойских толщ.

В пределы рассматриваемой территории Сибирской платформы входят восточная часть Анабарской антеклизы, северная часть Приверхоянского и южная часть Лено-Анабарского прогибов. Последние являются структурами второго порядка, возникшими в мезозое по краю платформы. Граница Анабарской антеклизы с прогибами весьма условная. Поскольку пермские, триасовые и юрские породы представлены маломощными толщами в платформенных фациях, они включены в состав чехла платформы, большая же часть нижнемеловых пород по своему фациальному составу принадлежит собственно прогибам. Поэтому Приверхоянский и Лено-Анабарский прогибы на приплатформенном крыле ограничиваются распространением нижнемеловых пород, а в прискладчатой зоне граница их совпадает с краевым швом (рис. 7).

На платформе выделяется комплекс фундамента и два комплекса, составляющие ее чехол. Комплекс фундамента, имеющий весьма ограниченный выход на поверхность, представлен складчатыми сооружениями раннего протерозоя и, возможно, архея, занимающих пространство от р. Лены до р. Анабар. Нижний комплекс чехла, залегающий резко несогласно на породах фундамента, сложен преимущественно карбонатными отложениями разного возраста — от позднего протерозоя до раннего карбона включительно. Среди них можно выделить три этажа: протерозойский, кембрийский и девонско-нижнекаменноугольный. Верхний комплекс чехла включает отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Среди них выделяются два этажа: пермско-триасовый и юрско-меловой. Последний делится на юрский и меловой подэтажи. Меловой подэтаж в краевых прогибах генетически тесно связан с Верхояно-Колымской складчатой областью, он отражает орогенный этап ее развития.

По объему и значимости структурные комплексы отвечают крупным этапам геологического развития платформы с соответствующими



- 1 K.I. (diagonal lines)
- 2 ep P<sub>1</sub> (horizontal lines)
- 3 ep P<sub>2</sub> (horizontal lines)
- 4 ep P<sub>3</sub> (horizontal lines)
- 5 ep P<sub>4</sub> (horizontal lines)
- 6 ep P<sub>5</sub> (horizontal lines)
- 7 K.M<sub>3</sub> (diagonal lines)
- 8 K.M<sub>2</sub> (diagonal lines)
- 9 K.M<sub>1</sub> (diagonal lines)
- 10 (horizontal lines)
- 11 (diagonal lines)
- 12 (diagonal lines)
- 13 (diagonal lines)

Рис. 7. Тектоническая карта. Составил А. А. Межвилл.

Сибирская платформа: 1 — первый (нижний) структурный комплекс — нижнепалеозойский; 2—4 — второй структурный комплекс: 2 — протерозойский этаж; 3 — кембрийский этаж; 4 — девонско-нижнекаменноугольный этаж; 5—6 — третий структурный комплекс: 5 — пермо-триасовый этаж; 6 — юрско-меловой этаж (Верхний подэтаж). Приверхоанский и Лено-Анабарский прогибы: 7 — юрско-меловой этаж (Меловой подэтаж); 8 — Туорасское поднятие фундамента прогиба. Верхнеюло-Кулымская складчатая область: 9 — Верхоянский геосинклинальный комплекс (Pz3—Mz2); 10 — облогое опускание кайнозойской активизации (грабен). Прочие обозначения: 11 — магматические образования, платформенные интрузии (долериты); 12 — разломы: достоверные (а), предполагаемые (б), скрытые под покровом более молодых образований (в); 13 — надвиги (а) и покровы (б).

формациями. Они различаются между собою сменой фаций и органического мира и отделены друг от друга существенными перерывами. Выделенные внутри комплексов структурные этажи сохраняют набор формаций, но на границах имеют перерывы в осадконакоплении и смену фаций. Кроме того, внутри этажей наблюдаются региональные и локальные перерывы в осадконакоплении, позволяющие при более детальном рассмотрении выделить подэтажи. Для этой же территории В. А. Виноградов [21] выделил четыре структурных этажа, которые в свою очередь делятся на структурные ярусы и подъярусы. А. В. Лейпциг [27] выделяет три структурных комплекса, второй и третий из них расчленяются на ярус и подъярусы.

В пределах рассматриваемой части Анабарской антеклизы выделяются следующие крупные тектонические структуры: Оленекское сводовое поднятие, Суханская впадина, Мунское поднятие, Приверхоанский и Лено-Анабарский прогибы. Меридиональный отрезок Приверхоанского прогиба часто называют Ленским прогибом.

Оленекское сводовое поднятие, по данным К. Б. Мокшанцева и др. [102], включает Сололийский свод, Куойкско-Далдынский свод и Кютингдинский прогиб. В. А. Виноградов [21] и А. В. Лейпциг [27] Оленекское сводовое поднятие ограничивают пределами Сололийского свода, а Куойкско-Далдынский свод и Кютингдинский прогиб они считают самостоятельными и равнозначными структурами. Придерживаясь классификации структур, предложенных К. Б. Мокшанцевым и др. [102], в пределах Оленекского сводового поднятия выделяем следующие крупные структуры: Сололийское поднятие, Кютингдинский грабен и Куойкско-Далдынское поднятие (рис. 8).

Оленекское сводовое поднятие расположено в бас. р. Оленек между притоками Мерчимден и Бур. Его границы по выходам пермских отложений имеют форму незамкнутого овала шириной 100—130 км, вытянутого на 250 км. Юго-западная граница поднятия проводится условно по региональному разлому, отделяющему его от Суханской впадины. В ядре сводового поднятия обнажаются слабо наклонные породы протерозоя и кембрия, а по периферии, моноклинально падая от ядра свода, с трех сторон его обрамляя, развиты породы перми, триаса и юры, свидетельствующие о позднемезозойском возрасте данного поднятия.

Сололийское поднятие располагается в бас. р. Хорбусуонка, в верховьях рек Кютингде, Эекит. В наиболее приподнятой части структуры обнажены породы эекитской серии, слагающие кристаллический фундамент платформы, которые собраны в изоклинальные складки северо-западного (310—340°) простирания, прорванные интрузиями гранитоидов и долеритов. Складки асимметричные, шириною 2—3 км, с крутыми (70—85°) северо-восточными и более пологими (50°) юго-западными крыльями. Они перекрыты несогласно породами верхнего протерозоя сололийской серии. Породы протерозоя и кембрия падают на З и С под углом 1—2°, реже до 7—10°. Они рассечены большим количеством крутопадающих разломов преимущественно северо-западного простирания. Амплитуды смещения разнообразны — от 5 до 300 м. Протяженность разломов от 2—3

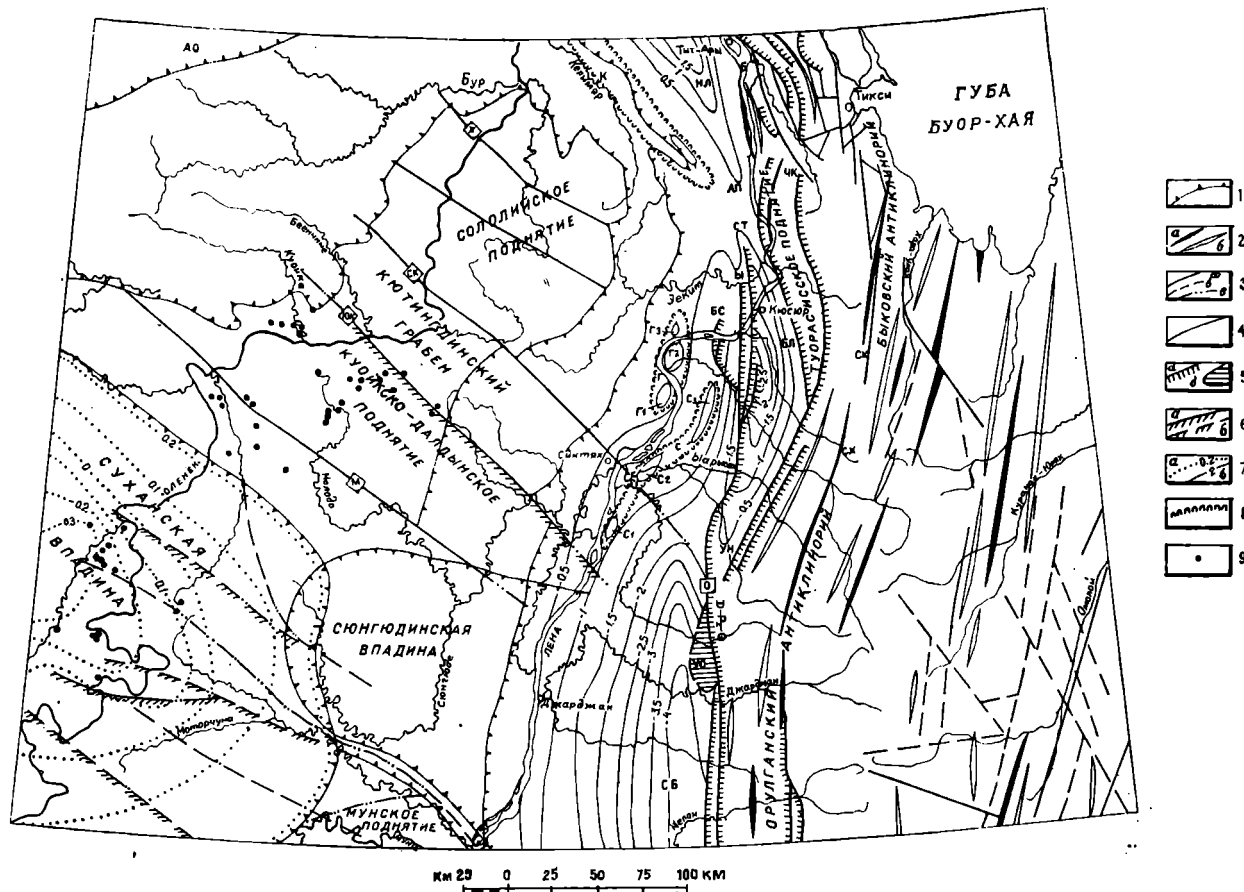


Рис. 8. Структурно-тектоническая карта. Составили А. А. Межвилк, Р. О. Галабала, Б. Н. Леонов.

1 — контуры тектонических структур; 2 — оси складок: антиклиналей (а); синклиналей (б); 3 — региональные разломы: достоверные (а), предполагаемые (б); 4 — локальные разломы; 5 — надвиги (а) и тектонический покров (б); 6 — сдвиги: достоверные (а), предполагаемые (б); 7 — стратонизогипсы: по подошве верхнего отдела кембрийской системы (а), по подошве меловой системы (б) (в км); 8 — границы валов; 9 — кимберлитовые интрузии. Впадины (буквы в кружках): НЛ — Нижне-Ленская, БЛ — Булунская, СВ — Соболевская, АО — Анабар-Оленекская. Валу: К — Келимярский, Г — Говоровский, С — Сиктяжский. Разломы (буквы в квадратах): Х — Хардахский, СК — Северокютигиндский, ЮК — Южнокютигиндский, М — Молодинский, О — Орулганский надвиг. Прочие структуры: УН — Унгу-охтаское поднятие, УС — Уэль-Сиктяжский тектонический покров, АП — Атырканский порог, БС — Бесюкинская группа складок. Антиклинали: СТ — Сеттаская, Ы — Ыарьсайская, СХ — Саханджинская, Б — Булкурская, ЧК — Чекурская.

до 40—70 км. Разломы разделяют поднятие на многочисленные горсты и грабены разного размера, часто образуют ступенчатость в породах кембрия. Периферия Сололийского поднятия сложена породами перми, триаса и юры, падающими очень полого (до  $1^\circ$ ) в сторону прогибов. Юго-западная граница поднятия проходит по Северо-Кютингдинскому разлому. Пермские породы залегают резко несогласно на глубоко денудированных породах ядра поднятия. В допермское время Сололийское поднятие имело другую конфигурацию, а его сводовая часть располагалась на территории современного Приверхоанского прогиба. Эту палеоструктуру И. А. Атласов [7] называл Сололийским сводом.

Гравиметрическое поле Сололийского поднятия весьма неравномерное. Наибольшая положительная аномалия приходится на устьевую часть р. Бур. Она вытянута в северо-западном направлении на 120 км от истоков р. Келимяр до пос. Тюмяти (азимут  $310^\circ$ ). От р. Эекит до устья р. Хардах (160 км по азимуту  $310^\circ$ ) изоаномалы резко изгибаются, отражая тем самым зону разломов, которая была установлена на р. Оленек вблизи устья р. Хардах. Эту зону А. А. Межвилк предлагает назвать Хардахским разломом.

Кютингдинский грабен (см. рис. 8 и 9) по геологическим и геофизическим данным прослеживается от р. Лены на СЗ  $310\text{—}315^\circ$  до среднего течения р. Беенчима (260 км). Ширина грабена 45—50 км. Падение слоев, у бортов грабена достигающее  $2\text{—}4^\circ$ , к осевой части уменьшается до  $0^\circ 40'$ . Породы, выполняющие грабен, полого наклонены на ЮВ, о чем свидетельствует смена пород от древних к молодым. В бас. р. Беенчима близ поверхности под пермью залегают, по-видимому, докембрийские породы фундамента, что подтверждается положительной гравиметрической аномалией. Восточнее ее на поверхность выходят породы нижнего кембрия, образующие крыло этого перекрытого поднятия. На юго-востоке грабена (около р. Лены) располагается отрицательная гравиметрическая аномалия, которая совпадает с максимальной мощностью осадков.

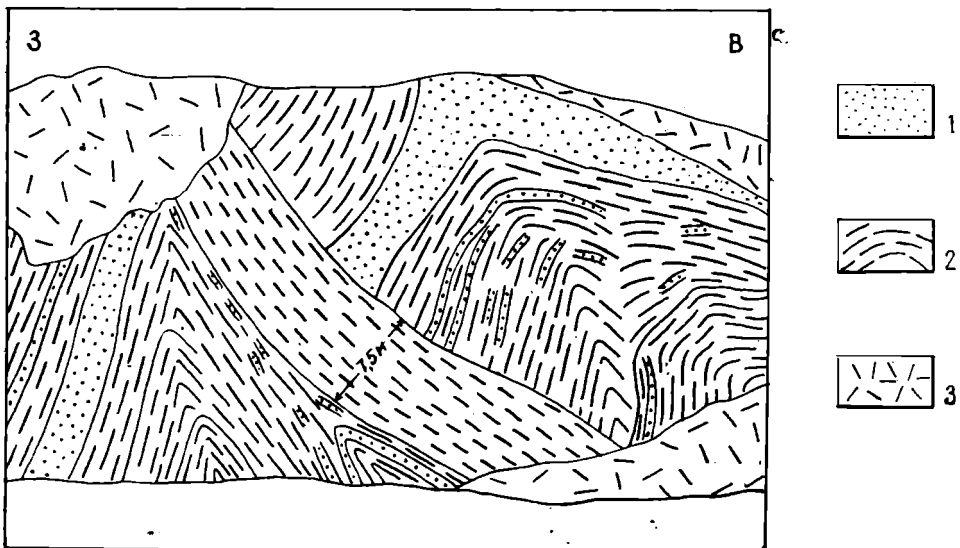


Рис. 9. Надвиг в нижнепермских отложениях в пределах западного склона Быковского антиклинория (р. Бедер). Рисунок с фото А. А. Межвилка.

1 — песчаники; 2 — алевролиты, аргиллиты; 3 — доломит.

В пределах Приверхоянского прогиба грабен прослеживается только до р. Лены. Однако В. А. Виноградов [21] протягивает его через весь прогиб, а разломы, ограничивающие его, проводит через весь Верхоянский мегантиклинорий.

Кютингдинский грабен ограничен Северо-Кютингдинским и Южно-Кютингдинским разломами, которые хорошо прослеживаются по геологическим и геофизическим данным. Амплитуда опускания увеличивается к ЮВ: по Северо-Кютингдинскому разлому на р. Беенчима-Салата она 150 м, а на ЮВ — 600 м. На дне грабена породы разбиты многочисленными нарушениями. При этом количество и амплитуда последних уменьшаются от древних пород к молодым, что свидетельствует об их неоднократном подновлении на протяжении палеозоя и мезозоя.

Куойкско-Далдынский подъем (см. рис. 8) представляет собой сложнопостроенную блоковую структуру, вытянутую в северо-западном направлении от р. Молодо до р. Куойка и далее по азимуту 310°. Ширина ее 60—70 км, протяженность более 250 км. Поднятие на С ограничено Южно-Кютингдинским разломом, а на Ю Молодинским разломом. В пределах поднятия имеется два выхода древних пород: Далдынский (бас. р. Молодо) и Куойкский (на р. Оленек), сложенных породами верхнего протерозоя. Кроме того, в бас. р. Молодо имеются небольшие выходы пород фундамента платформы. Между ними располагается пологая широкая структура, выполненная отложениями нижнего и среднего кембрия, раздробленная многочисленными крутопадающими (75—90°) локальными разломами северо-западного простирания. Амплитуда смещения по ним составляет 20—60 м, а по некоторым достигает 200 м. Длина разломов в большинстве случаев достигает 10—20 км, реже до 100—120 км. Густота разломов необычайно велика. В пределах поднятия развиты обильные проявления траппового магматизма в виде силлов и даек пермско-триасового возраста. Куойкско-Далдынский подъем Э. Н. Эрлих включал в Молодо-Уджинский вал, а И. П. Атласов — в Лено-Попигайский вал.

В пределах Куойкско-Далдынского поднятия аэромагнитные аномалии линейно вытянуты в северо-западном направлении с характерными знакопеременными полями, свойственными трапповым интрузиям. В гравиметрическом поле поднятие выражено только в его юго-восточной части положительным полем, на ЮЗ оно сливается с положительной аномалией Кютингдинского грабена и образует обширную самостоятельную Куойкскую аномалию размером 160 на 110 км, вытянутую на СВ.

Суханская впадина в пределы рассматриваемого района попадает небольшой своей частью, в бассейне среднего течения р. Оленек (притоки Укукит, Некекит) и верхнего течения р. Моторчуны. Она не имеет четких структурно выраженных границ и обычно оконтуривается по распространению верхнекембрийских отложений, выполняющих впадину. Строение впадины асимметрично. Северо-восточное крыло более крутое, спрямленное, относительно резко погружающееся (от 0°30' до 1—2°) в сторону оси впадины. Шарнир впадины наклонен полого на СЗ. Вообще же верхнекембрийские породы лежат горизонтально, хотя местами они осложнены мелкими антиклинальными складками килевидной формы шириной от 10—15 до 60—80 м, амплитудой — от 2—3 до 10—15 м.

На восточный край Суханской впадины наложена Сюнгюдинская (Моторчунская) впадина, расположенная в бас. рек Сюнгюде и Моторчуна. Она выполнена юрскими отложениями, залегающими на доюрской поверхности выравнивания, наклоненной к В, в сторону Ленского прогиба. Юго-западное крыло впадины узкое и крутое, выраженное в виде флексурообразного перегиба среднекембрийских отложений, погружающихся к С под углом 5—8°. В пределах Приверхоянского про-

гиба эта флексура переходит в серию разрывов с амплитудой смещения до 270 м в районе устья Моторчуны.

Гравитационное поле в пределах Суханской впадины разделяется на две части. Восточнее р. Оленек оно выражено линейными, широкими положительными аномалиями северо-западного простирания, чередующимися с отрицательными аномалиями. Западнее р. Оленек располагается Укукитская область спокойного отрицательного поля. Форма аномалий изометричная. Магнитное поле по всей впадине равномерное, низкой интенсивности. Более интенсивные аномалии обычно изометричные, реже линейные. По аэромагнитным данным, фундамент Суханской впадины погружается к ее центру. Вдоль оси впадины глубина фундамента увеличивается в северо-западном направлении на расстоянии 180 км (от 1 км на р. Муне до 4 км на водоразделе рек Укукит, Биректа).

Мунское поднятие в пределы описываемой территории входит небольшой своей северной частью, расположенной в низовьях р. Муны. На поверхности оно выражено только выходами пород нижнего и среднего кембрия. Мунское поднятие (в обычных его границах) входит в зону жиганских аномалий, которые в плане имеют линейные формы северо-западного простирания (азимут  $295\text{--}300^\circ$ ), прослеживающиеся на 180 км при ширине 100 км. Две положительные аномалии (Жиганская и Лено-Укукитская) уходят на многие сотни километров за пределы района.

Разрывные нарушения широко развиты в Оленекском сводовом поднятии, а в пределах Суханской впадины они не были известны. Геофизические карты и полевые материалы А. А. Межвилка 1972 г. позволяют выделить локальные разломы по всему нижнепалеозойскому чехлу Сибирской платформы (см. рис. 8). Многие из них несут следы левых или правых сдвигов. Вертикальные амплитуды достигают 600 м (Северо-Кютингдинский разлом). Преобладает северо-западное (азимут  $300\text{--}310^\circ$ ) простирание как локальных, так и единичных разломов. Большинство их на прилагаемых картах показано впервые, как предполагаемые.

Приверхоянский краевой прогиб, северный меридиональный отрезок которого часто называют Ленским прогибом [21, 27], имеет ширину от 80 до 150 км и выполнен в основном юрско-нижнемеловой терригенной формацией. Граница прогиба с Верхоянским мегантуклинорием структурно четко выражена, а с платформой она условно проведена по выходам на поверхность нижнемеловых пород. В прогибе обычно выделяют приплатформенную (внешнюю) и прискладчатую (внутреннюю) зоны. Кроме них В. А. Виноградов предлагает выделять осевую зону, которая структурно почти не выражена. Прогиб в северной части, в районе так называемого Атырканского порога, сужается и постепенно переходит в Лено-Анабарский прогиб.

Приплатформенная зона прогиба представляет собой моноклинал, полого погружающуюся к В ( $0^\circ 10'\text{--}2^\circ 30'$ ). Фундаментом прогиба служат древние породы чехла платформы (кембрия, протерозоя) и образования кристаллического фундамента. В приплатформенной зоне установлены дизъюнктивные нарушения, диагональные по отношению к прогибу. Наиболее крупными из них являются разломы, ограничивающие Кютингдинский грабен. Они находят свое отражение не только в палеозойском, но и в мезозойском чехле. По разломам Кютингдинского грабена произошло опускание мезозойских пород на 120—180 м. Кроме того, в низовьях р. Моторчуна известен разлом с амплитудой 270 м. Остальные разломы изучены слабо. В приплатформенной зоне прогиба установлено более 20 относительно мелких брахиантуклиналей и один Келимярский вал. Кроме того, около пос. Говорово и Сиктях брахиантуклинали (по 3 штуки) располагаются близко между собою



и по одной прямой, поэтому здесь можно предполагать наличие двух валов — Говоровского и Сиктяхского.

Келимярский вал расположен вдоль правых притоков р. Келимяр. В его строении участвуют отложения юры и мела. Ширина вала 10—15 км. Его юго-западное крыло наклонено под углом 5—7°, а северо-восточное — под углом 2—3°. В пределах вала выделяются несколько брахиантиклиналей, из них наиболее крупная, Келимярская, подтверждена тремя сейсмическими профилями. Амплитуда ее на глубине 850 м равна 150 м [21].

В районе пос. Говорово вдоль р. Лены по меловым породам установлены [109] три брахиантиклинали — Говоровская, Бесюкинская и Элитибийская, оси которых лежат на одной прямой. Их можно объединить в один вал (Говоровский), прослеживающийся на 55 км. Наиболее изученная Говоровская антиклиналь вытянута в северо-западном направлении на 16—18 км. Ширина ее по подошве кюсюрской свиты 10—12 км, амплитуда поднятия около 200 м. Падение крыльев 1°30'—3°.

На правобережье р. Лены напротив пос. Сиктях, по материалам Р. О. Галабала и др. (1969 г.), кулисообразно располагаются три брахиантиклинали (с Ю на С), выраженные в нижнемеловых отложениях: Беганехская, Анна-Арытинская и Нижнебесюкинская, их можно объединить в Сиктяхский вал, который вытянут на 115 км. Амплитуда этих брахиантиклиналей в отложениях чонкогорской и бахской свит составляет 50—70 м.

О других брахиантиклиналях подробные сведения получены в 1965 г. Д. С. Яшиным, Д. А. Вольновым, Ф. Ш. Хасановым [109], в 1969 г. Н. А. Цейдлер, Ю. И. Минаевой, Р. О. Галабала и др., Г. М. Покровским и др., в 1970 г. Н. И. Гогиной и др.

Прискладчатая зона Приверхоянского прогиба шириною 20—40 км построена исключительно сложно. Здесь, кроме сильно дислоцированных меловых и юрских пород, выполняющих прогиб, выходят на поверхность породы триаса, перми, карбона, кембрия, верхнего протерозоя. Эта зона характеризуется значительным увеличением мощности отложения юры и особенно нижнего мела, а также наличием линейных складок и многочисленных надвигов. Около восточного борта прогиба располагается Собопольская и Буланская впадины.

Собопольская впадина (Натарская, Джарджанская) расположена лишь северной своей частью в пределах описываемого района на протяженности 175 км. Ее ширина колеблется от 25 до 45 км. Впадина выполнена юрскими и нижнемеловыми отложениями. Глубина залегания подошвы меловых слоев в наиболее прогнутой части достигает 4 км, а фундамента — 7—8 км. Восточное крыло впадины узкое крутое, осложненное надвигами и интенсивной складчатостью. Западное крыло пологое. Собопольская впадина фиксируется самым большим в районе гравитационным минимумом. Иногда впадину делят на Ситяхскую и Менгкеринскую мульды. Для такого деления данных пока мало.

На северную часть Собопольской впадины надвинут Уэль-Сиктяхский тектонический покров, который связан с крупным Орулканским надвигом, разграничивающим прогиб и Верхоянский мегантиклинорий. Фронт покрова прослежен на 45—50 км. Ширина его достигает 12 км. Покров сложен сильно перемятыми породами среднего и верхнего палеозоя, лежащими на нижнемеловых породах прогиба. Тектонический покров находится на продолжении погребенного и раздробленного основания Кютингдинского грабена.

Буланская впадина расположена в бас. рек Берис, Тиккян и Абалахан. Она выполнена юрскими и меловыми отложениями. Мощность меловых пород в наиболее прогнутой части достигает 2500 м. По подошве валанжинских слоев эта впадина имеет форму вытянутого эллипса меридионального простирания длиной около 130 км при макси-

мальной ширине 40 км. Впадина асимметрична. Ее западное крыло более пологое, восточное осложнено узкими линейными складками и надвигами. В пределах впадины расположены многочисленные более мелкие складки, взбросы и флексуры. Впадина в северной части осложнена крупной Сетасской антиклиналью. С З ее ограничивает Бесюкинская группа складок, которые прослеживаются на расстоянии около 100 км. Они имеют меридиональное простираие. Ядро одной из крупных антиклиналей (Барысахская) сложено породами валанжина. У нее более крутое западное крыло ( $25-50^\circ$ ), осложненное надвигом, а восточное пологое. Ширина складки 3—5 км, длина около 70 км. Синклинали в этой зоне обычно широкие с пологими днищами и крутыми крыльями, осложненными согласными надвигами. Прискладчатое крыло прогиба осложнено Унгуохтахским и Туорасисским поднятиями.

Унгуохтахское поднятие (Джарджанское, Бесюкинское, Натарское, Куранахское) расположено в бас. рек Унгуохтах, Барысах. Оно представлено группой складок меридионального простираия, в строении которых принимают участие отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Длина поднятия около 50 км при ширине 30—40 км. В его пределах антиклинали узкие, гребневидные, асимметричные, с крутыми (до  $70^\circ$ ) западными крыльями. Синклинали также узкие. Большинство складок в пределах поднятия осложнено продольными разрывами типа взбросов и надвигов с наклоненной к В плоскостью сместителя. По наиболее крупному западному надвигу на поверхность выведены каменноугольные и пермские слои, перекрывающие валанжинские отложения.

Туорасисское (Хараулахское, Западно-Хараулахское) поднятие располагается преимущественно на правом берегу р. Лены между поселками Тит-Ары и Кюсюр. В его строении принимают участие породы верхнего протерозоя, кембрия, ордовика, перми, триаса, юры и мела. Эти отложения смяты в серию складок, среди которых наиболее крупными являются Булкурская и Чекуровская, расположенные кулисообразно. Они асимметричные, с более крутыми западными крыльями. Углы крыльев от  $60$  до  $30^\circ$ . Характерной особенностью является наличие крупных надвигов со смещениями толщ к З на 2—3 км. Плоскости надвигов падают на В под углом  $15-40^\circ$ . Синклинали обычно узкие, с крутопадающими восточными крыльями. Амплитуда складок 1—2 км. В целом Туорасисское поднятие определяется как приподнятая более чем на 1000 м в кайнозой по отношению к Приверхоянскому прогибу крупная положительная структура с выходом на поверхность его основания. С В поднятие ограничено Ленским структурным швом.

Лено-Анабарский прогиб располагается в пределах характеризующей площади лишь небольшой южной своей частью — Нижнеленской и Анабаро-Оленекской впадинами.

Нижнеленская впадина выполнена нижнемеловыми отложениями. Платформенное крыло впадины широкое и пологое ( $2-5^\circ$ ), осложненное флексурами и разрывными нарушениями. Восточное крыло более крутое ( $10-15^\circ$ ). Подошва валанжина в наиболее прогнутой ее части находится на глубине 1500 м.

Платформенное крыло Анабаро-Оленекской впадины характеризуется очень пологим ( $10-30'$ ) погружением мезозойских пород к С. Поверхность фундамента также полого погружается на С, достигая глубины у границы района 2 км [112].

Характерной особенностью платформенных структур является несоответствие плана их расположения в палеозое и мезозое. Пермские отложения на С и на Ю залегают резко несогласно на различных горизонтах кембрия и протерозоя. Юрские отложения полого падают в сторону Приверхоянского прогиба, а кембрийские — в обратную сторону. Следовательно, в допермское время здесь начала формироваться крупная структура, сводовая часть которой приходится на восточный край

Сибирской платформы, занятый впоследствии Приверхоянским прогибом. Эта структура продолжала существовать до начала юры. Выходы древних пород в Сололийском, Куойкско-Далдынском и Мунском поднятиях представляют собой реликты древней доюрской структуры, названной Собопольским [66] или Эйекитским [70] поднятием.

Верхожно-Колымская складчатая область в рассматриваемую территорию входит северо-западной своей частью, где выделяется Верхожский мегантиклинорий и Омолойский синклинорий.

Верхожский мегантиклинорий сложен интенсивно дислоцированной терригенной формацией, известной в литературе под названием верхоянского комплекса, представляющей единую флишевую толщу мощностью 10—12 км. Возраст ее — от раннего карбона (визе) до юры включительно. Структурно-фациальные особенности этого комплекса позволяют его объединить в один структурный этаж (подъярус), по А. В. Лейпцигу [27], и выделить в нем подэтажи с условными границами. Строение мегантиклинория асимметричное. Его западное крыло более узкое и крутое по отношению к восточному. Антиклинальные структуры западного крыла сильно сжаты, часто опрокинуты в сторону Сибирской платформы. Восточное крыло собрано в более пологие складки.

Верхожский мегантиклинорий состоит из Быковского и Орулганского антиклинория. Быковский (Хараулахский) антиклинорий расположен между р. Леной и зал. Буорхая. Он имеет дугообразную форму. Его шарнир воздымается к С, где появляются породы нижнего карбона, девона и силура. В строении западного крыла антиклинория принимают участие пермские, триасовые и юрские отложения общей мощностью 4—4,5 км. Ширина крыла 15—20 км. Породы собраны в многочисленные сильно пережатые складки, разбитые разломами (см. рис. 9, 10). Степень дислоцированности пермских пород больше, чем триасовых и юрских. Пермско-триасовые дайки, как правило, будинированы. Все складки опрокинуты в сторону платформы. Самая крупная асимметричная антиклиналь (Саханджинская) располагается в осевой части Быковского антиклинория, которая переходит на юге в Орулганский антиклинорий. На сильно дислоцированные породы антиклинория наложены кайнозойские грабены, выполненные палеогеновыми угленосными отложениями.

Орулганский антиклинорий располагается в истоках рек Бесюке, Уэль-Сиктях, Нелон. В сводовой его части обнажены породы карбона, собранные в изоклинальные складки, пронизанные силлами и дайками долеритов. Антиклинорий состоит из большого количества параллельных, сильно пережатых складок протяженностью от 50—60 до 200 км. Антиклинали чаще асимметричные с более крутыми (до 70°) западными и пологими (35—45°) восточными крыльями. Ширина складок 5—20 км, амплитуда до 2—2,5 км. Синклинальные складки узкие, щелевидные, асимметричные, шириной 5—15 км. Складки в большинстве случаев осложнены согласными разрывами разной амплитуды. Западное крыло Орулганского антиклинория, шириной 5—7 км, сложено узкими линейными складками небольшой протяженности, обычно асимметричными и опрокинутыми на запад. Они разорваны согласными взбросами и надвигами с амплитудой перемещения крыльев до 2—4 км. Плоскости надвигов падают на В. По западной границе антиклинория проходит крупная зона Орулганского надвига, являющегося частью Ленского структурного шва.

Восточное крыло Верхоянского мегантиклинория построено значительно проще западного. Складки здесь широкие (15—25 км), с пологими крыльями (10—30°), чаще симметричные, с хорошо выдержанными простирающими (СВ 10—15°). Все они кулисообразно сменяют друг друга. Своды антиклиналей плоские, коробчатого поперечного профи-

ля, а пологое погружение шарниров в обе стороны придает им брахиформность. Около надвигов и зон смятия складки мелкие, крутые, асимметричные, вплоть до гофрированных.

На месте перехода от Быковского к Орулганскому антиклинорию (истоки рек Эбитием, Ыарысах) располагается Хараулахский гравитационный минимум, вытянутый согласно складчатости.

Омолойский синклиниорий в рассматриваемую площадь входит небольшой своей западной окраиной, приуроченной к бассейну левых притоков р. Омолой. Его границей служат нижнетриасовые отложения, которые собраны в пологие складки, погружающиеся на С. Ширина складок 5—30 км, углы падения крыльев обычно 15—20°. Осевые плоскости складок наклонены в разные стороны. Ядра антиклиналей сложены породами нижнего триаса и верхней перми [102].

В северной части С. Верхоянья на складчатые сооружения в кайнозойское время наложены грабены, из которых самым крупным является Кенгдейский. Протяженность его 60 км, ширина 7—10 км. Он выполнен угленосными палеогеновыми и четвертичными породами. Породы палеогена моноклинально падают на З, в сторону Туорасисского поднятия под углами 15—25° [74]. Мощность палеогена более 1300 м. Кайнозойская активизация выразилась, по И. Е. Тимашеву, в сводовом поднятии Быковского антиклинория до 1000—1200 м [105].

Разрывные нарушения в пределах Верхоянского мегантиклинория распространены весьма широко и неравномерно. Из них наибольшее значение имеют надвиги, играющие основную роль при формировании структур С. Верхоянья: они свидетельствуют о сильном широтном тангенциальном сжатии.

Самый крупный, Орулганский, надвиг располагается на границе Орулганского антиклинория с Приверхоянским прогибом. Ширина зоны надвига около 400 м. Зона характеризуется сильно перемятыми породами верхнего палеозоя, которые надвинуты с В на юрские и меловые отложения. В висячем боку надвига наблюдаются складки волочения,

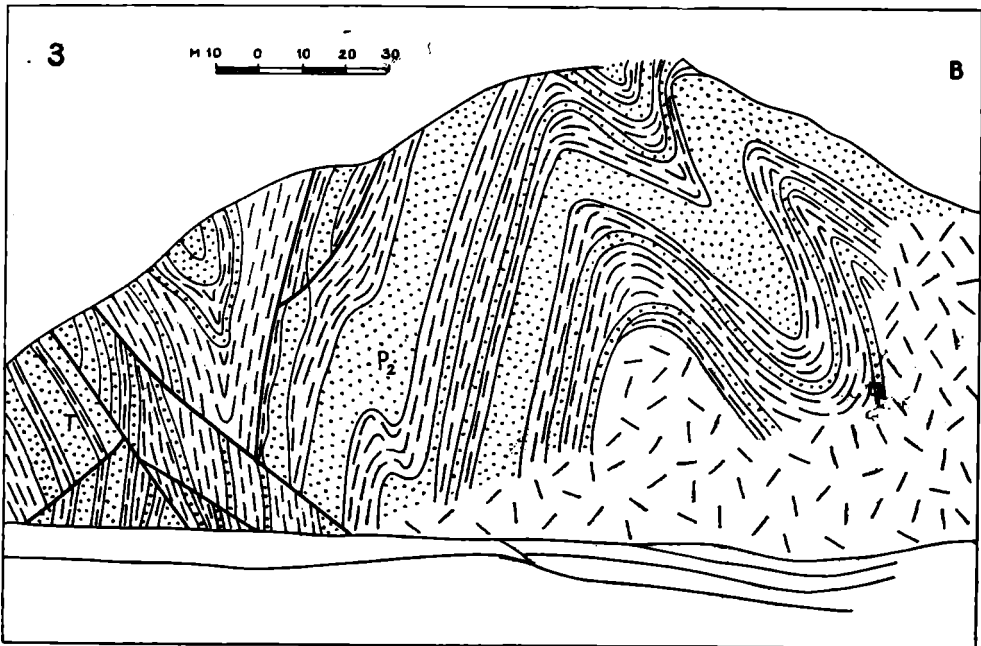


Рис. 10. Надвиг верхнепермских пород на триасовые (р. Эбитием).  
Рисунок с фото Н. Н. Наумова. Условные обозначения см. на рис. 9.

разорванные мелкими надвигами, параллельными основному. Южнее р. Джарджан этот надвиг разделяется на три крупные чешуи пермских и каменноугольных пород. Поверхности сместителей падают на В под углом 20—40°. Горизонтальная амплитуда Орулганского надвига может быть оценена ориентировочно с учетом геофизических данных в 50—70 км, а вертикальная не менее 7—9 км.

В центральной части Верхоянского мегантиклинория также наблюдаются крупные надвиги. Надвиг в бас. р. Хара-Улах, приуроченный к ядру Саханджинской антиклинали, прослежен на 90 км. Зона надвига, имеющая ширину 100—300 м, представляет собою многочисленные мелкие сжатые и опрокинутые на З складки, обычно разорванные по осевой плоскости. Поверхности разрывов падают на В под углами 30—50°, заключенные между ними пластины шириною 5—20 м последовательно надвинуты одна на другую. В лежащем боку обычно наблюдаются подвернутые слои. Общую амплитуду надвига определить трудно из-за однородного состава пород. В. А. Виноградов и др. (1966 г.) условно оценивает ее в 300—500 м.

Второй крупный надвиг, по данным В. А. Виноградова (1966 г.), наблюдался в истоках рек Джарджан, Нелон, на восточном крыле Саханджинской антиклинали. Он прослежен на 75 км. Западный блок надвига собран в мелкие, крутые, нередко изоклинальные складки, опрокинутые на В. Общая амплитуда надвига достигает 6 км на Ю, постепенно уменьшаясь к С.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Вопросы геоморфологии района рассматривались в ряде работ В. Н. Сакса, Г. Ф. Лунгерсгаузена, Б. Н. Леонова, Ю. П. Барановой и С. Ф. Биске, С. А. Стрелкова, Р. О. Галабала, В. В. Жукова и др. Свое отражение геоморфология территории нашла в сводных геоморфологических картах, составленных под редакциями И. И. Краснова, С. А. Стрелкова, В. В. Ермолова и др.

По характеру рельефа и условиям его возникновения описываемая территория принадлежит к геоморфологическим провинциям: Сибирской платформенной равнине, Верхоянской горной стране и Яно-Индигирской низменности.

### Сибирская платформенная равнина

В пределах рассматриваемой части Сибирской платформенной равнины выделяются (рис. 11): Среднесибирское плоскогорье, Нижнеленская предгорная равнина и Северо-Сибирская низменность.

К Среднесибирскому плоскогорью относится вся юго-западная часть территории, которая представляет собой относительно невысокое плато (абсолютные высоты 200—500 м), в разной степени расчлененное долинной сетью. Глубина расчленения обычно не превышает 100—200 м, но местами достигает 300—400 м. Контраст между очень плоскими, нередко заболоченными водораздельными пространствами и глубокими долинами с крутыми склонами является характерной чертой рельефа плоскогорья. Иногда рельеф приближается к горному (Оленекское поднятие, кряж Чекановского). Рельеф сформирован на древней поверхности выравнивания палеоген-неогенового возраста [25], в разной степени приподнятой в результате неотектонических движений и соответственно по-разному расчлененной. Амплитуды новейших поднятий колеблются в пределах от 50—100 м до 350—400 м. Главными рельефообразующими факторами явились эрозия, плоскостная денудация и ледниковые процессы. Существенный отпечаток наложили солифлюкция и процессы, связанные с развитием многолетней мерзлоты. Согласно принятому районированию ниже приводится краткое описание районов и подрайонов.

*Оленекское высокое плато.* Это структурно-денудационно-эрозионное плато сформировано в результате неотектонического поднятия и последующего энергичного расчленения древней поверхности выравнивания. На наиболее приподнятых участках, в бассейне верховьев рек Хорбусуонки и Кютингде, располагается сводовая часть поднятия с абсолютными высотами 400—460 м (максимальная отметка 492 м) и с наиболее сохранившимися реликтами древней денудационной поверхности. Амплитуда поднятия здесь достигает 480 м (отметка уреза р. Оленек — 11,5 м). Особенно интенсивно расчленен рельеф бас. р. Оленек и среднего течения р. Хорбусуонки, где глубина эрозии достигает 300—400 м. Характерными чертами этого рельефа является соче-

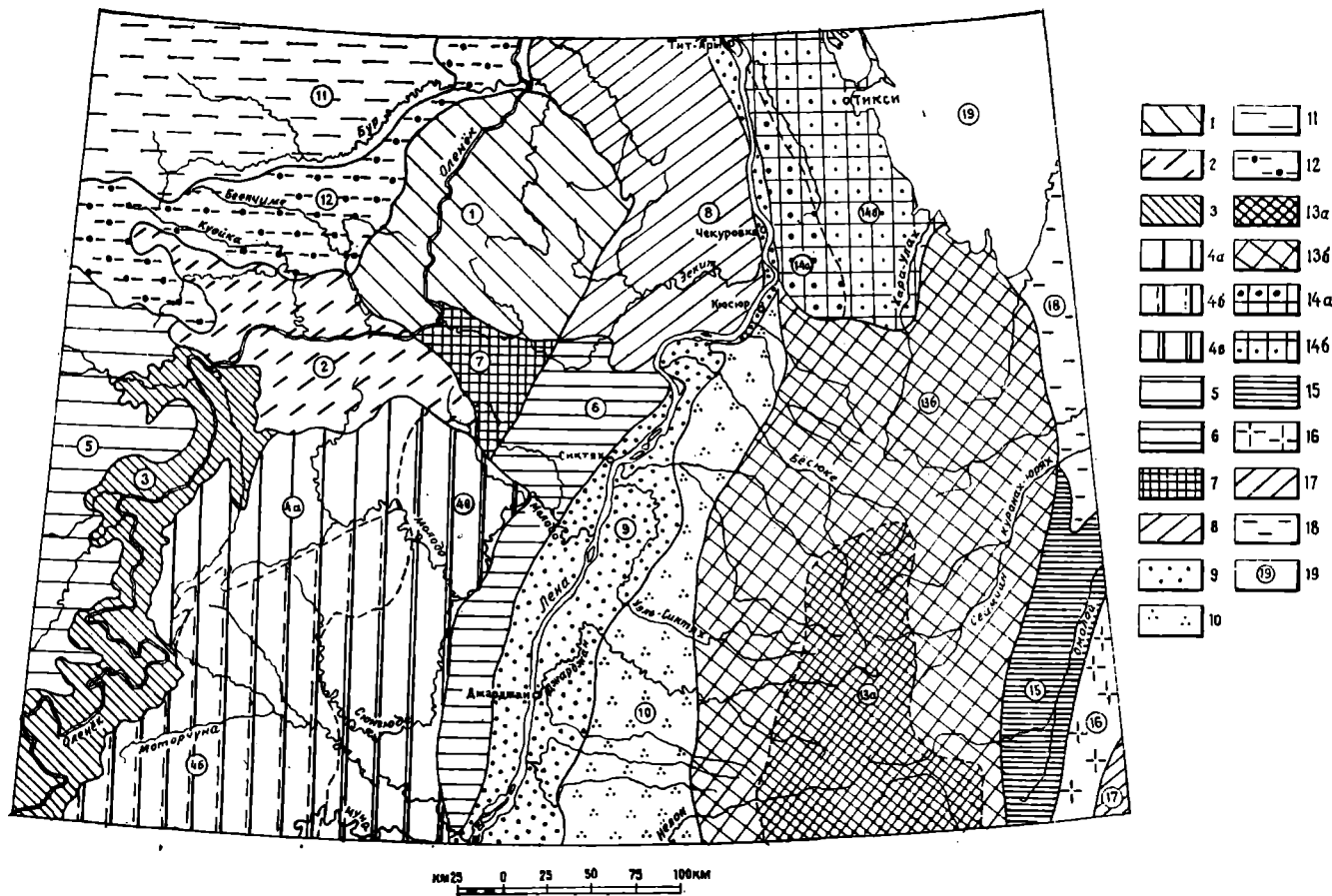


Рис. 11. Геоморфологическое районирование. Составили Р. О. Галабала, И. Е. Тимашев, Б. Н. Леонов, Н. Б. Сибирцева.

1-8 — Сибирская платформенная равнина: 1 — Оленекское высокое плато; 2 — Сектелях-Далдынское останцовое плато; 3 — Среднеоленекское плато; 4 — Моторчно-Молодинское плато; 4a — полого-увалистое плато, 4b — плоское слабо расчлененное плато, 4в — полого-наклонное плато; 5 — Некеит-Биректинская равнина; 6 — Приленское плато; 7 — Кютингинская депрессия; 8 — кряж Чекановского; 9-10 — Нижненская равнина; 9 — Приленская равнина; 10 — Приверхоанская ледниковая равнина; 11-12 — Северо-Сибирская низменность: 11 — холмисто-увалистая аккумулятивная равнина; 12 — увалисто-грядовый структурно-денудационный рельеф; 13-17 — Верхоянская горная страна; 13 — складчатые горы Верхоянья; 13a — альпийно типный среднегорный рельеф, 13b — низкогорный рельеф; 14 — складчато-глыбовые горы; 14a — приподнятый блок хр. Туора-Сис, 14b — низкогорный рельеф Хараулахских гор; 15 — Омолойская депрессия; 16 — низкогорный рельеф Куларского хребта; 17 — Яно-Оймяконское нагорье; 18 — Яно-Индибирская низменность; 19 — акватория губы Буор-Хайа.

тание узких (0,5—2 км) выпуклых междуречий с глубоко врезынными долинами. Последние в основном V-образные, местами каньонообразные, с крутым невыработанным продольным профилем. Склоны долин и междуречий крутые, часто со скальными обрывами высотой 10—12 м (редко до 50 м). Реки изобилуют крупными перекатами, порогами и водопадами. Высота водопада на р. Чускуна 35 м.

Периферические части плато имеют абсолютные высоты 300—350 м. Они менее интенсивно и глабоко расчленены. Широкие заболоченные в верховьях долины постепенно переходят в пологосклонные полого-волнистые междуречья, на которых местами уцелели участки древней денудационной поверхности с сохранившимися на них заболоченными долинообразными понижениями — реликтами древней речной сети. Долина р. Оленек узкая, местами антецедентная. Террасы распространены только на отдельных участках. Наблюдается аккумулятивная пойма (до 15 м) и остатки пяти надпойменных эрозионно-аккумулятивных террас с высотами 20—30, 35—40, 55—70, 140—150 и 170—190 м. Высоты одновозрастных террас здесь на 20—40 м выше, чем на других участках долины р. Оленек, что является следствием новейших движений этого района.

*Сектелях-Далдынское останцовое плато* в структурном отношении соответствует Куойкско-Далдынскому поднятию. Амплитуда поднятия в четвертичное время достигает 250 м. Равнинность плато нарушают многочисленные крупные столовые останцовые возвышенности, сложенные траппами, которые благодаря своей устойчивости занимают господствующее положение в современном рельефе, достигая 360—443 м абсолютной высоты. На наиболее значительных останцах сохранились реликты доюрской поверхности выравнивания с типичным пологохолмистым рельефом, с широкими долинообразными понижениями, вероятно, остатками древней речной сети. Глубина расчленения плато достигает 200—300 м. Долинная сеть бас. р. Оленек врезана значительно глубже, чем бас. р. Молодо. Долины рек узкие, с крутыми ступенчатыми, нередко обрывистыми склонами, некоторые реки (Молодо, Сектелях), пересекая массивы траппов, образуют в них каньоны.

*Среднеоленинское плато* располагается на карбонатных породах кембрия. Преобладающим типом рельефа является полого-волнистая и увалисто-грядовая поверхность выравнивания с абсолютными отметками междуречий 300—375 м. Эта поверхность выравнивания приподнята (амплитуда 200—250 м) и расчленена. Интенсивность расчленения увеличивается по мере приближения к долине р. Оленек. Ширина междуречий (гребневидной или идеально плоской формы) достигает 1—2 км, редко увеличиваясь до 3—5 км. Долины рек узкие глубокие (200—300 м) с крутыми склонами и слабо террасированными днищами. В долине р. Оленек на одних участках террасы не развиты совсем, на других спорадически прослеживается среднечетвертичная (IV терраса), верхнечетвертичные (I, II, III) террасы и пойма. На склонах долин и междуречий широко развита ступенчатость, связанная с литологической неоднородностью пород кембрия. Обычно насчитывается 5—15 уступов высотой от 2—5 до 10—15 м.

*Моторчунно-Молодинское плато* располагается на междуречье рек Лены и Оленека. По особенностям рельефа в его пределах можно выделить три района. В бассейне среднего течения р. Молодо и его левого притока р. Далдын распространено пологоувалистое умеренно расчлененное плато. В четвертичный период район испытал довольно значительное (амплитуда 150—200 м) поднятие, которое определило основные черты его морфологии. Абсолютные высоты плато изменяются от 320—330 м на З до 260 м на В. Характерны узкие (1—3 км) междуречья с выпуклым поперечным профилем, полого-волнистой поверхностью и выположенными склонами, расчлененными густой сетью лож-



бин. Долины рек неширокие (1—4 км), довольно глубокие (100—150 м), с поперечно асимметричными склонами и крутыми скальными обрывами. Характерны многочисленные крупные врезанные меандры. Террасы приурочены в основном к внутренним частям излучин. В долине р. Молодо развиты четыре надпойменные террасы и пойма.

В верховьях рек Сянгюде, Моторчуна, Муна и в бассейнах ее левых притоков — реках Биллях и Северной — развито плоское заболоченное слабо расчлененное плато. Благодаря незначительным превышениям, амплитуда которых не более 100—150 м, здесь наиболее хорошо сохранился рельеф доюрской поверхности выравнивания. Поверхности междуречий (абсолютные отметки 220—280 м) плоские, сильно заболоченные, с многочисленными западинами и озерами. Междуречья плавно переходят в широкие выположенные склоны, перекрытые мощным чехлом делювиальных суглинков и изборужденные многочисленными деллями. Глубина эрозионного расчленения не превышает 40—70 м. Речные долины широкие, с выработанным продольным профилем. Преобладают долины корытообразной или лоткообразной формы с широким заболоченным днищем и мощным плащом делювиально-солюфлюкционных образований, перекрывающем нижние части склонов. Только в долинах рек Муна и Моторчуна развиты поймы и четыре надпойменные террасы.

В бас. рек Муна, Моторчуна, Сянгюде, Молодо простирается в меридиональном направлении пологонаклоненное плато. Оно сложено пластами песчано-глинистых пород юры и перми, согласно наклону которых поверхность плато также слабо наклонена на В с абсолютными отметками от 220 до 180 м. Поскольку породы эти мало устойчивы, древняя поверхность выравнивания расчленена многочисленными долинами рек. Междуречья неширокие (от 1—1,5 до 4—6 км), пологовыпуклые. Характерны отдельные плосковершинные останцы, бронированные более плотными породами. Глубина вреза рек колеблется от 30—70 до 100—140 м. Долины хорошо разработаны, с широкими террасированными днищами. Наиболее крупные из них — реки Молодо и Сянгюде имеют два уровня поймы — 1—2 и 3—8 м и пять надпойменных террас высотой 10—15, 18—25, 30—40, 40—55 и 60—80 м. Некоторые реки прорезают рыхлую толщу пермских и юрских отложений либо заложены в плотных карбонатных породах кембрия или долеритах, где они образуют узкие каньонообразные долины.

Вдоль всего восточного края описываемой территории четко выражена древняя долина (Моторчуно-Келимерская) близмеридионального направления. Она принадлежала несомненно большой реке (ширина долины достигает 10—20 км), протекавшей в асимметричной долине, которая постепенно смещалась на В. В ее пределах сохранились галечники в виде останцов на абсолютных высотах 100—190 м. Большинство исследователей [25] в настоящее время склоняется к тому, что эта долина не использовалась р. Леной, а была вполне самостоятельной и в нижнем течении сливалась с р. Оленек. Река имела ряд притоков, долины которых впоследствии были использованы реками Молодо, Сянгюде, Моторчуной, Муной.

*Некекит-Биректинская равнина* располагается на левобережье р. Оленек, в междуречье рек Некекит и Биректе. Формирование рельефа этой территории происходило, вероятно, на протяжении мелового — четвертичного времени в условиях замедленного поднятия (амплитуда новейших поднятий не более 100—150 м), благодаря чему от размыва уцелели и частично, возможно, под более молодыми четвертичными осадками погребены остатки меловых отложений. В меловое время здесь был плоскоувалистый, довольно зрелый рельеф со сложной системой речных долин, многие черты которого сохранились доныне. В настоящее время он характеризуется сглаженными формами, чрезвычай-

но пологими склонами междуречий, представляющих собой плоские или слабоволнистые пространства. Широко развиты здесь мерзлотные процессы, приведшие к возникновению термокарста, бугристо-западного рельефа и заболачиванию территории. Относительные высоты в районе составляют 50—90 м. Абсолютные отметки местности постепенно понижаются от периферии (от 240—220 м) к центру, по направлению к верховьям правых притоков р. Некекит и левых притоков р. Биректе, где наблюдаются минимальные (180 м) отметки.

*Приленское низкое плато* протягивается неширокой полосой между долинами рек Сянгюде, Молодо и Буор-Экит на западе и долиной р. Лены на востоке. Поверхность плато полого наклонена к В — от отметок 240 м до 80 м. Здесь сформировался куэстово-грядовый рельеф, состоящий из серии гряд и понижений, возникших в результате размыва более податливых пород. Куэстовые гряды очень четко отпрепарированы и почти лишены рыхлых накоплений. В районе широко развиты формы, связанные с энергично протекающими процессами дефляции и последующим переносом рыхлого песчаного материала: крупные дефляционные котловины, группы небольших холмов и дефляционных впадин, закрепленные и незакрепленные дюны и т. д.

*Кютингдинская депрессия* располагается в бас. р. Кютингдэ. В рельефе это отчетливо выраженное понижение, широкое днище которого на северо-западе целиком занято долиной р. Кютингдэ. Депрессия в основном отвечает Кютингдинскому грабену. Оба ее борта ограничены разломами, с которыми совпадают границы крупных блоков. Особенно четко выражен северо-восточный борт. Он представляет собой крутой уступ, возвышающийся на 200—240 м над днищем долины р. Кютингдэ. В юго-западном направлении депрессия постепенно расширяется, ее склоны снижаются и становятся менее четкими. Центральная часть депрессии располагается на абсолютных отметках 160—200 м и представляет собой плоскую пологохолмистую аккумулятивную слабо расчлененную (до 50 м) равнину с большим количеством озер. Ее днище выполнено толщей четвертичных песков, подвергающихся в настоящее время энергичному перевеванию.

*Кряж Чекановского* является обращенной структурой, значительно приподнятой в новейшее время. Это денудационная платформенная равнина высотой от 520—450 м до 300 м, слабо наклоненная к В. В ее пределах хорошо выражены структурные уступы, предопределенные моноклинальным залеганием меловых пластов. На участке между реками Чубукулах и Тигие по правому берегу Лены сохранились фрагменты надпойменных террас высотой 25—30, 45—50, 70—80, 110—120, 155—160 м. По левому берегу встречаются отдельные фрагменты более древних террас высотой 190—200, 200—230 и 260—270 м. Левые притоки р. Лены (р. Экит и др.) имеют глубоко врезаемые долины (до 300 м), в которых отмечаются надпойменные террасы высотой 4—5, 8—12 и 16—20 м. Специфической особенностью этого отрезка долины р. Лены является ее форма (незначительная ширина и глубокий врез), из-за чего ее обычно называют «трубой». Широко распространено мнение, что этот участок долины Лены молод, что прежде Лена имела выход к морю через Келимярскую долину или через долины рек Кютингдэ и Оленек. Однако исследования последнего десятилетия позволили прийти к заключению, что данный участок долины р. Лены древний (О. О. Галабала, Ю. С. Жуковский, М. Т. Кирюшина, И. Е. Тимашев и др.). В подтверждение такого вывода приводят наличие в «трубе» почти полного комплекса террас, развитие террас по всему участку «трубы» и их продолжение к Ю, а также разный состав галечников собственно-ленского аллювия и аллювия, сохранившегося в пределах древних долин, которые часть исследователей считают древними ленскими. Мор-

фологическое же своеобразие «трубы», ее молодой облик обусловлены новейшим поднятием этого участка и интенсивным врезом р. Лены.

Нижнеленская предгорная равнина, расположенная между Средне-сибирским плоскогорьем и Верхоянскими горами, геоморфологически может быть разделена на Приленскую террасированную равнину и Приверхоянскую наклонную ледниковую равнину. Эта территория на неотектоническом этапе поднималась медленнее, чем смежные площади. Ее западная половина в своем развитии особенно тесно связана с формированием долины р. Лены, а в пределах восточной половины ярко проявилась рельефообразующая роль ледников, спускавшихся с Верхоянских гор в средне- и позднечетвертичное время.

Приленская террасированная равнина — это сравнительно узкая депрессия, простирающаяся в меридиональном направлении. Абсолютные высоты междуречий здесь колеблются от 100 до 200 м. Западная часть равнины занята послеледниковой долиной р. Лены, где выделяется широкая (до 20—25 км) заболоченная пойма (высота 12—16 м) с многочисленными озерами, старицами, а также фрагменты первой (18—22 м) террасы. Террасы голоценового возраста расположены на левобережье Лены, русло которой постепенно смещалось к В. Восточная часть равнины построена более сложно. Под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями средне-позднечетвертичного возраста погребена широкая (25—30 км) доледниковая долина р. Лены. Здесь наблюдаются остатки цокольных террас с относительными высотами 40—50, 70—80, 120—160 и редко до 200—220 м. Сама долина выполнена комплексом средне-верхнечетвертичных аллювиальных отложений, чередующихся с ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, которые перекрыты верхнечетвертичными, главным образом сартанскими ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями. Вместе с тем доледниковая долина имеет хорошо выраженные в современном рельефе склоны. Она отчетливо прослеживается в пределах изученной территории от южной ее границы до устья р. Уэль-Сиктях. В пределах долины распространены крупные конечноморенные гряды, камы, зандровые равнины, холмисто-западинный рельеф на основной морене. Речные долины притоков р. Лены — реки Менкере, Натара, Джарджан, Уэль-Сиктях и др. — сформировали пойму, первую и вторую террасы. На междуречьях развиты многочисленные термокарстовые западины, заболоченные или занятые озерами.

Приверхоянская наклонная ледниковая равнина расположена к В от Ленской равнины и отделена от последней четким уступом эрозионно-денудационного происхождения. Ее высоты возрастают с З на В от 180—200 м до 400—550 м. В ее пределах широко распространены ледниковые формы рельефа: конечноморенные гряды, камы, зандровые равнины, основные морены, многочисленные мелкие холмы и западины. Равнина пересечена крупными широкими и глубоко врезанными долинами рек Бесюке, Джарджан и др. Под ледниковыми отложениями местами сохранились реликты дат-палеогеновой денудационной поверхности выравнивания, на которой установлена незначительная по мощности кора выветривания. По данным В. В. Колпакова [50], эта территория дважды подвергалась оледенению в среднечетвертичное и трижды в верхнечетвертичное время. Ледники распространялись до современной долины р. Лены, а местами несколько западнее, вызывая ее подпор. Особую роль в формировании рельефа сыграли верхнечетвертичные оледенения. Отчетливо сохранились три пояса конечноморенных гряд, достигающих ширины 5—15 км. Между грядами располагаются котловины — следы древних озер. Превышение гряд над днищами котловин достигает 20—50 м. При отступании ледника перед его фронтом формировались плоские водно-ледниковые равнины, участки которой

обычно располагаются в понижениях ледникового рельефа и на террасах р. Лены.

Примечательной особенностью для Приверхоянской и Приленской равнин являются локальные своеобразные структуры, где почти полностью снесены рыхлые отложения, резко активизирована деятельность рек, характеризующихся своеобразным центростремительным планом. В настоящее время найдено несколько десятков таких поднятий. Для части из них доказана связь с погребенными структурами. Особенно отчетливо эта связь выражена в рельефе Говоровского, Бесюкинского, Джарджанского и других поднятий. Установлены также разрывные нарушения, захватывающие новейшие отложения. Все это свидетельствует о значительной неотектонической активности в пределах мезозойского прогиба.

*Северо-Сибирская низменность* располагается на северо-западе рассматриваемой территории. В ее пределах гипсометрические отметки колеблются от 100 до 150 м, глубина расчленения рельефа достигает 60 м. На протяжении неотектонического этапа здесь неоднократно изменялись процессы рельефообразования, в результате чего (по мнению А. Я. Пинчук и др., 1970 г.) была сформирована в разной степени расчлененная аккумулятивная равнина с отдельными участками структурно-денудационного рельефа. Выделяются два характерных района.

Первый из них представляет собой холмисто-увалистую аккумулятивную равнину, развитую по левобережью р. Бур. Ее зрелый рельеф почти лишен первично-аккумулятивных поверхностей. Эрозия и термокарст привели к относительно глубокому и интенсивному расчленению равнины и образованию холмисто-увалистого рельефа в сочетании с аласами, т. е. плоскодонными понижениями различной формы и величины. Относительные превышения рельефа 10—30 м. На песчаных осадках поверхность равнин обычно горизонтальная: склоны долин и термокарстовых котловин крутые в отличие от более пологих склонов в пределах развития тонких илесто-алевроитовых осадков. Долины рек имеют ящикообразный и трапециевидный поперечный профиль с двумя террасами—поймой и надпойменной террасой. На унаследованных положительных структурах, территориально приуроченных к небольшим валлообразным поднятиям (в бас. р. Кыра-Хос-Террютях и на междуречье последней и р. Бур) развита аккумулятивно-денудационная равнина. Морфологически — это слабо наклонная, волнистая или горизонтальная ступенчатая равнина. Эрозионный врез здесь достигает пород цоколя, при этом образуются четко выраженные трапециевидные долины с крутыми склонами, четкими бровками и горизонтальным слаботеррасированным днищем.

Для второго района характерен увалисто-грядовый структурно-денудационный рельеф, формировавшийся на унаследованно развивающихся крупных положительных структурах. Этот тип рельефа представляет собой сочетание различных увалов, вершины которых лежат в пределах абсолютных отметок 130—200 м. Склоны увалов расчленены небольшими водотоками на узкие гряды. Эти гряды осложнены четко выраженными и выдержанными по простирацию структурными уступами, отражающими чередование пород различной эрозионной устойчивости. Все северные водотоки короткие, с крутым ступенчатым продольным и поперечным профилем, узким эрозионным днищем, в то время как ручьи, текущие на юг, в несколько раз длиннее северных, имеют широкие заболоченные днища и пологие задернованные склоны.

## **Верхоянская горная страна**

Верхоянские горы, возникшие в меловом периоде, претерпели выравнивание в дат-эоцене. В олигоцене они вновь начали возрождаться

[8]. Особенно значительные новейшие движения происходили в четвертичное, главным образом в среднечетвертичное время [73]. В результате древняя поверхность выравнивания была приподнята в виде свода и деформирована. В северной части Хараулахских гор существенно проявились глыбовые движения. Наиболее выразительными формами рельефа при этом явились глубокие котловины — грабены. Дат-эоценовая поверхность выравнивания наиболее приподнятой части С. Верхоянья в результате последующей денудации уничтожена. Местами от нее сохранились небольшие останцы, а в грабенах она была погребена под более молодыми осадками. На формирование горного рельефа значительное влияние оказали средне-верхнечетвертичные оледенения, обусловившие образование в пределах альпийских высоких гор ледниковых долин, а также разнообразных ледниковых аккумулятивных форм.

Не меньшее значение имели эрозионные процессы, чрезвычайно интенсивно участвовавшие в расчленении горной страны на разных этапах ее развития. Основные структуры в С. Верхоянья имеют близмеридиональное направление. Соответственно с этим формировался сложный решетчатый план расчленения. Возникли многочисленные перехваты, сквозные долины и т. д. Реки бас. р. Лены, благодаря более низкому положению базиса эрозии, эродировали сильнее притоков р. Омолоя, что, в свою очередь, повлекло за собой усложнение орографического плана. Рельеф С. Верхоянья своеобразен. Здесь нельзя выделить главного хребта. Горная страна состоит из отдельных массивов, гребней, хребтов, разделенных сложными понижениями. Основная водораздельная линия часто отходит от участков с максимальными высотными отметками.

В Верхоянских горах выделяется несколько геоморфологических районов.

Складчатые горы С. Верхоянья выражены крупными горными сооружениями с более крутым западным и несколько выположенным восточным склонами. Для центральной части Верхоянского и Орулканского хребтов характерным является альпийский среднегорный рельеф с узкими скалистыми гребнями гор, многочисленными карами и цирками. Относительные превышения достигают 800—1100 м, при абсолютных отметках 1300—2000 м. Максимальная отметка гор 2281 м находится на междуречье рек Кенде и Бухурук. Среднегорный альпийский рельеф Орулгана по периферии сменяется низкорным рельефом, для которого характерно постепенное исчезновение альпийских форм рельефа, меньшая расчлененность и наличие на окраине реликтов древней поверхности выравнивания. Особенно широко поверхности выравнивания сохранились вдоль восточного склона гор, которому присуща незначительная глубина расчленения. В бассейне среднего течения рек Куранах и Юрях сохранился крупный массив древнего низкорного, слабо расчлененного рельефа с глубиной эрозии до 100—200 м.

Реки восточного склона Верхоянских гор, значительно удаленные от основного базиса эрозии, характеризуются широкими выположенными асимметричными долинами. Лишь в верховьях рек долины становятся сравнительно глубокими, узкими, пересекающими структуры вкрест их протекания. В среднем течении почти все притоки р. Омолой продольны по отношению к структурам с крутым правым склоном. Здесь развиты пойма (3—4 м), первая надпойменная терраса (6—8 м) и вторая водно-ледниковая терраса высотой от 15 до 30 м.

На формирование рельефа Верхоянских гор существенное влияние оказало четвертичное оледенение, следы которого в виде трогов, морен, каров и других ледниковых форм хорошо сохранились. Все крупные речные долины являются троговыми. Наиболее отчетливо сохранились следы позднечетвертичных (сарганских и зырянских) троговых

долин, местами (бас. рек Нелон и Джарджан) установлены следы среднечетвертичных троговых долин, располагающихся на высотах 1400—1600 м. Экзарационный рельеф установлен и на водоразделах. Это выравненные поверхности на высотах 1600 м с возвышающимися над ними вершинами — нунатаками, у подножия которых встречаются валуны и галька с типичной ледниковой штриховкой. Такие выравненные придолинные поверхности весьма характерны для западного склона хр. Орулган.

Западные склоны Верхоянского и Орулганского хребтов расчленены глубокими долинами правых притоков р. Лены, направление которых в большинстве, видимо, подчинено первичному наклону древней поверхности выравнивания, усиленному ледниковой экзарацией, вкрест простираения структур. Однако отдельные участки долин некоторых рек (Улахан—Унгуохтах, Саханджа и др.) являются продольными по отношению к складкам. Склоны долин бас. р. Лены обычно вогнутые, реже прямые, крутизной 20—35°. Поперечные профили крупных долин разработаны ледниками и имеют корытообразную форму. Мелкие притоки имеют U- и V-образные долины. В крупных долинах, являющихся в своем большинстве трогами последнего оледенения, развита пойма (3—5 м), первая (6—10 м) и вторая (15—40 м) надпойменные террасы, обычно врезанные в днище трогов. На склонах долин сохранились следы древних трогов.

По водоразделу бас. рек Лены, Омоя и Яны наблюдаются перехваты рек восточного склона притоками р. Лены. Здесь наблюдается интенсивный врез рек, встречное расположение мелких притоков, принадлежавших до недавнего времени бассейнам рек восточного склона, а также хорошо сохранившиеся сквозные долины. Вследствие таких перехватов водораздел несколько смещен к В относительно осевой линии хребта. В долинах сохранились моренные валы, отражающие несколько стадий отступления сартанского ледника, многочисленные маргинальные каналы, флювиогляциальные террасы, следы древних озер, подпруженных моренными валами и др. Наиболее древние оледенения имели, по-видимому, сетчатый характер, а позднечетвертичные — горно-долинный. По западному склону гор существовал мощный ледниковый покров, достигавший современной долины р. Лены, а на восточном склоне ледники в виде небольших языков по крупным долинам достигали долины р. Омоя. Ледниковые кары хорошо сохранились в наиболее высокой части Верхоянья, реже встречаются в пределах низкогорья. Современное оледенение проявилось в виде единичных небольших ледников, встречающихся в верховьях рек Кенде, Саханджи в высокогорной части Орулгана.

Складчато-глыбовые горы присущи хр. Хараулах. Здесь новейшие движения были интенсивны, тектоническая активность сохраняется и до настоящего времени. Район обладает повышенной сейсмичностью (возможны землетрясения до 8—9 баллов). Отчетливо обособляется сильно расчлененный горный рельеф хр. Туора-Сис. Это крупный приподнятый блок, в котором на поверхность выведены древнейшие карбонатные толщи. Здесь основными элементами рельефа являются массивные гряды высотой до 400—600 м с крутыми глубоко расчлененными склонами. Вершины нередко бронируются пластовыми залежами траппов.

Остальная часть Хараулахских гор, отличающаяся низкогорным рельефом, сложена интенсивно дислоцированными терригенными породами Верхоянского комплекса. Для этих пород характерны сглаженные формы рельефа, но местами отпрепарированные пачки песчаников создают грядовый рельеф. При пологом залегании пластов отмечаются столовые вершины, куэстообразные гряды и т. д.

Другим характерным элементом рельефа Хараулаха являются наложенные впадины — грабены, число которых достигает 20. Они разделяются на аккумулятивные, выполненные кайнозойскими отложениями (реки Кёнгей, Сого, Хорогор и др.) и аккумулятивно-денудационные, днища которых сформировались на выровненном цоколе из палеозойских или мезозойских пород и лишь в незначительной степени заполнены кайнозойскими осадками (р. Уктя, западная часть Кунгинской впадины и др.). В аккумулятивных впадинах распространены пролювиальные и пролювиально-аллювиальные равнины (впадины Кёнгей и Хараулах и др.), озерно-аллювиальные (реки Кёнгей, Кунга и др.), а также равнины, созданные совокупной деятельностью солифлюкционных, делювиальных и пролювиальных процессов (реки Хорогор, Кёнгей и др.).

Речные долины С. Хараулаха эрозионные, ранее частично заполнявшиеся ледниками (р. Хараулах). Река Хараулах имеет широкую долину, пойму (2—3 м) и две террасы (5—6 и 8—12 м). Для остальных долин эрозионного происхождения характерен V-образный профиль, наличие поймы и надпойменной террасы высотой до 2 м.

Явные следы оледенения на севере Хараулахских гор, выявленные впервые А. А. Межвилком [77], редки. Поэтому долгое время считалось, что здесь не было оледенения. Видимо, в этом районе распространялись довольно активные льды, которые в горах производили в основном экзарацию, а обломочный материал выносился в губу Буорхая и другие впадины.

К В от Верхоянского и Орулганского хребтов расположена Омолдойская депрессия. Она меридионально вытянута, имеет плоский рельеф и ограничена тектоническими уступами. Ее большая площадь закрыта маломощным чехлом аллювиальных, водно-ледниковых и ледниковых четвертичных отложений, только на С под четвертичными образованиями обнажаются плиоцен-нижнечетвертичные и, вероятно, более древние (олигоцен-неогеновые) слои [8], слагающие несколько коренных останцов. Вдоль впадины протекает р. Омолдой, в которой хорошо выражена пойма (2—4 м), первая (3—6 м) вторая (8—10 м) надпойменная террасы. Левобережье долины осложнено конечно-моренными грядами, многочисленными озерами, также развиты зандровые равнины.

На юго-востоке рассматриваемой площади расположен хр. Куларский, для которого характерен низкогорный рельеф. Это неширокое горное сооружение с хорошо сохранившейся на водоразделах древней поверхностью выравнивания. Здесь речные долины врезаны неглубоко, широкие, с пологими склонами.

К В от хр. Кулар простирается Яно-Оймяконское нагорье, представляющее собой расчлененное невысокое (600—700 м) плато с выровненными водоразделами, широкими долинами с пологими склонами и широким днищем.

## Яно-Индибирская низменность

Данная низменность является частью более обширной Яно-Колымской низменности. В ее пределах выделяются три основных геоморфологических уровня: позднечетвертичная озерно-аллювиальная равнина; позднечетвертичная — современная озерно-болотная равнина и современная равнина, объединяющая участки озерно-аллювиального и морского происхождения. Для всей территории характерны криогенные термокарстовые формы рельефа, активно протекает солифлюкция и делювиальный смыв. Долины нижнего течения рек Джагарын и Куранах-Сала имеют днище шириной 3—4 км, занятое пойменными террасами

высотой 5—6 м. Для верховьев рек свойственны четковидное строение русел и неясно выраженная форма долин.

Акватория губы Буорхая расположена в пределах шельфа моря Лаптевых. Дно губы представляет собою слегка всхолмленную морскую равнину с глубинами около 10 м, покрытую с поверхности позднечетвертичными морскими осадками, среди которых преобладают глинистые алевриты, в центральной части — глины, а в прибрежной — песчаные алевриты. У побережья в р-не Тикси установлены ледниковые отложения мощностью более 10 м [77]. Останцы ледниковой морены сохранились на Быковском полуострове, о. Муостах. Погружение равнины под уровень океана произошло в конце палеогена, одновременно с началом формирования грабен в Хараулахских горах. Выравнивание шельфовой равнины, видимо, отвечает времени предпалеогеновой пенепленизации и накоплению прибрежно-континентальных угленосных отложений.



## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

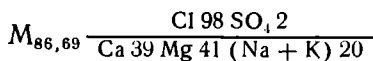
Территория листа R-(50)-52 охватывает части трех артезианских бассейнов: Хатангского, Оленекского, Якутского [43] и Верхоянской гидрогеологической провинции.

В гидрогеологическом отношении данная территория изучена слабо. Сведения о подземных водах описываемой территории получены только по Тюмянинским скважинам и по опорной Джарджанской скважине, в которой были опробованы всего лишь несколько интервалов.

На площади Хатангского артезианского бассейна, совпадающего с Лено-Анабарским прогибом, сведения о подземных водах получены в скважине Р-50, пробуренной в 30 км севернее пос. Тюмяти. На глубине 1050 м отмечалось выделение газа и самоизлив воды с дебитом 0,7 л/с. Самоизлив продолжался 1,5 месяца (до ликвидации скважины). Дебит газа изменялся от азотного до азотно-метанового с небольшим содержанием  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  и тяжелых углеводородов. Ниже обсадных труб от глубины 300 м и до забоя в открытом стволе были обнажены породы юры, триаса, перми и кембрия. Из каких пород поступала в скважину вода точно не установлено, но, судя по БКЗ, несомненно водоносными являлись песчаники нижней перми в интервале 633—687 м. По химическому составу эта вода хлоридная натриевая с минерализацией от 4 до 7 г/л.

В Оленекском артезианском бассейне имеются данные по подземным водам только по району трубки Удачная (свк. 31), расположенной в 250 км юго-западнее рассматриваемой территории. Водопроявления обладают значительным дебитом и напором. В ряде случаев был отмечен приток нефти и сгустки битума, зачастую воды с резким запахом  $\text{H}_2\text{S}$ .

Состав воды из скв. 31 (табл. 10) с глубины 200 м следующий:



В воде содержится  $\text{Vg}$  до 511,5 мг/л.

В скв. 42 здесь же отмечалось фонтанирование газа. Газ содержит  $\text{H}_2$  (до 55 объемных процентов),  $\text{CH}_4$  (до 35,5 %), высшие углеводороды

Таблица 10

Характеристика водопроявления в скв. 31 трубки Удачная

Альтитуда устья, м	Глубина скважин, м	В абс. отм., м		Глубина отбора пробы воды от устья, м	Темп. воды, °С	Примечание
		глубина проявления воды	статич. уровень			
334,5	639,0	132,0	194,0	200,0	—5,0	Пленка нефти

(2,5 %) аргон (0,0156 %), гелий (0,0316 %),  $\text{CO}_2$  (0,44 %), непредельные углеводороды (0,08 %), окись углерода (0,01 %). Минерализация воды 145 г/л, по составу вода сходна с водой из скв. 31.

В северной части Якутского артезианского бассейна, приуроченного к Приверхоянскому прогибу, опробована Джарджанская опорная скважина (1-Р), в которой испытан пермский и нижнеюрский водоносный комплексы. Пермские отложения, вскрытые скважиной в интервале 1335—1520 м, представлены серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками кварц-полевошпатового состава с прослоями аргиллитов и алевролитов. Отложения перми залегают на архейском кристаллическом фундаменте и перекрываются породами нижнего триаса. Подземные воды в этих отложениях опробованы в интервалах 1353—1382 м, 1450—1480 м, 1505—1514 м. Дебит скважины при понижении 50—200 м составлял 15—20 м<sup>3</sup>/сут, что свидетельствует о хороших коллекторских свойствах песчаников. Опробованные горизонты представляют собой единый гидродинамический комплекс. Статический уровень подземных вод располагается на глубине 277 м от поверхности земли, что соответствует отметке приведенного уровня, равной минус 188 м абсолютной высоты. Такой же величиной характеризуется в данной скважине приведенный уровень подземных вод архейских отложений, подстилающих пермский водоносный комплекс, что говорит о их гидродинамической связи. По химическому составу воды опробованных горизонтов сходны между собой (табл. 11). В составе анионов абсолютно преобладает хлор, на долю сульфатов и гидрокарбонатов приходится менее 0,5 %-экв. Катионы примерно в равных количествах представлены натрием и кальцием, составляющих в сумме 100 %-экв. В связи с этим отношение  $\frac{\text{Na}}{\text{Cl}}$  не превышает 0,5—0,6. Воды относятся к хлор-кальциевому типу, по В. А. Сулину, и имеют минерализацию 45—48 г/л. Из микрокомпонентов в составе воды обнаружены бром (до 188 мг/л), аммоний (22 мг/л), бор (5 мг/л). Аналогичным составом характеризуются воды архейских отложений, опробованные в открытом стволе Джарджанской скважины. Спонтанный газ, отобранный из интервала 1353—1382 м, характеризуется метановым составом, отмечено присутствие водорода до 1,6 % (табл. 11). От общего количества азота (13 %) 60 % приходится на долю безаргонного азота. Отмечается повышенное содержание в составе газа гелия (0,14 %), что значительно выше его содержания в газах пермских и мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и средней части Приверхоянского прогиба. Характерные особенности солевого и газового состава подземных вод пермского водоносного комплекса Джарджанской площади указывают на высокую степень их метаморфизма и длительность пребывания в условиях весьма затрудненного водообмена. Пластовые давления опробованных горизонтов на 20 с лишним атмосфер ниже условного гидростатического давления и связаны с образованием толщи многолетнемерзлых пород.

Нижнеюрский водоносный комплекс в Джарджанской скважине изучался испытателем пластов в интервале 1236—1222 м. Породы представлены песчаниками. Имеются сведения по химическому составу воды (см. табл. 11). Воды нижнеюрского комплекса в этом интервале содержат (в мг/л): брома — 22,3, иода — следы,  $\text{HVO}_2$  — 1,83, калия — 89,5.

Подошва многолетнемерзлых пород отбивается в Джарджанской скважине, по данным КС, ПС, данным каверномера и термокаротажа, на глубине 440 м. Средняя мощность мерзлоты в Якутском артезианском бассейне (по данным скважин, расположенных южнее территории листа) составляет около 500 м, геотермическая ступень — 35—40 м. Толща мерзлоты относится фактически к безградиентной зоне. В Джарджанской скважине замер температуры в стволе производился после

Водоносный комплекс	Интервал опробования	Условия взятия пробы	Уд. вес, г/см <sup>3</sup>	Минерализация, г/л	pH	Состав воды,		
						Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>
Пермский	1514—1505	Из желонки при тартании	1,031	44,922	—	27 834	Не обн.	36,6
						784	—	0,6
	1480—1450	То же	1,034	43,783	8,0	27 236 768,1	18,6 0,41	33,1 0,72
1480—1450	„	1,033	48,409	—	30 034 846	4,9 0,1	140,3 2,3	
Нижнеурский	1382—1353	Испытателем пластов	1,0104	13,349	—	8214	42	47
						281,6	0,9	0,8
	1382—1353	„	1,0072	12,651	7,3	7654 215,7	36 0,75	244 4,0
1236—1222	„	1,011	18,345	7,2	11 334 319,3	32,91 0,68	146,4 2,4	

отстоя скважины в течение 12 часов. Максимальная замеренная температура (+23,0) зафиксирована на глубине 1340 м. Средний геотермический градиент по скважине 2,78 °C/100 м [29]. Минимальная температура мерзлых пород на глубине 15—20 м составляет минус 5—7 °C. В скважине отрицательные пьезометрические уровни отмечены в пермских водоносных горизонтах и в подстилающих их водах трещиноватой зоны фундамента. По данным наиболее достоверных замеров, минимальная отметка приведенного уровня достигает минус 188 м. Образование аномально низких уровней связано с наличием в верхней части разреза толщи многолетней мерзлоты. Теоретически величина пьезометрического уровня пластовых вод может понизиться на высоту водяного столба, соответствующую мощности многолетнемерзлых пород в области питания.

В районе проектируемого нижнеленского гидроузла проводились инженерно-геологические изыскания на участках Булкурского и Чекуровского створов. Здесь отбирались пробы воды из р. Лены в различные времена года и проводились температурные замеры. По химическому составу воды р. Лены почти однородны. В период весеннего половодья они характеризуются низкой минерализацией (69—120 мг/л). В летнее время минерализация возрастает до 200—320 мг/л. Максимального значения (422—584 мг/л) минерализация достигает перед снеготаянием, когда питание реки происходит за счет подземных вод. В период питания талыми снеговыми водами

$$M_{0,08} \frac{\text{HCO}_3 \text{ 64 Cl 25 SO}_4 \text{ I}}{\text{Ca 41 Na 35 Mg 24}}$$

## Джарджанской скважине (1-Р)

мг/л мк-экв/л				Микрокомпонентный состав, мг/л				
CO <sup>3</sup>	Ca	Mg	Ka+K	Br	J	HBO <sub>2</sub>	NH <sub>4</sub>	K
He обн. —	6980 346,5	He обн. —	10 120,7 438,2	40,0	4,5	5,2	Следы	104
6,2 0,72	7642 381,3	68,3 5,6	7794 383,0	187,8	He опред.	5,1	22,1	He опред.
He обн. —	8316 415,4	He обн.	9983 432,6	68,0	3,0	2,4	0,1	79,2
—	1968 98,2	10 0,8	3090 134,3	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	He опр.
—	1782 89,1	He обн.	3054 131,4	7,5	сл.	0,9	2,7	79,2
He обн.	2939,8 149,49	108,4 8,91	3807,2 163,9	He определялись				

в летнее и зимнее время

$$M_{0,58} \frac{Cl\ 58\ HCO_3\ 27\ SO_4\ 15}{Na\ 56\ Ca\ 28\ Mg\ 16} \cdot$$

Воды мягкие (общая жесткость 0,69—4,82 мг/экв. или 1,93—13,50). Реакция вод нейтральная или слабощелочная, рН=6,95—7,56.

Под руслом р. Лены, как показали исследования «Ленгидропроекта», мерзлота отсутствует. Геотермическая ступень под руслом р. Лены 30 м/°С. Отопляющее воздействие р. Лены, по данным бурения, сказывается только в пределах русла.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В истории развития рассматриваемой территории намечаются три крупных этапа, сопровождавшихся перестройкой структурного плана, проявлением магматизма и образованием полезных ископаемых: этап формирования структур складчатого основания платформы, относящийся к архею и раннему протерозою, этап формирования чехла платформы (поздний протерозой, ранний, средний палеозой), этап заложения геосинклинального трога на краю платформы и образования складчатых сооружений Верхоянья, охватывающий время верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

В пределах рассматриваемой части Сибирской платформы в раннем протерозое завершилось образование геосинклинальной терригенной формации (отложения экинской серии), которая подверглась интенсивной складчатости и метаморфизму. Она была прорвана многочисленными интрузиями гранитоидов и породами основного состава и затем в среднем протерозое подверглась длительной денудации.

В позднем протерозое (рифее и венде) происходило формирование чехла платформы после длительного континентального перерыва (около 500 млн. лет), на протяжении которого образовывались коры выветривания и россыпные месторождения золота и, возможно, алмазов и других полезных ископаемых, связанных с разрушением архейских раннепротерозойских осадочных и изверженных пород. В начале и середине верхнего протерозоя (рифее) образуются морские терригенные и карбонатные отложения, входящие в состав сололийской серии и достигающие мощности 1700 м. В строении этой серии отчетливо наблюдаются четыре ритма осадконакопления, соответствующие четырем трансгрессиям. Преобладающий кварцевый состав осадков в основании ритмов свидетельствует о длительном их переотложении (или переносе). Данный этап осадконакопления, приходящийся на границу рифея и венды, завершился поднятием территории и частичным размывом ранее образованных пород на Оленекском сводовом поднятии и Туорасисском выступе. Местами был выведен на поверхность фундамент.

В конце позднего протерозоя (венде) происходило накопление известняково-доломитовой формации мощностью до 500 м, залегающей несогласно на подстилающих породах. Ее большая часть представлена серыми, светло-серыми известняками и доломитами, свидетельствующими об открытом и обширном бассейне осадконакопления и преобладании химического выветривания на суше. Наличие многочисленных строматолитов и онколитов — признак мелководности бассейна.

За время позднего протерозоя (в сравнимых подразделениях) общее прогибание территории Туорасисского поднятия было больше, чем на Оленекском сводовом поднятии. Об этом свидетельствует суммарная мощность разновозрастных осадков, в первом случае равная 2350, а во втором — 1420 м.

Переход от протерозоя к кембрию ознаменовался региональным поднятием территории платформы, проявлением эффузивной деятель-

ности, сопровождавшейся образованием неков и пластовых залежей базальтов, туфов, туфобрекчий основного состава и кор выветривания.

На протяжении кембрийского периода в районе происходило повсеместное накопление известняковой формации мощностью до 1240 м в Суханской впадине и до 1000 м на Оленекском своде и Туорасисском поднятии. Тектонический режим в это время отличался относительно спокойным прогибанием всей территории.

Максимальная стабилизация тектонических движений, сопровождавшаяся образованием маломощной толщи горючих сланцев на большой площади, характерна для ленского и амгинского веков. В кембрийском периоде начала формироваться Суханская впадина. К концу среднекембрийской эпохи начинает проявляться тенденция к слабой дифференциации движений отдельных участков. Это повлекло за собой в позднем кембрии формирование различных фациальных толщ. Климат в кембрии был жарким или теплым с ясно выраженными чертами аридности, на что указывает накопление стронция в доломитах в ряде районов Сибирской платформы [11].

Ограниченные выходы пород ордовика, силура, девона и нижних горизонтов нижнего карбона не позволяют уверенно судить о палеогеографии и тектоническом режиме описываемой территории.

В начале ордовика, судя по сохранившимся карбонатным породам с обильной фауной мощностью 50 м, аналогичным верхнекембрийским, сохранялись морские условия осадконакопления, унаследованные с кембрия.

Карбонатные породы венлокского яруса нижнего силура (около 200 м) образовались, по-видимому, в открытом теплом море вдали от берегов.

Девонский период (скорее всего в среднем девоне) был благоприятным для накопления эвапоритных фаций в лагунных условиях. Море занимало в основном территорию С. Верхоянья и частично платформу (Кютингдинский грабен). На границе девона и карбона в пределах Верхоянья накапливались терригенные породы с подчиненными слоями известняков и конгломератов. Турнейская трансгрессия, судя по выходам пород на С. Хараулахе (за рамкой листа) и в бас. р. Кютингде, сопровождалась накоплением карбонатных осадков с обильной фауной. Она, видимо, охватила обширные районы не только Верхоянья, но и платформы. Поверхность последней к этому времени была значительно денудирована, поэтому турнейские образования на платформе отлагались на разных горизонтах, вплоть до кембрийских.

Резкие палеогеографические изменения начались со второй половины визейского века. В это время на восточной границе платформы возникли интенсивные блоковые движения, приведшие к заложению Верхоянского прогиба, основное развитие которого происходило в позднем палеозое. Преимущественно карбонатное осадконакопление в районе, совершавшееся на протяжении нижнего и среднего палеозоя, после визейского века, особенно в верхнем палеозое, сменилось накоплением лагунно-континентальных, континентальных и морских терригенных формаций. В Верхоянском прогибе в это время происходило преимущественно прогибание земной коры.

На протяжении среднего и позднего карбона, перми и триаса в пределах Верхоянья накапливались морские терригенные осадки большой мощности, а на платформе образовались относительно маломощные лагунно-континентальные и континентальные отложения с частыми следами перерывов в осадконакоплении.

Особо контрастными движения были в зоне Ленского структурного шва, т. е. на стыке платформы и складчатой зоны. С западной его стороны край платформы в это время испытывал преимущественное поднятие, приведшее к размыву пород в ряде мест до фундамента. С восточ-

ной его стороны заложился глубокий прогиб, в котором происходило непрерывное осадконакопление. Здесь широко развита лагунно-морская терригенная формация верхоянского комплекса мощностью до 10 км.

Многочисленные разломы в пределах платформы заложились в среднем протерозое и интенсивно подновлялись до конца мезозоя. Здесь преобладают сдвиги северо-западного простирания.

В конце перми и начале триаса в пределах платформы происходило обильное внедрение основной магмы, эффузивная деятельность и накопление в основании триаса туфогенных пород. Триасовая терригенная формация в пределах прогибов и Верхоянья образовалась во время двух трансгрессий на платформу с востока. Первая трансгрессия началась в индский, а вторая — в карнийский век. В это время происходила относительная стабилизация тектонических движений на большей части территории. Размыты подстилающих пород были незначительными, а в пределах Верхоянья их вообще не наблюдалось. На протяжении триасового периода прогибание территории было неравномерным и унаследованным. Наибольшие мощности (более 3 км) осадков установлены в меридиональной полосе, приходящейся на левые притоки р. Омолой. В индский век на платформе образовалась кора выветривания.

На рубеже триаса и юры произошло интенсивное поднятие Сибирской платформы, подновление разломов и внедрение по ним кимберлитовой (ультраосновной) магмы. В это же время происходил размыв чехла платформы и кимберлитов. Следы их разрушения можно видеть в обогащении нижнеюрских базальных горизонтов алмазами.

Тектонический режим в юрско-меловое время на территории прогибов характеризуется преобладанием опусканий, на фоне которых имели место пульсационные колебательные движения, проявившиеся в ритмичности осадков. В прогибах накопилась мощная (до 5 км) терригенная формация юры и нижнего мела.

Юрский период ознаменовался тремя крупными трансгрессиями на платформу от С. Верхоянья. Первая трансгрессия произошла в верхнеплинских (домерское) время, вторая — в конце средней юры (батский век), третья — в конце поздней юры (волжский век). С каждой трансгрессией в базальных горизонтах происходило обогащение алмазами. В этих же горизонтах образовались фосфоритовые конкреции. Мощности юрских отложений увеличиваются на В в 2—3 раза. Разрез их в восточной части становится непрерывным, а породы более мелкозернистыми, чем на приплатформенном крыле. Все это свидетельствует о сносе осадков в юрский период со стороны Сибирской платформы в район Верхоянья, где было открытое юрское море.

В меловой период тектонические движения в пределах платформы и прогибов были унаследованными от юрского периода, а в Верхоянье произошла смена опускания на поднятие. В результате берриасская трансгрессия распространялась по Ленскому прогибу с С на Ю. В этом же направлении происходила смена морских терригенных отложений угленосными. Береговая зона на платформе проходила примерно по долготе р. Мерчимден, западнее которой (Суханская впадина) располагалась область сноса, где сохранилась терригенная формация аптеномана в глубокой врезанных долинах.

Наиболее заметное поднятие Верхоянского мегантиклинория, по мнению Р. О. Галабалы и др., началось в готеривский век, когда происходило формирование чонокгорской свиты, и продолжалось до конца мелового периода. Наиболее интенсивное поднятие складчатых сооружений и компенсированного прогибания Приверхоянского прогиба происходило в районе Собопольской впадины, заполненной четырехкилометровой баррем-альбской песчано-угленосной толщей, включающей

линзы галечников и валунников, состоящих из пород, близких по составу к породам верхоянского комплекса.

С конца позднемеловой эпохи и до палеогена включительно формировалась аккумулятивно-денудационная равнина, охватившая обширную область Верхоянского мегантиклия, Приверхоянский прогиб и северо-восток Сибирской платформы [105]. Эта поверхность выравнивания срезает самые разнообразные мезозойские структуры. Во время ее формирования в Хараулахе образуются грабены, заполненные угленосными отложениями палеогена мощностью 140 м в Согинском и более 1300 м в Кенгдейском месторождениях. Климат в палеогене, как и в мелу, был гумидным, благоприятным для накопления углей.

В неоген-четвертичное время — с олигоцена, по И. Е. Тимашеву [105], происходили интенсивные блоковые движения земной коры, приведшие к деформации дат-палеогеновой поверхности выравнивания. В пределах кряжа Чекановского и Приверхоянской равнины поверхность выравнивания сохранилась лучше на высоте до 200—450 м. В Хараулахских горах ей отвечают аккумулятивные днища впадин (грабенов) и вершинный уровень с останцовыми площадками на высотах до 400—500 м (Приморский кряж) и до 700 м (хр. Туора-Сис). На западной окраине Яно-Индибирской низменности она погребена под грубообломочными и песчаными отложениями, располагаясь на 100 м ниже уровня моря. На юге Хараулахских гор поверхность выравнивания образует свод с амплитудой поднятия 1000—1200 м. Суммарная амплитуда неотектонических поднятий для С. Верхоянья определяется в 1300 м [105].

Р. А. Биджиев и Л. М. Натапов считают, что в С. Верхоянье происходили кайнозойские складчатые движения, продолжающиеся и поныне, о чем свидетельствует дислоцированность неоген-четвертичных отложений около разломов.

Таким образом, описываемая территория пережила длительную и сложную историю развития, за время которой произошла смена осадконакопления от преобладания карбонатных (поздний протерозой, ранний — средний палеозой) до терригенных (поздний палеозой — кайнозой) отложений. Образовались многочисленные полезные ископаемые осадочного генезиса, которые еще слабо изучены. Например, с девонскими отложениями связаны медистые песчаники. С верхнепалеозойской и мезозойской терригенной формацией прогибов связаны толщи, благоприятные для поисков месторождений углей, нефти и газа. Юрские отложения являются промежуточными источниками алмазов для современных россыпей. Триасовая, юрская и нижнемеловая эпохи были наиболее благоприятными для накопления фосфоритов. Последние приурочены в основном к базальным горизонтам трансгрессивных ритмов.



## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

В объяснительной записке и на геологической карте R-(50)-52 обобщены все материалы по геологосъемочным работам, приведенным на 40 свдвоенных листах среднего масштаба. Кроме того, были использованы результаты тематических и геофизических исследований.

После составления Геологической карты миллионного масштаба для рассматриваемой территории в старой разграфке были проведены геологические съемки среднего масштаба почти на всей площади представленного листа геологической карты, позволившие значительно уточнить распространение геологических образований и их стратиграфические разрезы по вновь обнаруженным комплексам органических остатков и другим данным. Внесены существенные уточнения по контурам кембрийских отложений Кюстингинского грабена, пермских образований Оленекского поднятия и Верхоянья, нижнеюрских отложений бас. р. Сянгюде. Возрастная индексация для части стратиграфических подразделений кембрия, верхнего палеозоя и мела была изменена и соответственно уточнены их наименования. Впервые на карте выделены нижнеордовикские отложения в пределах хр. Туора-Сис. В отличие от прежних данных на карте показано несогласное залегание верхнепермских отложений на кембрийских и более древних отложениях в пределах платформы, где установлено их более широкое развитие. Пермь здесь расчленена условно до отделов из-за плохой обнаженности. По этим же причинам осталась не выясненной их угленосность.

Стратиграфии верхнепалеозойских отложений С. Верхоянья уделалось много внимания за последние 20 лет, но из-за близкого литологического состава свит, непрерывности разреза от нижнего карбона до верхней перми включительно и весьма сложной тектоники остается много дискуссионных вопросов. Главным из них является выделение руководящих фаунистических комплексов, корреляция разрезов по литологии и фауне.

Спорные вопросы не дают полной уверенности в сопоставлении свит разных районов и выдержанности свит по объемам. Несмотря на это остается несомненным, что на месте современного С. Верхоянья в верхнем палеозое существовал прогиб с весьма мощными осадками (до 10—12 км).

На карте значительно расширена площадь распространения нижнеюрских отложений за счет так называемых водораздельных галечников, возраст которых обычно колебался от плиоцена до верхнечетвертичного. Они залегают на водоразделах с абсолютной отметкой около 300 м, представляющей собою доюрскую поверхность выравнивания. Недостаточная палеонтологическая обоснованность этих образований не позволяет точно утверждать их только раннеюрский возраст. Эти образования представляют особый практический интерес в связи с находками в них алмазов и возможностью значительного расширения поисковых работ на россыпные месторождения.

Меловые отложения приобрели ярусное расчленение вместо делений на серии. В южной части карты меловые отложения остались почти не изученными из-за большой мощности четвертичных отложений. Изучение закрытой части меловых отложений Ленского прогиба позволит значительно расширить перспективу обнаружения каменных углей, газовых и нефтяных структур.

Возраст палеогеновых отложений в Хараулахских горах довольно надежно устанавливается по палеонтологическим остаткам, но их стратиграфия и мощности остались дискуссионными. Большая площадь палеогеновых и неогеновых отложений Омолойской низменности осталась неизученной, поэтому на карте они даже не расчленены. Палеогеновые и неогеновые отложения заслуживают пристального внимания, так как они в недалеком прошлом образовались на шельфе, а сейчас представляют собою переходную зону от шельфа к континенту. В Хараулахских горах они знаменуют кайнозойский орогенный этап, в результате которого поверхность допалеогенового выравнивания претерпела деформацию с амплитудой до 1300 м. В это же время на шельфе могли накопиться весьма мощные палеоген-неогеновые образования в грабенах. В континентальной части они богаты бурыми углями.

Коры выветривания изучались специально, но в недостаточном объеме. Выявлены представляющие практический интерес коры выветривания и базальные горизонты, сформированные за счет их перетолжения. Например, базальный горизонт позднего протерозоя (сыгнахтахская свита) состоит преимущественно из устойчивых к выветриванию пород (кварца и др.). Горизонт образовался за счет кор выветривания, развивавшихся на осадочных и изверженных породах раннего протерозоя, слагающих фундамент оленекского типа. В нем установлены признаки россыпной золотоносности. В базальном горизонте нижней перми признаки золотоносности установлены в местах налегания его на фундамент. Нижнетриасовые отложения на севере Оленекского поднятия содержат кору выветривания, представленную высокосортными красочными глинами, заслуживающими внимания как промышленное сырье. Не исключена возможность нахождения коры выветривания в основании верхнетриасовых отложений, залегающих несогласно на нижнетриасовых в пределах платформы, тогда как в Верхоянье установлены непрерывные разрезы. Кора выветривания в основании нижеюрских отложений представляет большой практический интерес, так как в это время произошла длительная денудация кимберлитовых интрузий, образование аллювиальных и прибрежно-морских россыпей. Не выяснена перспективность кор выветривания в основании венда (мастахская свита), нижнего кембрия, девона, нижнего карбона и на других уровнях. В дальнейшем целесообразно проследить и изучать коры выветривания на всей площади.

Несмотря на большие объемы проведенных работ осталась невыясненной проблема связи кимберлитовых интрузий с разломной тектоникой. Как известно, кимберлитовые интрузии являются глубинными породами, внедрившимися с глубины 150—200 км. Несмотря на это на геологических картах они обычно показываются вне связи с разломами. Первоочередной задачей является выяснение связи кимберлитов с разломами, что поможет ориентировать поиски и решить ряд важных геотектонических вопросов.

Впервые показаны на карте раннепалеозойские диабазы, базальты и позднепротерозойские диабазы. Более полно охарактеризованы позднепермские — раннетриасовые долериты. Они показаны более широко, чем на предыдущей карте. Есть данные о широком распространении среднепалеозойских основных интрузий, но на карте они не показаны из-за недоказанности возраста. Определения абсолютного возраста для основных интрузий весьма разнообразны. Может быть, интрузии и разновозрастные, но этот вопрос еще слабо изучен.

Раннепротерозойский фундамент платформы оленекского типа обнажен на ограниченной площади (р. Сололи). С практической точки зрения он интересен как источник жильных и россыпных полезных ископаемых. На нем весьма длительное время (около 500 млн. лет) формировались коры выветривания. Осталась неясной площадь его распространения под платформенным чехлом. По одним данным он занимает всю платформенную область на описываемой территории и уходит на З до Муно-Анабарского глубинного разлома. По другим — он ограничен узкой полосой вдоль Ленского прогиба, а на остальной территории развит более древний фундамент.

Территория шельфа, занятая зал. Буор-Хая, осталась неизученной. По одним теоретическим предположениям здесь структуры, сложенные породами верхнего палеозоя и триаса, поворачивают на СЗ, а по другим — на СВ. Есть геофизические данные, по которым можно предположить, что зал. Буор-Хая занят наложенным палеогеновым прогибом с мощностью осадков до 3 км. Если это подтвердится, то палеогеновые осадки могут оказаться весьма перспективными на горючие полезные ископаемые.

По тектонике накоплено много новых данных, что отражено на вновь составленной карте в рамках утвержденной легенды. Разрывные нарушения остались неклассифицированными по кинематическим особенностям. Они показаны как тектонические контакты, и только вдоль западной окраины С. Верхоянья показаны линии надвига, входящие в Ленский структурный шов.

Разрывные нарушения требуют тщательного и всестороннего изучения с позиции их классификации, соподчиненности, взаимозависимости и пространственного расположения. Это значительно облегчит поиски полезных ископаемых, позволит более правильно истолковать природу тектонических структур и выявить динамические системы в районе. Имеющийся материал показывает, что широтные тангенциальные напряжения, действующие длительное время прерывисто в западном направлении, создали глубинную надвиговую зону меридионального простираения на границе с платформой (Ленский структурный шов). В пределах платформы эти напряжения трансформировались во взбросо-сдвиги северо-западного и северо-восточного направления, расположенные к глубинному надвигу под углом, близким к  $45^\circ$ .

Накопленный стратиграфический материал по позднему палеозою позволяет существенно изменить представление об истории формирования верхнепалеозойского прогиба на месте С. Верхоянья, о его взаимосвязи с платформой, об интенсивности колебательных процессов и их направленности. Меридиональное расположение складчатых сооружений С. Верхоянья и согласное с ним расположение складок и разломов, вероятно, обусловлено тангенциальным сжатием, направленным с В на З.

Не менее интересна территория, занятая глубинным разломом (Молодо-Попигайским), трассируемым полосой долеритовых интрузий и Кютингинским грабеном. К нему приурочены многочисленные кимберлитовые интрузии. Территория разлома служила естественной границей тектонических структур и палеогеографическим барьером во время пермского, триасового, юрского и мелового осадконакопления. Об этом свидетельствуют перерывы в осадконакоплении, описанные в объяснительной записке.

Таким образом, за прошедший период со времени составления предыдущих карт аналогичного масштаба получено колоссальное количество нового материала, раскрывшего геологическое строение территории. Но появилось много новых проблем, требующих решения на более высоком уровне.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абельский А. М., Дмитриева Г. А. Геологическое строение зоны складчатости Ленского и Лено-Анабарского краевых прогибов по данным сейсморефлектировки.—Учен. зап. НИИГА, 1967, вып. 10, с. 53—64.
2. Алексеев М. Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилкойской впадины и долины нижнего течения р. Лены. М., Изд-во АН СССР, 1961. 118 с.
3. Алмазоносность Приленского района.—Тр. ЯФ АН СССР, сер. геол. 1963, сб. 9./Б. И. Прокопчук, Л. М. Израилев, П. А. Ильин и др., с. 115—122.
4. Аглонов В. С. Некоторые закономерности размещения хрусталеносных поясов и жильных полей в северной части Верхоянской хрусталеносной провинции.—Учен. зап. НИИГА, 1966, вып. 8, с. 58—81.
5. Атласов И. П. Новый выход докембрийских пород в северо-восточной части Сибирской платформы.—Тр. НИИГА, 1953, т. 72, с. 154—177.
6. Атласов И. П. Геологическое строение северной части Верхоянского хребта.—Тр. НИИГА, 1957, т. 81, с. 424—460.
7. Атласов И. П. Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы.—Тр. НИИГА, 1960, т. 106, с. 3—169.
8. Баранова Ю. П., Биске С. Ф. Северо-Восток СССР. М., Наука, 1964. 290 с.
9. Баранова Ю. П., Биске С. Ф., Гончаров В. Ф. Кайнозойские отложения в бассейне нижнего течения р. Омолой.—Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, 1968, вып. 38. 124 с.
10. Бартошинский З. В. Некоторые особенности алмазов из россыпей северо-востока Сибирской платформы.—Геология и геофизика, 1963, № 3, с. 60—67.
11. Бгатов В. И. Стронций в палеозойских отложениях Сибирской платформы.—Сов. геология, 1966, № 4, с. 122—132.
12. Биостратиграфия каменноугольных и пермских отложений Северного Верхоянья.—Тр. НИИГА, 1970, т. 154, с. 191/Р. В. Соломина, Г. П. Сосипаторова, Ю. Н. Попов, Н. А. Шведов.
13. Битерман И. М., Горшкова Е. Р. Проявление рифейского основного магматизма на северо-востоке Сибирской платформы.—Докл. АН СССР, 1966, т. 168, № 1, с. 165—167.
14. Битерман И. М., Леонов Б. Н., Натапов Л. М. Еще раз о предтуркунском размыве на северо-восточной окраине Сибирской платформы.—Учен. зап. НИИГА, 1965, вып. 7, с. 228—230.
15. Богущ О. И., Герасимов Е. К., Юферев О. В. Нижний карбон низовьев р. Лены. М., Наука, 1965. 65 с.
16. Борщева Н. А., Лазаренко Н. П. К стратиграфии отложений куонамского горизонта севера Сибирской платформы (кембрий Суханского прогиба и Куойского поднятия).—Информ. сб. НИИГА, 1962, вып. 32, с. 8—20.
17. Вавилов М. Н., Лозовский В. Р. К вопросу о ярусном расчленении нижнего триаса.—Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970, № 9, с. 98—99.
18. Василевская Н. Д., Павлов В. В. Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна.—Тр. НИИГА, 1963, т. 128, 97 с.
19. Виноградов В. А. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений Северного Хараулаха.—В кн.: Сб. статей по палеонт. и биострат., 1962, вып. 28, с. 5—23. (НИИГА).
20. Виноградов В. А. Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее Полярного круга).—Учен. зап. НИИГА, 1965, вып. 5, с. 87—123.
21. Виноградов В. А., Красильщиков А. А. О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы.—Докл. АН СССР, 1963, т. 152, № 3, с. 687—689.
22. Виноградов В. А., Красильщиков А. А., Горина И. Г. Об источниках золота на Оленекском поднятии.—В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, 1966, вып. 15, с. 114—119.

23. Вольнов Д. А., Яшин Д. С. К вопросу о времени образования и взаимоотношении туюс-саинской и лапарской свит кемория в северо-восточной части Оленекского поднятия.—Тр. НИИГА, 1960, т. 114, вып. 14, с. 62—64.
24. Галабала Р. О. О тектонике Предверхоанского краевого прогиба.—Тр. ВАГТ, 1962, вып. 8, с. 72—77.
25. Галабала Р. О. Вопросы палеогеоморфологии северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного обрамления.—В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., Наука, 1970, с. 272—279.
26. Галабала Р. О., Леонов Б. Н. Стратиграфия четвертичных отложений бассейна нижнего течения р. Лены.—В кн.: Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. Новосибирск, Наука, 1967, с. 177—183.
27. Геология СССР. Т. XVIII. М., Недра, кн. 1, 1970, кн. 2, 1971.
28. Герасимов Е. К. Некоторые закономерности накопления каменноугольных, пермских и триасовых отложений Северного Хараулаха. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. Иркутский ун-т, 1967, с. 23.
29. Гинсбург Г. Д. О геотермическом градиенте платформенных областей севера Сибири.—Учен. зап. НИИГА, 1968, вып. 13, с. 167—174.
30. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., Наука, 1968/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, А. А. Гудков и др.
31. Гогина Н. И., Леонов Б. Н., Покровская Н. В. Еще раз к вопросу о чукукской свите и о региональном несогласии в залегании верхнекембрийских отложений.—Учен. зап. НИИГА, 1966, вып. 9, с. 88—94.
32. Грамберг И. С., Спирос Н. С., Аглонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоанского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Л., Гостоптехиздат, 1961. 234 с.
33. Гусев А. И. Булунский угленосный район Якутской АССР.—Тр. АНИИ, 1936, т. 59, с. 7—46.
34. Демочкидов К. К. Стратиграфия позднекембрийских (синийских) и кембрийских отложений в Советской Арктике.—В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия, М., 1960, с. 90—96.
35. Демочкидов К. К., Лазаренко Н. П. Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений Северо-Западной Якутии.—В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР (тезисы докладов). Л., 1961, с. 31—33.
36. Демочкидов К. К., Лазаренко Н. П. Стратиграфия верхнего докембрия и кембрия и нижнекембрийские трилобиты северной части Средней Сибири и островов Советской Арктики.—Тр. НИИГА, 1964, т. 137. 288 с.
37. Джиноридзе Н. М., Меледина С. В. К стратиграфии средне- и верхнеюрских отложений низовьев р. Лены.—Геология и геофизика, 1966, № 3, с. 137—142.
38. Емельянец Т. М. Геология и перспективы нефтегазоносности низовьев р. Лены.—Тр. НИИГА, 1960, т. 103, 145 с.
39. Жуков В. В., Горина И. Ф., Пинчук Л. Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленекского междуречья.—Тр. НИИГА, 1968, т. 156. 143 с.
40. Иванов О. А. Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин Северо-Востока СССР.—В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода, Хабаровск, 1968.
41. Иванов О. А., Баркова М. В. Этап развития растительности в эоплейстоцене на территории Яно-Индибирской низменности.—В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода, М., 1972, с. 290—292.
42. Иванов О. А., Дементьев М. Ф. Кайнозойские отложения южной окраины Яно-Индибирской низменности и ее горного обрамления.—В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР, 1970, вып. 16, с. 48—58.
43. Ильина Е. В., Любомиров Б. Н., Тычино Н. Я. Подземные воды и газы Сибирской платформы.—Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 189, 291 с.
44. Кабаньков В. Я. Новые данные по стратиграфии нижне- и среднекембрийских отложений Оленекского поднятия (бассейн нижнего течения р. Оленек). Сб. статей по геол. Арктики, 1959, т. 65, с. 4—15.
45. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Прокофьева Л. Н. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири.—Геохимия, 1965, № 11, с. 1313—1317.
46. Кимберлитовые породы и пикритовые порфиры северо-восточной части Сибирской платформы.—Тр. НИИГА, 1963, т. 126. 216 с. В. А. Милашев, М. А. Крутойский, М. И. Рабкин, Э. Н. Эрлих.
47. Клер В. Р., Ненахов В. Ф. Геологические запасы горючих сланцев в СССР.—Сов. геология, 1971, № 3, с. 20—28.
48. Клыжко К. Ф., Наумов А. Н., Попов Ю. Н. О границе индского и оленекского ярусов в Верхоянье.—Учен. зап. НИИГА, 1963, вып. 1, с. 26—34.
49. Ковальский В. В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М., Изд-во АН СССР, 1963, 183 с.

50. Колпаков В. В. Палеогеография четвертичного периода в нижнем течении р. Лены.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 5, с. 41—48.
51. Колпаков В. В. Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены.— В кн.: Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода, 1970, № 37, с. 75—82.
52. Комар В. А. Строматолиты и стратиграфия верхнепротерозойских отложений севера Сибирской платформы. Автореф. дис. на соиск. учен. степени канд. геол.-минер. наук. М., 1965, с. 22. (ГИН АН СССР).
53. Коржуев С. С., Федорова Р. В. О возрасте долины прорыва нижней Лены.— В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири, Новосибирск, Наука, 1970, т. 3, с. 250—263.
54. Коробов М. Н. Нижний кембрий Хараулаха.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 4, с. 35—51.
55. Красильщиков А. А., Виноградов В. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике докембрия Центральной части Оленекского поднятия.— Информ. бюл. НИИГА, 1961, вып. 22, с. 13—20.
56. Кривонос В. Ф., Илупин И. П., Саврасов Д. И. Новые методы оценки возраста кимберлитов на примере Приленской области (северо-восток Сибирской платформы).— В кн.: Геология, петрография и минералогия магматических образований северо-восточной части Сибирской платформы. М., 1970, с. 67—75.
57. Кривонос В. Ф., Прокопчук Б. И. Усунку-Сюнгодинская зона глинных разломов.— Геотектоника, 1971, № 1, с. 118—120.
58. Крутойярский М. А., Милашев В. А., Рабкин М. И. Классификация кимберлитовых пород Якутии.— Информ. бюл. НИИГА, 1961, вып. 23, с. 23—26.
59. Кузнецов А. А., Виноградов В. А., Аплонов В. С. Трапповый магматизм Северного Верхоянья.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 3, с. 672—674.
60. Куликов М. В., Межвилк А. А. Новые данные о стратиграфии пермских отложений Северного Хараулаха.— Тр. НИИГА, 1953, т. 72, вып. 4, с. 178—189.
61. Кутейников Е. С., Масайтис В. Л. Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое.— В кн.: Вулканизм и тектогенез, 1968, Л., Наука, с. 135—139.
62. Лазаренко Н. П. Новые нижнекембрийские трилобиты Советской Арктики.— В кн.: Сборник статей по палеонт. и биострат. 1962, вып. 29, с. 29—78. (НИИГА).
63. Лазаренко Н. П. Биостратиграфия и некоторые новые трилобиты верхнего кембрия Оленекского поднятия и Хараулахских гор.— Учен. зап. НИИГА, 1966, вып. 11, с. 33—78.
64. Лазаренко Н. П., Никифоров Н. И. Базальные слои кембрия Оленекского поднятия (северо-восток Сибирской платформы).— В кн.: Рифей центральной Арктики, Л., Недра, 1972, с. 76—81.
65. Лазаренко Н. П., Никифоров Н. И. Средний и верхний кембрий севера Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей.— В кн.: Стратиграфия, палеогеография и полезные ископаемые Советской Арктики, Л., 1972, с. 4—9.
66. Лейпциг А. В. К истории формирования структур восточный районов Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири.— Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1964, т. 97, с. 15—38.
67. Леонов Б. Н. Схема расчленения кембрийских отложений северо-восточной части Сибирской платформы для целей картирования в масштабе 1 : 200 000.— В кн.: Совещание по разработке стратиграфических схем ЯАССР, тезисы докладов, Л., 1961, с. 54—56.
68. Леонов Б. Н. Особенности тектонического строения северо-востока Сибирской платформы, Приверхоянского прогиба и складчатого Верхоянья.— В кн.: Тектоника Сибири, М., Наука, 1970, т. 3, с. 98—105.
69. Леонов Б. Н., Гогина Н. И. Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы.— Сов. геология, 1968, № 4, с. 94—102.
70. Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. А. Алмазы приленской области. Наука, 1966, 279 с.
71. Лунгерсгаузен Г. Ф. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Межведомственное совещание по разработке униф. стратиграф. схем Сибири. Л., 1957, с. 520—527.
72. Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири.— В кн.: Материалы Всесоюз. совещания по изучению четверт. периода. М., Изд-во АН СССР, 1961, т. 3, с. 209—217.
73. Лунгерсгаузен Г. Ф. О геологическом возрасте Верхоянских гор (методы исследования и выводы).— В кн.: Тектонические и новейшие структуры земной коры, М., 1967, с. 410—417.
74. Межвилк А. А. История геологического развития Северного Хараулаха.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 3, с. 78—84.
75. Межвилк А. А. Стратиграфия Северного Хараулаха.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 43—61.

76. Межвилк А. А. Третичные отложения Северного Хараулаха.— Тр. НИИГА, 1958, т. 80, вып. 5, с. 61—78.
77. Межвилк А. А. Четвертичные отложения Северного Хараулаха.— Тр. НИИГА, 1961, т. 117, вып. 15, с. 113—125.
78. Межвилк А. А. Ленский структурный шов.— В кн.: Тектоника Сибири, М., Наука, 1970, т. 4, с. 53—60.
79. Межвилк А. А. Особенности развития Верхоянской миеогеосинклинали.— В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971, с. 43—49. (ЯТГУ).
80. Мельников А. В. Вендские отложения Хараулахских гор.— Тр. IX науч. конф. инж.-техн. факультета ЯГУ (тезисы), Якутск, 1966, с. 65—66.
81. Мельников А. В. Литолого-стратиграфическое расчленение рифея, венда и кембрия низовьев р. Лены.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих регионов (тезисы), Якутск, 1966, с. 20—23. (ЯТГУ).
82. Мельников А. В., Скипин Г. Г., Хасанов Ф. Ш. Структурные критерии вендского и позднемоловского магматизма Хараулахских гор.— В кн.: Мезозойский тектогенез (тезисы), Магадан, 1969, с. 312—315. (ЯГУ).
83. Милашев В. А., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6, с. 1320—1322.
84. Натапов Л. М. Отложения типа доманниковой фации на северо-востоке Сибирской платформы.— Сов. геология, 1962, № 11, с. 110—112.
85. Натапов Л. М., Леонов Б. Н., Битерман И. М. Перспективы северо-восточной части Сибирской платформы и северной ветви Предверхоянского прогиба на нефть и газ.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов, «Недра», 1968, с. 299—305.
86. Наумов А. Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган.— В кн.: Тр. НИИГА, 1962, т. 130, вып. 19, с. 91—98.
87. Наумов А. Н., Ушаков В. И. О формации медистых песчаников в Северном Верхоянье.— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4, с. 929—930.
88. Ненашев Н. И. Геохронология и некоторые вопросы эволюции состава пород трапповой формации Сибирской платформы и сопредельных районов.— В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы, М., Наука, 1970, с. 48—58.
89. Новые данные о нижнекаменноугольных отложениях северо-востока Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, № 3/И. М. Битерман, Е. С. Кутейников, Б. Н. Леонов, Л. М. Натапов.
90. Осипова З. В. Палеогеография северо-востока Сибирской платформы в юрский период.— Геология и геофизика, 1968, № 10, с. 32—42.
91. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М., Наука, 1964/А. П. Бобривич, И. П. Лулин, И. Т. Козлов и др.
92. Покровская Н. В. Агностиды среднего кембрия Якутии. Ч. 1.— Тр. ГИН АН СССР, 1958, вып. 16, 96 с.
93. Попов Ю. Н., Соломина Р. В. История изучения биостратиграфии верхнепалеозойских отложений Северо-Востока СССР.— Тр. НИИГА, 1970, т. 154, с. 64—78.
94. Рифейские отложения низовьев р. Лены.— Сов. геология, 1971, № 7/И. Н. Крылова, И. Г. Шаповалова, Н. П. Колосов, М. А. Федонкин.
95. Савицкий В. Е. О правилах стратиграфической классификации и терминологии и о природе хроностратиграфических подразделений.— Тр. СНИИГиМС, 1969, вып. 94, с. 84—99.
96. Савицкий В. Е., Лазаренко Н. П. Новые данные и биостратиграфия верхнекембрийских отложений северо-восточной части Сибирской платформы (Суханский и Кютюндинский прогибы).— Сб. статей по палеонт. и биострат. 1958, вып. 7, с. 3—5. (НИИГА).
97. Сарсадских Н. Н., Попова Л. А. Новые данные о проявлении ультраосновного магматизма на Сибирской платформе.— Разведка и охрана недр, 1955, № 5, с. 11—20.
98. Соломина Р. В., Лунгерсгаузен Г. Ф., Захаров В. В. Разрезы каменноугольных и пермских отложений Хараулахского хребта.— Тр. НИИГА, 1970, т. 154, 191 с.
99. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы.— Тр. НИИГА, т. 101, 1959, 211 с. К. К. Демочкидов, В. Я. Кабаньков, Н. П. Лазаренко и др.
100. Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., Недра, 1965, 596 с.
101. Стрелков С. А. Север Сибири. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1965. 336 с.
102. Тектоническое строение Якутской АССР. Наука, М., 1964. 290 с./К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др.

103. Тимашев И. Е. Новые данные о нижнечетвертичных отложениях западной окраины Яно-Индигирской низменности.— Докл. АН СССР, 1965, т. 165, № 6, с. 1391—1394.
104. Тимашев И. Е. Унаследованность придельтового участка р. Лены.— Вест. МГУ. Сер. геогр., 1970, № 1, с. 82—86.
105. Тимашев И. Е. Поверхности выравнивания и некоторые особенности неотектонических движений Северного Верхоянья.— Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1971, т. 103, вып. 1, с. 57—62.
106. Томмотский ярус и проблема нижней границы кембрия.— Тр. ГИН АН СССР, М., Наука, 1969, вып. 206/А. Ю. Розанов, В. В. Миссаржевский, Н. А. Волкова и др.
107. Тучков И. И. Фосфориты нижнего течения р. Лены.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4, с. 103—118.
108. Фрадкина А. Ф., Киселева А. В. Палинологическая характеристика пермских отложений низовьев р. Лены и Вилюя.— В кн.: Вопросы биостратиграфии и палеогеографии Сибирской платформы, М., Наука, 1969, с. 32—39.
109. Хасанов Ф. Ш. Схема тектоники нижнеленского участка Предверхоанской системы прогиба.— В кн.: Жизнь Земли. Сб. музея земледования МГУ, 1967, № 4, с. 59—64.
110. Школа И. В. Фосфоритонность мезозойских отложений Лено-Анабарского прогиба.— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера Сибирской платформы, 1971, с. 139—141. (НИИГА).
111. Шпунт Б. Р. Генетические типы проявлений золота в северо-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Учен. зап. НИИГА, 1970, вып. 18, с. 5—14.
112. Штех Г. И. Строение земной коры Верхоянского мегантиклинория и прилегающей части Сибирской платформы.— В кн.: Региональные геофизические исследования в Сибири, Новосибирск, Наука, 1967, с. 9—31.



**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР**

**Масштаб 1 : 1 000 000**

**(новая серия)**

**ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**

**Лист R-(50)-52 — Тикси**

Редактор Ю. И. Майшева  
Технический редактор Н. П. Старостина  
Корректор Т. В. Брежнева

Сдано в набор 19.04.83 г. Подписано в печать 01.09.83 г.  
М-28083. Формат 70×108/16. Бумага тип. № 2.  
Гарнитура литературная. Печать высокая.  
Усл. печ. л. 8<sup>1/2</sup>. Уч.-изд. л. 12,75. Тираж 250.  
Заказ № 233. Цена 1 р. 40 к.

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ