

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Анабаро-Вилуйская*

**Лист R-51 – Джарджан**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)  
ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
РЕСПУБЛИКИ САХА (ЯКУТИЯ) «ЯКУТСКГЕОЛОГИЯ» (ГУГГП РС (Я) «ЯКУТСКГЕОЛОГИЯ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Анабаро-Вилуйская*

Лист R-51 – Джарджан

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55 (084.3М1000):528.942(571.56)

*Сметанникова Л. И., Гриненко В. С., Маланин Ю. А., Прокопьев А. В. и др.*  
Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилюйская. Лист R-51 – Джарджан. **Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 397 с. + 9 вкл.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований восточной части Сибирской платформы. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Табл. 37, ил. 23, список лит. 459 назв., прил. 2.

Авторы:

*Сметанникова Л. И., Гриненко В. С., Маланин Ю. А., Прокопьев А. В.,  
Князев В. Г., Трущелев А. М., Юганова Л. А., Жарикова Л. П.,  
Казакова Г. Г., Шепелев Н. Г., Ягнышев Б. С.*

Главный научный редактор *А. П. Кропачев*

Рекомендована к печати НРС  
Роснедра 12 декабря 2012 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2013
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского» (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2012
- © Государственное унитарное горногеологическое предприятие Республики Саха (Якутия) «Якутскгеология», 2012
- © Коллектив авторов и редакторов, 2012
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

Лист R-51 – Джарджан масштаба 1 : 1 000 000 расположен на Северо-Востоке России и ограничен координатами 68° и 72° с. ш., 120° и 126° в. д. В административном отношении площадь листа относится к Булунскому, Жиганскому и Оленекскому районам Республики Саха (Якутия) – Дальневосточный федеральный округ.

В пределы площади частично входят тектонические структуры: северо-восточная окраина Сибирской платформы с северным окончанием Предверхоянского и небольшой частью Лено-Анабарского прогибов. Чехол платформы сложен в основном кембрийскими и протерозойскими карбонатными толщами. Прогибы выполнены пермскими, юрскими и меловыми терригенными отложениями.

В орографическом отношении площадь листа охватывает окраины двух физико-географических регионов: Средней и Северо-Восточной Сибири. Территория Средней Сибири включает элементы Среднесибирского плоскогорья и Северо-Сибирской низменности. В рассматриваемой части Среднесибирского плоскогорья расположено плато Кыстык (Оленекское), приуроченное к бассейну среднего течения р. Оленек. Его абсолютные высоты колеблются в пределах 250–350 м и лишь на отдельных участках высотные отметки превышают 400 м, достигая 443 (435) м (истоки р. Молодо, возвышенность Бырая) и 492 (480) м (истоки р. Хорбусуонка). По левому берегу р. Оленек плато Кыстык ограничено от Северо-Сибирской низменности возвышенностью Сюрях-Джангы (Мой) с максимальными высотами до 331 м. В пределах долины р. Оленек глубины расчленения плато достигают более 200 м (рис. 1), правые притоки р. Оленек изобилуют узкими врезанными каньонами и водопадами.

К Северо-Сибирской низменности относится долина р. Пур (Бур) и левобережье р. Оленек ниже устья р. Пур (Бур).

К Северо-Восточной Сибири в пределах территории листа принадлежит западное предгорье Верхоянского хребта: кряж Чекановского и долина р. Лена, отделяющая Среднесибирское плоскогорье от Верхоянского хребта. Кряж Чекановского располагается между низовьями рек Лена и Оленек. Абсолютная высота кряжа 380–440 м, наивысшая отметка в пределах площади листа составляет 507 м (водораздел рек Хотугу-Мастах и Согуру-Мастах).

Кроме долины р. Лена в рельефе отчетливо выделяется так называемая древняя долина Палео-Лены. Последняя представляет собой понижение, расположенное вдоль рек Тас-Эекит, Кютюнгде, Усунку. Наибольшая

ширина долины р. Лена на участке р. Мэнкэрэ равна 60–70 км. Абсолютные высоты ограничиваются 12–200 м, достигая на площади листа в предгорьях Верхоянского хребта 464 м (левый водораздел р. Натара). Поверхность ее ступенчатая за счет сочетаний эрозионных и эрозионно-аккумулятивных террас. Наиболее ясно выражена пойменная терраса, ширина которой достигает 25–30 км при абс. выс. 25–30 м.

Современная речная сеть принадлежит к бассейнам рек Лена и Оленек. В р. Оленек впадают реки Пур (Бур), Келимяр, Кютюнгде, Беенчимае, Куойка. В пределах площади листа в р. Лена слева впадают реки Молодо, Муна, Моторчуна и др., а справа – Джарджан, Натара, Мэнкэрэ и др. Реки, кроме Оленека и Лены, мелководны, выработанным в разной степени продольным профилем. Большую часть года (с октября по июнь) они покрыты льдом, а более мелкие промерзают полностью. Судоходны только р. Лена на всем интервале и р. Оленек в нижнем течении. Первая на всем протяжении пригодна для прохождения катеров, барж и судов типа «река–море». Продолжительность ледостава – более 200 дней. На территории расположены многочисленные крупные и мелкие озера: Арбангда, Олонгдо-Кюеле, Кенгдей-Кюеле, Кютюнда, Кубалах, Васька-Кюеле и др.

Вся территория листа относится к субарктическому климатическому поясу с резко континентальным климатом. Зима суровая, малоснежная, продолжается около 8 месяцев. Средняя температура января –38 °С, июля +12 °С. Колебания температуры от –58 °С в январе до +35 °С в июле. Осадков в течение года выпадает до 200–400 мм. Снег появляется в сентябре, устойчивый снежный покров устанавливается в первой декаде октября. Снегопады с сильным ветром до 30 м/с преобладают в летний период. Преобладающее направление ветра северное и северо-восточное. Средняя скорость ветра 3–6 м/с, временами на Оленекском плато до 30 м/с. Для территории характерна многолетняя мерзлота мощностью до 600 м, под руслами рек Лена, Оленек, Муна имеются талики. Мощность деятельного слоя 0,4–1,5 м.

Растительность района принадлежит к зонам тундры, лесотундры и северной тайги. Для тундр и лесотундр характерен кустарниково-зеленомошный покров с ивой полярной и лисохвостом альпийским, на юге – тундры кустарниково-зеленомошные с ивой, карликовой березкой. В связи с развитием термокарста и заболачиванием, большие площади занимают пушицевые тундры. Почвы – тундровые, глеевые, мерзлотно-болотные. Для северотаежного ландшафта характерен мохо-лишайниковый покров, лиственничное редколесье в сочетании с ерниками. По берегам крупных рек растут лиственница, береза, рябина, шиповник, смородина.

Животный мир по видовому составу относительно беден и представлен леммингом, полевкой, белкой, лисицей, зайцем, волком, россомахой, северным оленем, лосем, бурым медведем. Отмечены отдельные появления особей белого медведя и одичавших овцебыков. Среди птиц – рябчик, куропатка, шилохвость, чечетка, утка, гусь, лебедь. В водоемах в изобилии – таймень, ленок, хариус, нельма, голец, чир, муксун, омуль, пелядь, ряпушка, щука.



Западная часть территории на левобережье р. Оленек отнесена к особо охраняемым природным территориям республиканского значения – ресурсный резерват «Бур».

В этнический состав населения входят якуты, эвенки, эвены, русские, украинцы и другие народности России. Единственным населенным пунктом с постоянным населением на площади листа является с. Сиктях на левом берегу р. Лена. Население занимается охотой, рыболовством, животноводством, заготовкой кормов в районе села, устьев рек Мэнкэрэ, Натара и др. Часть населения сезонно занята в горнодобывающей и геологоразведочной отраслях.

На р. Оленек в пределах территории листа населенных пунктов с постоянным населением нет. Ниже устья р. Пур (Бур) расположен нежилой пос. Склад (Тюмяти), в котором в летний период живут коневоды из пос. Таймылыр, расположенного ниже по течению р. Оленек за северной рамкой листа. Здесь же, в районе устья р. Пур (Бур) с 2006 г. сезонно функционирует пограничный пост от пос. Тикси.

По левобережью р. Лена проходит автозимник, соединяющий с. Сиктях с поселками Жиганск и Кюсюр, расположенными соответственно южнее и восточнее территории; нартовая тропа соединяет с. Сиктях с р. Оленек. В ближайшем от восточной рамки территории листа населенном пункте – пос. Кюсюр находятся коммерческие магазины, почта, школа-интернат, медпункт, а также функционирует взлетно-посадочная полоса, пригодная для посадки вертолетов типа Ми-8. На р. Лена в летнее время действуют необустроенные пристани – Джарджан, Сиктях. В устье р. Джарджан расположена действующая метеостанция и круглогодичная перевалочная база ОАО «Нижне-Ленское». В среднем течении р. Молодо расположен крупный сезонный добычной участок предприятия с обустроенным вахтовым поселком и площадкой для приема вертолетов Ми-8МТВ, связанный с перевалочной базой автозимником. В непосредственной близости от восточной рамки листа на левом берегу р. Лена выше устья р. Элиетибие расположена круглогодичная крупная перевалочная база Арктической экспедиции АК «АЛРОСА», базирующейся в пос. Жиганск.

В истории геологических исследований района отчетливо выделяются четыре этапа.

Первый из них, начавшийся во времена первых землепроходцев, завершился работами, связанными с освоением Северного морского пути. В это время геологами ВАГТ В. С. Журавлевым, Ю. М. Ивановым, Б. В. Корневым, Д. С. Сороковым, Д. Н. Архангельским, В. Я. Сычевым, В. М. Муравленко была осуществлена геологическая съемка масштаба 1:1 000 000. Итоги первого этапа подведены изданием в 1957 г. Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 (листы R-50, 51 – Сухана). Составитель К. К. Демочкидов, редактор И. П. Атласов.

Второй этап связан с начавшейся в 1950-е годы планомерной геологической съемкой масштаба 1:200 000, которая осуществлялась геологами ВАГТ, НИИГА: Р. А. Биджиевым, И. М. Битерманом, Д. А. Вольновым, Р. О. Галабала, Н. И. Гогиной, В. А. Гординым, В. Г. Горшковым, Е. Р. Горшковой, А. А. Красильщиковым, Б. Н. Леоновым, Г. М. Любцовой,

Ю. И. Минаевой, Л. М. Натаповым, М. Г. Овандер, Г. М. Покровским, Б. И. Прокопчуком, И. К. Рычаговой, Н. Б. Сибирцевым, С. В. Тищенко, Н. А. Цейдлер, И. В. Школа, Д. С. Яшиным. Эти работы за сравнительно короткий срок были проведены на всех 36 сдвоенных листах и позволили сформировать представления о геологическом строении и полезных ископаемых территории. Во второй половине 1950-х годов и в 1960-е годы (1957–1968 гг). Амакинской экспедицией и ВАГТ проводятся геолого-поисковые работы масштабов 1 : 200 000, 1 : 100 000 с целью поисков коренных и россыпных месторождений алмазов (А. В. Алексеев, Г. Ф. Дорганов, А. Ф. Зиза, М. В. Сусов, А. Н. Вишневский, В. Г. Горшков, Л. А. Зимин, Б. И. Прокопчук, Л. М. Израилев, М. С. Кострюков, К. Г. Видмин-Лобзин, А. И. Кручек, В. Е. Минорин, В. Ф. Кривонос, В. Н. Немец, А. И. Крючков, И. П. Илупин, Л. И. Николаев, И. Ф. Свиридов, Г. А. Ермолаев, В. Н. Войцеховский, В. В. Жуков, И. В. Школа, А. А. Тимофеев, П. Т. Федоров и др.)

В этот период была установлена алмазоносность современного аллювия района, выявлены промежуточные коллекторы алмазов четвертичного, неогенового, юрского, пермского возрастов. Поисково-разведочными работами выделено два полигона в бассейне р. Молодо с промышленным и близким к промышленному содержанием алмазов. В Куойкском, Молодинском, Толуопском полях открыто 19 кимберлитовых тел, восемь из которых прорывают породы трапповой формации. Установлена убогая алмазоносность кимберлитовой трубки Хризолитовая, была составлена карта прогноза Приленского района масштаба 1 : 500 000, разработана методика поисков алмазных месторождений [50ф]. Итогом работ второго этапа служит комплект Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), состоящий из четырех карт и объяснительной записки в 2-х частях, подготовленный под редакцией А. А. Межвилка и Ф. Г. Маркова в 1975 г. и изданный частями в период 1978–1984 гг.

Третий этап, с начала 1970-х годов до 2000–2002 гг., попадает на период, следующий за изданием Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). В течение 1974–1998 гг. в рамках Государственной программы «Север» силами геологов Амакинской экспедиции и ПГО «Аэрогеология» геологической съемкой масштаба 1 : 50 000 был охвачен бассейн среднего течения р. Оленек (реки Чамая, Улахан-Разбойник, Толуопка, Кютюнгде), а также среднего и верхнего течения р. Молодо (А. П. Куракулов, В. Д. Стаднюк, Л. М. Израилев, А. А. Тамбовцев, И. П. Попов, Р. О. Галабала, Ю. М. Сибирцев). В результате ГГС-50 и АФГК-50 было детализировано геологическое строение отдельных площадей, получены новые данные по стратиграфии, геоморфологии и магматизму. Выявлено несколько кимберлитовых тел, приведены перспективы площадей в отношении коренной и россыпной алмазоносности, впервые выявлены и оценены россыпные проявления алмазов в рэтских отложениях.

В эти годы одновременно с геологической съемкой в бассейнах рек Оленек, Молодо, Кютюнгде проводились поисковые работы масштаба 1 : 100 000 и 1 : 50 000. Геологами ГФЭ-6 (г. Якутск) была установлена и оценена золотоносность нижнепермских конгломератов в бассейне р. Экикт

[1ф]. Геологами Амакинской экспедиции впервые была достоверно установлена алмазоносность верхнепермских базальных горизонтов среднего течения р. Молодо, выявлено высокое содержание пиропов алмазной ассоциации в нижнекаменноугольных конгломератах, кроме того, впервые в северо-восточной части Якутской алмазодобывающей провинции была установлена повышенная алмазоносность кимберлитовых пород трубки Дьянга [8ф]. Сотрудниками ИГТ СО АН СССР Н. В. Соболевым и Н. П. Похиленко в гравелитах турнейского возраста обнаружены алмазы. С 1985 г. на междуречье Далдын–Молодо–Толуопка начаты поисковые работы на алмазы и погребенные ореолы минералов-спутников алмазов. На основании результатов выделены четыре перспективных участка для поисков кимберлитовых тел под толщей траппов и отложений верхнего палеозоя [68ф, 86ф] и вскрыта кимберлитовая трубка Ивушка среднепалеозойского возраста [54ф]. Поисково-оценочными и разведочными работами (В. Ф. Кривонос, В. А. Горяшин, В. Ф. Симоненко, Л. И. Николаев, И. Ф. Свиридов, А. В. Баладин, Ю. П. Белик, И. М. Гончаров, Л. М. Израилев, С. А. Тихогласов, В. Н. Поляков, И. М. Осташкин, И. В. Лашкевич, Г. М. Михалюк, О. А. Николенко, П. А. Попков, С. А. Граханов и др.) оценена алмазоносность кимберлитовых трубок Аэрогеологическая, Сестра 19, Сестра 25-1, Сестра 25-2, Вика, Дьянга, а также россыпей рек Молодо, Хастах, Далдын, Ырас-Юрях, Чорбох, Усунку, Куойка, Беенчима, Улахан-Уэттях.

Россыпь Верхнее Молодо отнесена к разряду резервных месторождений. Изучено геологическое строение и характер продуктивных отложений россыпи Молодо, ее алмазоносность, инженерно-криологические и горно-технические условия. В 1998 г. ОАО Нижне-Ленское начало промышленную отработку россыпи Молодо и разведочные работы на россыпях Далдын, Верхнее Молодо, частью продолжающиеся и в настоящее время. Были проведены детальные поиски коренных месторождений алмазов на водоразделе рек Молодо, Далдын, Толуопка и северо-восточном борту Кютюнгдинского грабена и дана оценка перспективности этих площадей для постановки дальнейших поисковых работ на коренные месторождения алмазов палеозойского возраста [62ф]. Кроме того, в результате проведенных работ были доизучены строение и состав древних промежуточных коллекторов алмаза. При проведении геохимического районирования междуречья Молодо–Далдын–Толуопка выявлены наиболее крупные по размеру и интенсивности предполагаемые аномальные геохимические поля кимберлитовмещающих структур. По результатам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных выявлено 17 геофизических аномалий, перспективных на обнаружение кимберлитовых тел. Оценена перспективность площадей междуречья Молодо–Далдын–Толуопка для постановки дальнейших поисковых работ на обнаружение коренных источников алмазов [58ф].

В 1995–1999 гг. проведены ревизионно-поисковые работы масштаба 1:500 000 по Прогнозному объекту [90ф]. По результатам исследований составлены карты алмазоносности междуречья Лена–Анабар масштаба 1:500 000 и Молодинской площади масштаба 1:200 000, карта прогноза коренной алмазоносности междуречья Лена–Анабар и проведено

минералогическое районирование данной площади по типоморфным особенностям МСА. В пределах рассматриваемого района также проводились обширные петролого-геологические, специализированные стратиграфические и другие тематические исследования с широким применением материалов зондирования Земли из космоса в комплексе с геофизическими, геохимическими, геоморфологическими и литолого-петрографическими методами, проведены многочисленные тематические работы (Ф. Ф. Брахфогель, А. Н. Вишнеvский, В. В. Жуков, Л. А. Зимин, В. Ф. Кривонос, Б. Н. Леонов, К. В. Мокшанцев, В. И. Коптиль, В. А. Милашев, М. В. Михайлов, К. А. Никишов, З. П. Корнилова, Ю. К. Плесум, Б. И. Прокопчук, Н. В. Соболев, А. Н. Егоров, Э. А. Шамшина, В. Т. Подвысоцкий, Ю.А. Ломакин, М. Я. Фолисеvич, В. М. Мишнин, С. А. Граханов и др.), изменившие представления о геологическом строении территории. К этому же этапу следует отнести экспериментальные работы по составлению Госгеолкарты-1000/3 листов R-51, 52 [3ф].

Большая часть новых данных была отражена и систематизирована в подготовленных серийных легендах Госгеолкарты-200/2 – Нижнеленской (1999 г.), Уджинской (2002 г.), Суханской (2002 г.) и Оленекской (2000 г.).

К четвертому – современному этапу геологического изучения алмазности территории относятся начатые ОАО «Нижне-Ленское» (г. Якутск) за счет собственных средств в 2006 г. тематические и поисковые работы по объектам «Прогноз-Север» и «Экитский», а также завершенные в 2009 г. средне- и мелкомасштабные прогнозно-поисковые работы на алмазы за счет средств Федерального бюджета Российской Федерации (объект «Оленекский») и Государственного бюджета Республики Саха (Якутия) (объект «Булкурский»), проведенные (2007–2009 гг.) геологами ОАО «Нижне-Ленское». В результате этих работ были выявлены три новых кимберлитовых тела в Хорбусуонском поле, трубка Гоби изучена на глубину до 100 м и впервые доказаны перспективы промышленной значимости россыпей алмаза в рэтских отложениях. С 2010 г. также за счет средств федерального бюджета работы прогнозно-поискового плана на алмазы, охватывающие в том числе и территорию листа R-51, ведутся геологами ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Завершение работ предусмотрено на конец 2012 г. С 2011 г. в бассейне р. Муогдан начаты поисковые работы (объект «Муогданский») на алмазы геологами Арктической экспедиции АК «АЛРОСА» (пос. Жиганск).

Перспективам нефтегазоносности были посвящены работы Н. В. Черского, В. А. Каширцева, А. Ф. Софронова и др. [79]. Было проведено опробование донных отложений рек Оленек, Бур, Лена, Беенчима и др., в результате чего выделены атмогеохимические аномалийные зоны, а также изучены коллекторы и флюидоупоры в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях прогибов. Были также составлены карты угленосности, определены перспективы территории на поиски горючих сланцев с оценкой прогнозных ресурсов (Н. В. Сукач), составлен новый комплект минералогических карт на высоколиквидные полезные ископаемые – апатиты и фосфориты [59ф].

В рукописных работах О. В. Ушаковой приведены результаты бурения Бурской (5)\*, а Л. В. Баташановой и В. В. Забелина – Дьяпальской, Говоровской (6) и Джарджанской (14) скважин. На основе геологосъемочных и картографических работ (масштабов 1:200 000–1:50 000) и с учетом материалов тематических исследований была составлена Геологическая карта Якутии масштаба 1:500 000 – Нижнеоленинский (М. Я. Фолисевиц, Р. О. Галабала и др.) и Западно-Верхоянский (В. С. Прокопьев, А. С. Урзов и др.) блоки (изученную площадь охватывают листы R-51-А, Б и R-51-В, Г). Западно-Верхоянский блок, включающий лист R-51-В, Г, был издан в 1999 г., а Нижнеоленинский блок подготовлен к изданию, но пока так и не издан.

Кроме вышеперечисленных геологосъемочных, поисковых и тематических работ, во ВСЕГЕИ, НИИГА, ЦНИГРИ, ВНИГРИ, СНИИГТиМС, ИГ ЯФ СО АН СССР (ИГАБМ СО РАН), ПГО «Якутскгеология», ПГО «Ленанефтегазгеология», Амакинской экспедиции и других организациях составлены сводные карты разного геологического содержания.

Значительная часть территории покрыта геохимической съемкой масштаба 1:500 000, результаты которой вошли в Геохимическую основу ГК-1000/3.

Сведения о полезных ископаемых вошли в металлогеническую карту Якутии под редакцией И. Г. Волкодава и Л. М. Парфенова.

Геофизические исследования разными методами и с разной степенью детальности охватили всю рассматриваемую территорию. Вся площадь покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1:1 000 000; на значительной части площади Е. В. Янковским, И. И. Истоминым, А. А. Куликовым проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:200 000. В комплекте Госгеолкарты-1000 новой серии были изданы (1978 г.) карта аномального магнитного поля (М. Д. Токусаров и др.) и гравиметрическая карта (С. С. Зубковский). В пределах Северо-Сибирской низменности, а также на юго-востоке территории, на левобережье р. Лена проведены сейсмические работы (МОГТ и МОВ). В них участвовали В. И. Рубинштейн, В. С. Шатова, А. С. Демидов, Э. Г. Никонова, А. И. Мельник, В. В. Ван-Та-И и др. Глубинное сейсмическое зондирование по профилю Воркута–Тикси проводились Н. М. Чернышовым. В 2004 г. закончены работы по составлению цифровой карты гравитационного поля территории Республики Саха (Якутия) (О. Г. Бузикова). Вышеперечисленные геофизические исследования легли в основу создания Геофизической основы комплекта Госгеолкарты-1000/3.

Создание комплекта Госгеолкарты-1000/3 третьего поколения как геолого-картографической информационной основы федерального уровня должно обеспечивать формирование единого информационного пространства в сфере недропользования в рамках общей системы информационной поддержки принятия управленческих решений на государственном уровне.

При составлении карт комплекта дана прогнозная оценка ресурсного потенциала структурно-вещественных комплексов с локализацией площадей,

---

\*Номер на карте фактов.

перспективных на обнаружение месторождений стратегических, остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья в пределах крупных минерагенических провинций, зон и экономических районов.

Основой комплекта карт листа R-51 являются листы Геологической карты Якутии масштаба 1:500 000, изданной в 1999 г., вариант листа R-51-В, Г (Западно-Верхоянский блок, авторы В. С. Прокопьев, А. С. Урзов и др.) и авторский вариант листа R-51-А, Б (Нижнеоленинский блок, авторы М. Я. Фолисевич, Р. О. Галабала и др.), а также экспериментальная Госгеолкарта-1000/3 листов R-51, 52 [Зф]. В зарамочных частях карт приведены различные мелкомасштабные карты и обзорные схемы, иллюстрирующие особенности территории. На тектонических схемах показано глубинное строение территории, геодинамические обстановки, структурные ярусы, типы основных структур региона и главные зоны разломов. Составлены схемы структурно-формационного районирования для главных этапов эволюции региона. Для выделенных структурно-формационных областей разработана схема корреляции геологических образований. Легенда геологической карты листа R-51 составлена в соответствии с легендой Анабаро-Виллойской серии листов и с дополнениями к ней. Ряд используемых в легенде таксонов прошли апробацию в комиссиях СибРМСК.

Объяснительную записку к комплекту Госгеолкарт-1000 листа R-51 – Джарджан составлял коллектив специалистов различных организаций: Центральной поисково-съёмочной экспедиции ГУ ГГП РС (Я) «Якутск-геология», ГУП «Сахагеоинформ», ИГАБМ СО РАН. Авторы глав записки перечислены в оглавлении.

Комплект карт включает цифровую модель в формате ArcView 3.2., которая сопровождается базой данных, представленной в форматах MS Access, MS Word, MS Excel.

---

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

В пределах рассматриваемой территории обнажены или вскрыты скважинами стратиграфические подразделения нижнего протерозоя, рифея, венда, кембрия, карбона, триаса, юры, мела и неогена, представленные как метаморфизованными, так осадочными, осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями.

### ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

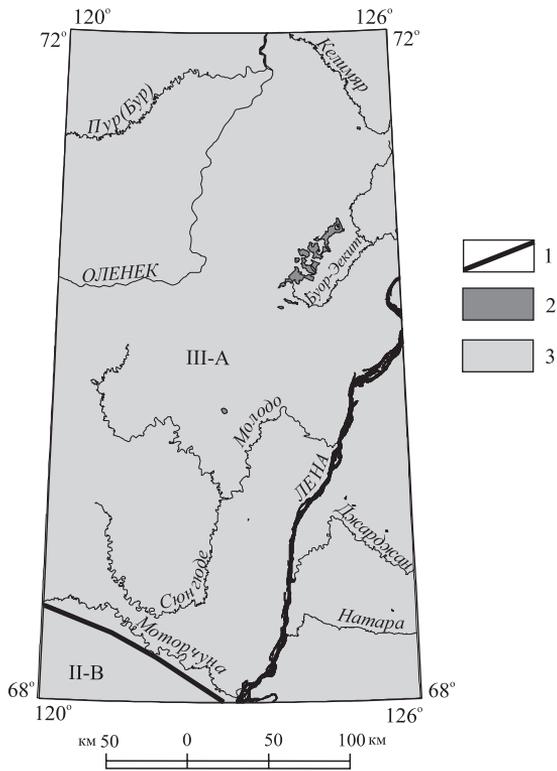
Среди протерозойских образований установлены подразделения нижнего (Карелий) и верхнего протерозоя.

### НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Образования данного возрастного диапазона выходят на дневную поверхность на двух участках: наиболее широко в центральной части Оленекского свода (Сололийское поднятие, Верхнеэкицкий выступ) и весьма ограничено в осевой части Куойкско-Далдынского поднятия (Салабынский выступ); предполагается их наличие в Джарджанской и Говоровской скважинах (рис. 2). Они представлены метаморфизованными и смятыми в складки породами экицкой серии, входящими в состав Оленекской структурно-формационной зоны (СФЗ) Оленекско-Охотской складчатой системы [189] (рис. 3). Эти образования повсеместно со структурным несогласием перекрыты рифейско-фанерозойскими отложениями платформенного чехла; нижняя граница их не вскрыта.

Экицкая серия ( $PR_1ek$ ) впервые изучена и описана И. П. Атласовым в 1953 г. На Оленекском своде ее слагают регионально измененные в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма терригенные, реже вулканогенные образования – сланцы, филлиты, метапесчаники, метаалевролиты, кварциты, метавулканиты, метариодациты, метатрахидациты, маломощные прослои туфов, туффитов. По степени метаморфизма и вещественному составу исходных пород серия расчленена на две толщи.

В составе нижней, песчанико-сланцевой, толщи (700–1600 м) развиты хлорит-кварцевые, биотит-кварцевые и биотит-мусковит-кварцевые, реже биотит-хлорит-кварцевые графитсодержащие сланцы и кварцитосланцы,



**Рис. 2. Схема районирования нижнепротерозойских образований.**

Элементы районирования: II – Алдано-Анабарская складчатая система; структурно-формационные зоны (СФЗ) II-B – Хапчанская; III – Оленекско-Охотская складчатая система; III-A – Оленекская СФЗ.

1 – граница складчатых систем, 2 – выходы нижнепротерозойских образований на поверхность, 3 – площади, где нижнепротерозойские образования перекрыты более молодыми отложениями.

с подчиненными прослоями метапесчаников, метаалевролитов и метавулканитов и кварцитовидных пород. Верхняя, слабо метаморфизованная вулканогенно-песчаниковая, толща (600–1000 м) связана с нижележащими породами постепенным переходом и сложена в основном полимиктовыми, вулканомиктовыми метапесчаниками и метаалевролитами с подчиненными прослоями филлитов, серицит-кварцевых, серицит-глинистых, мусковит-биотит-кварцевых графитосодержащих сланцев, кварцитами, метавулканитами с покровами метариодацитов, метатрахидацинтов, метатрахитов, риодацитов и их туфов.

В Салабынском выступе (бассейн р. Молодо) экильская серия представлена темными метаморфическими породами – сланцами и кварцитами. Предполагаемая мощность экильской серии – до 2600 м [58, 189].

Метаморфические сланцы тонкополосчатые микро-мелкозернистые лепидобластовой, микрогранобластовой, порфиробластовой структуры, лейко-, мезо- и меланократовые. Метапесчаники мелкозернистые массивные и тонкополосчатые с blastosammitovoy структурой, окраска их изменяется от темно-серого до черного цвета в нижней части, в верхней – до светло-серого. В составе тяжелой фракции метапесчаников, выход которой составляет сотые доли процента, присутствуют циркон (до 38%), алмадин (17%), ильменит (13%), турмалин (10%), биотит (6%). В резко подчиненном количестве встречаются эпидот, амфиболы, пироксены.

Акротема	Эонотема	Эратема	Оленекско-Охотская складчатая система – III				Алдано-Анабарская складчатая система – II
			СФЗ Оленекская – III-A				СФЗ Хапчанская – II-B
			Салабынский выступ	Сололийское поднятие		Джарджанская и Говоровская скважины	Мунский свод
			$RF_1sg$	$RF_1sg$		P	$V_2tr$
Протерозойская PR	1650	Верхнекарельская $KR_2$	$PR_1ek$		$\gamma, \gamma\xi PR_1e$ <sup>3</sup>	$PR_1ek$	
		Нижнекарельская $KR_1$					?
Архейская AR	Лопийская LP		AR				

**Рис. 3. Схема корреляции образований раннего протерозоя.**

Названия геологических подразделений: 1 – Мунский массив, габброиды умереннощелочные ( $\varepsilon v PR_1$ ); 2 – эекитская серия ( $PR_1ek$ ); 3 – эекитский комплекс гранитовый ( $g, gx PR_1e$ ).

Пластовые тела металав описаны в нижней части разреза экинской серии и сложены метавулканиитами, представленными светло-зелеными рассланцованными породами с реликтовой лито-кристаллолитрокластической структурой. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, плагиоклазом (ортоклаз), микропегматитами, флогопитом и измененным вулканическим стеклом. Часто встречаются скопления сфена, по которому развивается лейкоксен, встречаются также шестоватые кристаллы сине-зеленого турмалина. Основная масса имеет биотит-полевошпат-кварцевый состав. В составе тяжелой фракции протолочек из метавулканиитов отмечены сфен, турмалин, пирит, а также хромшпинелиды, имеющие облик корродированных октаэдров черного цвета. Встречены единичные зерна эпидота, ромбического пироксена, бледно-розового циркона, розового альмандина и зеленой шпинели.

Химический состав метавулканиитов характеризуется повышенным содержанием кремнезема (до 56,3%), глинозема (до 22,6%) и калия (до 4%) при крайне низких содержаниях натрия (0,16%) и кальция (0,18%) (табл. 1, 2).

Метавулканииты, описанные в верхней части разреза экинской серии, представлены белесыми бледно-зелеными породами микропорфировидного строения. Вкрапленники сложены ортоклазом и, реже, альбитом. Основная масса имеет хлорит-калишпат-кварцевый состав. В составе тяжелой фракции протолочек отмечен циркон двух разновидностей – бледно-розовый, почти бесцветный и мутно-желтый. В виде единичных знаков установлены хромшпинелиды, ромбический пироксен, роговая обманка и эпидот. Рентгенофазовым анализом установлен муассанит [338].

Радиологический возраст метариолитов по валу калий-аргоновым методом –  $1822 \pm 55$  млн лет [190]. Достоверные данные о металлогенической специализации рассмотренных вулканиитов отсутствуют, породы характеризуются повышенными содержаниями золота (0,002–0,3 г/т), серебра (0,3–1,0 г/т) и свинца (галенит составляет до 10% тяжелой фракции протолочек).

Карельский возраст образований экинской серии определяется фактом прорывания слагающих ее пород гранитоидами одноименного комплекса, наиболее древние датировки которых составляют  $2036 \pm 11$ ,  $2111 \pm 20$  Ма (U-Pb метод по циркону). Слабый метаморфизм отложений также свидетельствует скорее всего о раннепротерозойском ее возрасте [37ф, 38ф, 58, 55].

К экинской серии, с учетом имеющихся K-Ar датировок, условно относятся образования, установленные Джарджанской опорной скважиной P-1(14) на глубине 1518 м [35ф] и Говоровской скважиной 1 (6) на глубине 1864 м [65]. Обе скважины были пробурены в районе древнего массива, который существовал на месте Предверхоянского краевого прогиба, на Ленском отрезке от пос. Кюсюр до пос. Жиганск [78, 175]. В разрезе, вскрытом Джарджанской скв. P-1 (14) мощностью 102 м, распространены чередующиеся кристаллические сланцы, кварциты, плагиогнейсы и роговообманковые гнейсы, прорванные жилами гранитов. Эти толщи, ввиду отсутствия достаточных фактических материалов для выделения их в

## Химические составы метаморфизованных вулканогенных пород в эakitской серии, % [75]

Номер пробы	Окислы																Σ
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sup>+</sup> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	ппп	
<b>Метаморфизованные пирокластические образования</b>																	
63-421 (75)	56,32	1,27	22,56	0,06	3,07	3,33	6,40	не обн.	1,46	0,18	0,16	3,94	0,48	7,40	не обн.	7,40	99,65
С-6-2в (75)	54,65	1,22	24,26	0,04	4,79	1,31	6,10	0,001	1,21	0,22	0,25	3,96	0,92			6,99	98,89
С-6-2г (75)	45,13	0,86	18,53	0,16	4,83	2,68	7,51	0,15	1,18	10,01	0,38	3,48	1,17			12,30	99,67
С-6-2ж (75)	48,46	0,68	14,65	0,01	5,43	2,27	7,70	0,19	1,95	4,78	0,06	3,12	10,95			17,33	99,93
С-6-2и (75)	39,46	0,71	15,75	0,04	8,53	1,03	9,56	0,46	0,93	11,94	0,13	2,55	0,64			17,32	98,85
<b>Метаморфизованные трахитовые порфиры из корневой системы даек</b>																	
63-428 (75)	62,17	0,56	14,83	0,13	3,75	4,77	14,52	0,12	4,11	не обн.	0,11	3,97	0,36	4,93	0,27	5,20	99,72
63-429\1 (75)	53,29	0,61	13,12	0,09			19,16	0,13	1,38	0,19	0,10	2,10	1,02			9,56	99,73
63-429 (75)	51,30	0,674	12,56	0,07	8,8	13,2	22,00	0,142	1,42	0,093	не обн.	2,189	0,70			9,78	100,21
444 (75)	68,71	0,41	13,57	0,17	3,46	1,63	5,09	не обн.	2,51	не обн.	0,67	6,71	0,16	2,82	не обн.	2,82	100,06
444\1 (75)	67,43	0,443	13,826	0,12	4,03	2,02	6,05	0,01	2,43	не обн.	0,12	6,66	0,12			2,82	99,95
<b>Метаморфизованные пепловые туффиты трахитов (вулканогенно-осадочные породы эakitской серии)</b>																	
63-405 (75)	69,55	0,75	18,19	0,49	0,5	0,85	1,35	не обн.	не обн.	0,7	0,17	3,16	не обн.	5,44	0,55	5,99	99,86
63-408 (75)	78,37	0,725	14,17	0,46			0,81	0,003	0,14	не обн.	0,04	2,15	не обн.			3,55	99,98
63-418 (75)	79,01	0,486	12,62	0,43	0,454	0,908	1,36	не обн.	0,11	0,086	0,77	1,353	0,02			3,92	99,75

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт Б. Р. и др. [338]; анализы выполнены на квантметре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиками Е. М. Изотовой и О. М. Поповой.

## Химический состав метаморфизованных пород экиитской серии, %

Окислы Номер пробы	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	FeO+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	SO <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>	ппп	Σ	
<b>Метапесчаники и метаалевропесчаники</b>																			
СЭ-53	72,80	0,17	14,35	1,16	2,35	3,51	0,03	1,13	0,3	0,12	2,87	0,01	0,06	0,36	3,19	0,06	0,93	99,53	
СЭ-42	68,40	0,24	16,15	2,17	3,33	5,50	0,06	0,69	0,15	0,09	1,53	0,05	0,25	0,32	5,59	1,38	–	100,08	
60-379	70,72	0,464	16,5			3,34	не обн.	1,65	0,10	1,75	4,012	не опр.	0,17	0,85			1,84	100,55	
60-370	70,13	0,464	14,33			4,47	0,015	1,75	0,085	3,07	4,043	не опр.	0,096	0,37			1,33	99,89	
68-452	65,03	0,45	13,51	1,70	2,52	4,22	0,05	1,71	3,32	3,44	2,08	не опр.	0,17	0,04	2,01	3,85	–	99,84	
БЭ-9	60,09	0,27	18,42	1,25	3,77	5,02	0,04	3,51	0,54	0,48	6,46	0,05	0,39	0,18	3,12	0,17	0,81	99,37	
55-317	69,97	0,494	14,81			4,44	не обн.	1,95	0,771	3,15	2,70	не опр.	0,07	0,17			1,20	99,56	
55-305	70,50	0,486	14,32			4,38	0,01	1,54	1,487	3,59	2,431	не опр.	0,07	0,12			0,75	99,57	
Среднее	68,71	0,38	15,299				0,02	1,74	0,84	1,961	3,28	0,014	0,16	0,3					
<b>Метаалевролиты и метаалевропелиты</b>																			
63-400	62,93	0,736	17,17			6,57	0,051	2,24	0,104	0,612	4,411	не опр.	0,08	0,32			4,06	99,57	
60-378	55,23	0,722	19,33			9,12	не обн.	5,29	не обн.	0,26	5,085	не опр.	0,10	0,36			4,39	99,53	
60-376	70,27	0,57	14,18			2,66	не обн.	1,66	0,316	0,12	7,387	не опр.	0,10	0,47			2,40	99,66	
60-374	64,40	0,29	16,47	0,87	1,8	2,67	0,06	0,37	3,66	3,28	3,0	не опр.	не опр.	0,02	1,57	4,12	–	99,89	
60-373	66,02	0,484	15,41			6,33	не обн.	2,96	0,484	0,12	4,927	не опр.	0,104	0,47			3,00	99,84	
50-307	72,20	0,46	13,93			3,69	не обн.	1,36	0,946	2,61	3,08		0,085	0,16			1,42	99,78	
Среднее	65,18	0,54	16,18					2,31	0,92	1,17	4,65		0,07	0,3					

<b>Углистые и пестроцветные сланцы</b>																		
63-426	60,06	0,773	20,11			6,15	не обн.	2,03	не обн.	0,08	5,89	не опр.	не обн.	0,41			4,55	99,64
63-413	73,47	0,428	14,93			0,78	не обн.	0,87	не обн.	0,04	4,05	не опр.	0,02	0,17			5,09	99,67
63-406	81,07	0,34	10,77			0,67	не обн.	0,60	не обн.	0,21	3,37	не опр.	не обн.	0,17			2,82	99,85
СЭ-84	57,9	0,39	20,06	2,58	4,58	7,16	0,04	2,88	0,24	0,26	5,31	0,02	0,07	0,42	4,44	0,17	0,37	99,31
60-375	59,24	0,67	18,39	2,20	5,47	7,67	0,04	4,16	не обн.	0,17	5,06	не опр.	0,18	0,24	3,94	не обн.	-	99,52
60-371	70,68	0,48	14,16	3,52	0,93	4,45	не обн.	2,22	не обн.	0,15	5,25	не опр.	0,17	0,04	2,54	не обн.	-	100,10
БЭ-23	60,87	0,43	16,15	1,69	5,44	7,13	0,05	4,12	0,9	1,5	4,97	следы	0,35	0,14	2,97	0,28	не обн.	99,72
БЭ-12	72,23	0,19	12,04	1,05	3,09	4,24	0,03	2,57	0,54	0,4	4,4	0,02	0,10	0,12	2,18	0,16	0,5	99,5
БЭ-11	66,21	0,22	14,55	1,19	4,01	5,20	0,03	3,11	0,45	0,46	5,12	0,12	0,25	0,26	3,2	0,17	0,3	99,39
БЭ-10	61,34	0,44	16,23	1,01	5,48	6,49	0,05	3,9	1,51	1,66	4,38	0,18	0,39	0,02	2,48	не обн.	0,46	99,51
Среднее	66,307	0,44	15,74				0,024	2,65	0,26	0,49	4,78	0,03	0,15	0,199				

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов (Протерозой..., 1989) и выполнены в лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР (ныне – ИГАБМ СО РАН) аналитиками Е. М. Изотовой и В. В. Гамяниной.

отдельное подразделение, отнесены к экинской серии условно. В верхней части кристаллические сланцы существенно затронуты процессами выветривания. Возраст метаморфических сланцев с глубины 1562 м по К-Аг методу – 1794 млн лет [225, 65].

Говоровской скважиной 1 (б), вскрыта толща метаморфизованных терригенных пород – микросланцев серицит-кварцевых, кварцево-серицитовых, биотит-кварцитовых, кварц-биотитовых и хлорит-биотит-кварцевых алевропесчаников и алевролитов мощностью 361 м [6ф]. В. В. Граусман относит отложения, установленные в разрезе Говоровской скважиной, к уктинской свите среднего рифея [89].

## **ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА**

Верхнепротерозойские образования листа R-51 представлены отложениями рифея и венда.

### **РИФЕЙСКАЯ ЭОНОТЕМА**

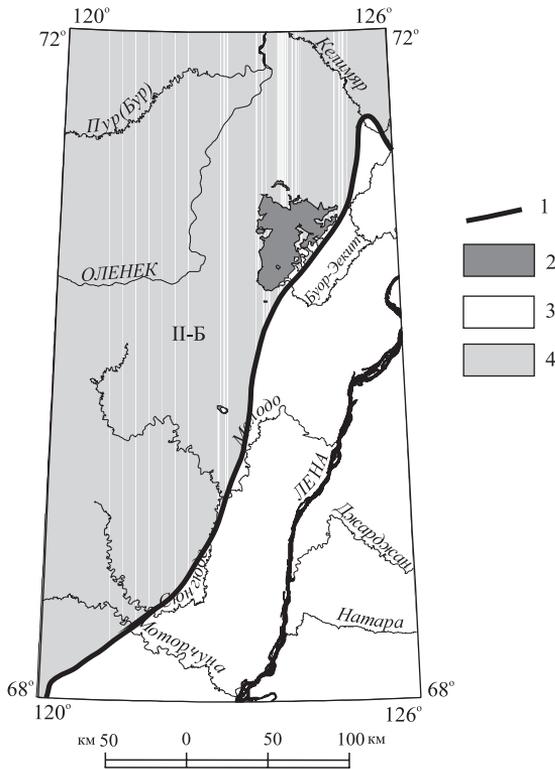
Рифейские образования наиболее полно развиты в северной части рассматриваемой территории, где вскрыты Бурской скважиной или обнажены на Сололийском поднятии (Оленекский свод) (рис. 4). Здесь установлены отложения всех трех эратем, относящиеся к Оленекской СФЗ Уджинско-Нижнеленской структурно-формационной области (СФО). Южнее (Молодо-Оленекское междуречье) объем рифейских отложений значительно сокращается (Салабынский выступ Куойкско-Далдынского поднятия), а на большей части восточных и юго-восточных районов территории листа R-51 (бассейн р. Лена) они, по всей вероятности, отсутствуют.

В рифее Оленекского свода выделяются четыре региональных горизонта [330] (учурский, айчанский, керпильский и лахандинский), основой которых послужили горизонты наиболее изученного Учуро-Майского района – Сибирского гипостратотипа рифея [290]. Отложения уйского горизонта отсутствуют (рис. 5) [93ф].

По своему происхождению и составу рифейские толщи – это мелководные терригенные и терригенно-карбонатные образования. С них начинаются образования платформенного чехла, они залегают с размывом и резким угловым несогласием на сложно дислоцированных метаморфизованных образованиях нижнего протерозоя [38ф].

### **Нижнерифейская эратема**

Выходы нижнерифейских отложений на поверхности прослеживаются в виде полосы шириной 10–15 км, протягивающейся в северо-восточном направлении на 70 км от среднего течения р. Кютюнгде через долины ручьев Сыгынахта, Ортоку-Эекит, Бургалджи и р. Сололи (Сололийское поднятие). Разные исследователи делят их то на две свиты – сыгынахтахскую и кютюнгдинскую [93ф], то на три свиты [338, 37ф, 38ф], вычлняя из нижней



**Рис. 4. Схема геологического районирования образований рифейского зона.**

Элементы районирования: П – Уд-жинско-Нижнеленская структурно-формационная область (СФО); П-Б – Оленекская структурно-формационная зона (СФЗ).

1 – граница структурно-формационной области, 2 – выходы рифейских образований на поверхность, 3 – рифейские образования отсутствуют или не установлены, 4 – рифейские образования перекрыты более молодыми отложениями.

части сыгынахтахской свиты осорхятинскую свиту. Сыгынахтахская свита также установлена в бассейне р. Молодо (Салабынский выступ).

Сыгынахтахская свита (RF<sub>1sg</sub>) выделена И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой (1962) в бассейне р. Кютюнгде со стратотипом (94) в долине р. Сыгынахтах и опорными разрезами (73) в бассейнах рек Ортоку-Эекит, Бургалджи. Ее обнаженность слабая. Породы свиты, с конгломератами в основании, залегают с размывом и резким угловым несогласием на нижнепротерозойской экитской серии, участками на ее коре выветривания мощность до 1,5 м [38ф], 3–4 м [338] или на раннепротерозойских интрузивных образованиях. Перекрываются они согласно, иногда с размывом, существенно карбонатной кютюнгдинской свитой. Сыгынахтахская свита представлена песчаниками кварцевыми, полевошпат-кварцевыми зеленовато-серыми с линзовидными прослоями кварцито-песчаников глауконитовых, гравелитов, конгломератов, алевролитов; в основании залегают валунно-галечные кварцевые конгломераты, гравелиты, песчаники. Разрез ее имеет четырехритмичное строение. В общем виде разрез нижних трех ритмов представлен песчаниками пестроцветными – серыми, кремво-серыми, розово-серыми, зеленовато-серыми, красными, вишневыми полимиктовыми и вулканомиктовыми разнозернистыми, с подчиненными прослоями глауконитсодержащих кварцевых песчаников, с линзами и прослоями гравелитов. Нижняя толща сложена сероцветными терригенными

породами, для средней характерны мелкозернистые пестроцветные глауконитсодержащие фации, верхняя толща состоит из песчаников светлых, сероцветных мелко-среднезернистых глауконит-кварцевых. Верхний ритм сложен грубообломочными терригенными прибрежно-морскими отложениями: внизу линзовидно чередующимися пластами конгломератов, гравелитов, песчаников светло-серых, серых средне- и крупнозернистых кварцевых и полевошпат-кварцевых, связанных между собой постепенными переходами; вверху – чередованием гравелитов кварцевых, песчаников кварцевых гравийных и мелкозернистых, алевролитов. Кластогенный материал состоит из кварца, кварцитов, кремней и составляет до 70% от основной массы породы. Окатанность его различная: крупные обломки имеют угловатую, угловато-округлую форму, более мелкие – хорошо окатанные. Однообразная по составу свита имеет весьма пестрый облик, обусловленный частой сменой по вертикали и латерали линзовидно чередующихся литологических разновидностей пород. Мощность свиты от 65 м на юго-западе до 250 м в стратотипическом разрезе [80, 3ф, 38ф].

Минеральный состав тяжелой фракции относительно стабилен. Ведущими минералами повсеместно являются циркон (50–80%) и турмалин (5–25%); на р. Бургалджи они в ассоциации с пиритом, на р. Сололи – с рутилом (3–5%), ильменитом (2–10%), брукитом (до 1%), корундом, анатазом, шпинелью, роговой обманкой, эпидотом, гранатом, магнетитом, в отдельных пробах – с галенитом, сфалеритом, халькопиритом; на р. Бургалджи в отдельных протолочках отмечены знаки золота.

Радиологический возраст основания свиты, определенный по глаукониту К-Аг методом, составляет 1435–1380 млн лет, что отвечает раннему рифею (бурзянию) [38ф, 338].

В бассейне р. Молодо (Салабынский выступ) сыгынахтахская свита представлена своей нижней, грубообломочной, частью, залегающей несогласно на экипской серии нижнего протерозоя. Своеобразный облик имеет свита на севере площади листа R-51 (бассейн р. Бур), где она вскрыта Бурской скважиной 341-0 (5) в интервале глубин 3192–2970 м (рис. 6). Состав ее – алевролиты, аргиллиты преимущественно серые, серовато-зеленые, иногда пестроцветные тонкослоистые, очень монотонные с тонкими частыми прослойками (от 1 до 5 см) песчаников мелкозернистых. Эти породы образуют пачки (от 20 до 100 м), разделенные прослоями (до 2–5 м) песчаников грубозернистых. Вскрытая мощность свиты 222 м. В отличие от естественных обнажений, в разрезе скважины, при характерном циклическом строении свиты, значительно уменьшается количество грубозернистых терригенных пород и преобладают алевролиты и аргиллиты [93ф]. В. В. Граусман и другие исследователи [87] выделяют свиту в интервале глубин 3208–3122 м, где вскрыты относительно тонкие терригенные образования (аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников) видимой мощностью 86 м. В интервале 3066–2999,6 м выявлены акридархи *Leiosphaeridia minutissima* (N a u m.), *L. obsuleta* (N a u m.), *L. crassa* (N a u m.), *L. jacutica* (T i m.), *Satka squamifera* (P j a y.), *S. favosa* (J a n k.), *Simia annulare* (T i m.), *Tchuja zonalis* (S t a n.) и др., нитчатые водоросли *Polyedryxium* sp., *Floris* sp. (опред. Т. Ф. Субицкой). По комплексам

акритарх и аналогии с естественными разрезами свита отнесена к нижнему рифею [87ф].

Кютюнгдаинская свита (RF<sub>1</sub>kg) выделена И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой (1962 г.) в бассейне р. Кютюнгде (правый приток р. Оленек) со стратотипом (98) в низовьях р. Сыгынахта, где согласно, иногда с размытом [38ф] налегает на сыгынахтахскую свиту. Граница между свитами проводится по первому пласту доломитов с *Kussiella kussiensis* K r y l. [338].

Свита имеет преимущественно карбонатный состав и сложена чередующимися пластами и пачками доломитов, водорослевых и оолитовых известняков, песчаников глауконитсодержащих, алевролитов, аргиллитов; отмечены прослои и линзы кремнистых пород, включения кремней, ангидритов. Делится на три подсвиты.

Нижняя подсвита (70–80 м) представлена доломитами, алевролитами, песчаниками, известняками водорослевыми серыми, светло-серыми, красновато-серыми, вишнево-серыми; в основании ее гравелистые глауконитсодержащие песчаники и доломиты, вверху – горизонт зеленовато-серых доломитов с караваеобразными обособлениями красных и вишнево-серых биогерм строматолитов, со стяжениями серых и зеленовато-серых кремней (мощность 12–18 м).

Среднюю подсвиту (80–90 м) формируют доломиты и известняки водорослевые кремово-серые с линзами кремней голубовато-серых, зеленовато-серых, алевролиты, кремнистые породы.

Верхняя подсвита (90–100 м) образована доломитами серыми, кремово-серыми, зеленовато-серыми с включениями серых и черных кремней, с линзами и маломощными прослоями глауконитовых песчаников, алевролитов, кремнистых пород, а также горизонтами оолитовых известняков, водорослевых известняков. Полная мощность свиты 240–270 м. Мощность свиты в стратотипическом разрезе – около 260 м.

Радиологический возраст пород свиты, определенный К-Аг методом по глаукониту, составляет 1353–1319 млн лет\* [3ф, 37ф, 12ф]. Вл. А. Комаром (1966 г.) в отложениях свиты определены строматолиты *Kussiella kussiensis* (M a s l.) K r y l., *Nucleella fibrosa* K o m., *Stratifera flexurata* K o m., *S. undata* K o m., *Gongylina diferenciata* K o m., *Colonnella discreta* K o m., а также микрофитолиты *Radiosus ovale* Z a b r. [38ф].

Свита также вскрыта Бурской скважиной 341-0 (5) (интервал глубин 2970–2880 м), где сложена главным образом строматолитовыми доломитами серыми с розоватым оттенком массивными, иногда с хорошо выраженной скорлуповатой отдельностью. В нижней части (около 20 м) отмечаются прослои глинистых, алевролитовых пород. По материалам ГИС, свита отчетливо обособляется от вмещающих пород и хорошо прослеживается по отражающим горизонтам на сейсморазведочных профилях МОГТ. Мощность свиты заметно уменьшается в западном направлении от 90 м в разрезе скважины вплоть до полного ее исчезновения и увеличивается в

---

\* Прим. ред. Вероятно, эти данные следует считать омоложенными, поскольку возраст долеритов уэтяхского силла, рвущих доломиты кютюнгдаинской свиты, полученный уран-свинцовым методом по бадделеиту, составляет  $1473 \pm 24$  [350, 353].

восточном направлении. В Бурской скв. 341-0 (5) В. В. Граусман (рис. 6) в составе свиты (в интервале 3122–2856 м) выделяет две подсвиты: нижнюю – преимущественно терригенную, верхнюю – карбонатную, где в нижнюю подсвиту включена значительная часть (интервал 3122–2970 м) сыгынахтахской свиты, не соответствующая стратотипическому разрезу кютюнгдинской свиты [93ф].

По данным радиологического определения возраста и остаткам строматолитов, породы сыгынахтахской и кютюнгдинской свит отвечают учурскому горизонту.

### Среднерифейская эратема

Среднерифейские отложения, как и нижележащие, обнажены в центральной части Оленекского свода и вскрыты Бурской скважиной 341-0 (5) на его северном склоне. Они установлены на площади шириной до 20 км и протяженностью почти 70 км на Сололийском поднятии в бассейне р. Кютюнгде и ручьев Оччугуй-Сололи, Ары-Мас, а также вскрыты скв. 205 (13) на Салабынском выступе, в бассейне р. Салабын. Представлены они арымасской и дебенгдинской свитами.

Арымасская свита ( $RF_{2ar}$ ) впервые выделена И. М. Битерманом и А. А. Красильщиковым в 1962 г. Стратотип (67) описан в нижнем течении р. Ары-Мас. Свита имеет терригенно-карбонатный состав и сформировалась в условиях морского прибрежного мелководья. На подстилающей кютюнгдинской свите залегает со стратиграфическим несогласием [78], а в районе Салабынского выступа ложится непосредственно на сыгынахтахскую свиту.

В основании свиты (левобережье р. Сололи) в виде изолированных выходов залегает пачка вулканогенных пород (трахибазальтов, базальтов, лавобрекчий и туфов), выделенная ранее Б. Р. Шпунтом [338] как уэттяхская толща (до 40–45 м). Изолированность выходов этих пород обусловлена, вероятнее всего, принадлежностью к разным эруптивным аппаратам, пространственно и генетически связанным с sillом позднепротерозойских долеритов (уэттяхский комплекс). Поэтому можно довольно уверенно предполагать, что толща формировалась в подводных условиях в результате вулканических извержений центрального типа вместе с накоплением осадков арымасской свиты. Радиологический возраст базальтов –  $1340 \pm 66$  млн лет (К-Аг метод по валу) – свидетельствует о формировании вулканической пачки на границе нижнего и среднего рифея, т. е. в основании арымасской свиты [37ф, 38ф]. Вышележащий разрез свиты делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита, терригенная (до 150 м), сложена песчаниками серыми и зеленовато-серыми преимущественно мелкозернистыми, реже среднезернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми, содержащими глауконит, а также песчаниками известковыми, алевролитами и алевропесчаниками. Верхняя, карбонатная (до 140 м), образована строматолитовыми известняками и доломитами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками глауконитсодержащими. Общая мощность свиты 240–290 м.

Близкое строение имеет арымасская свита в Бурской скважине 341-0 (5) (интервал глубин 2880–2561 м), где она так же делится на две под-свиты: нижнюю терригенную (145 м) и верхнюю карбонатную (174 м). Нижняя подсвита сложена песчаниками пестроцветными разномзернистыми, нередко косослоистыми, алевролитами и аргиллитами с прослоями (до 1 м) доломитов серых водорослевых; в верхней части подсвиты преобладают алевролитово-аргиллитовые разности пород, в нижней части, в 8 м от основания свиты, по материалам ГИС, прослеживается пластовая интрузия мощностью до 15 м с высокими скоростями прохождения продольных волн ( $V - 6000-6250$  м/с). Верхняя подсвита образована в основном строматолитовыми доломитами серыми, розовато-серыми с прослоями пестроцветных аргиллитов. Общая мощность свиты в Бурской скважине 341-0 (5) равна 319 м [93ф].

Радиологический возраст пород нижней подсвиты, определенный по глаукониту К-Аг методом, составляет 1250 млн лет, Rb-Sr методом – 1241 млн лет, пород верхней подсвиты (К-Аг метод по глаукониту) – 1165 млн лет [37ф, 38ф, 81ф]. Среднерифейский возраст подтверждается также находками строматолитов *Baicalia minuta* Коm., *Conophyton lituus* Masl., *Collenia frequens* Walc.

В нижней части разреза, изученного по керну Бурской скважины 341-0 (5) (интервал 2856–2735 м), в терригенных породах обнаружены акритархи: *Leiosphaeridia obsuleta* (Naum.), *L. exsculata* (Tim.), *L. minutissima* (Naum.), *L. tenuissima* (Eis.), *L. crassa* (Naum.), *L. jacutica* (Naum.), *Simia annulare* (Tim.), *Oscillatoriopsis zilimica* (Jank.), *Trachytrichoides ovalis* Herm., *Tortunema* sp., *Heliconema turuchanica* Herm., *Trachyhystrichosphaera stricta* Herm., *Centrum quadratum* Stan. и др.; нитчатые водоросли *Siphonophucus attenuatum* Weiss; *Brevitrichoides bashkiricus* (Jank.) (определения Т. Ф. Субицкой и З. Х. Файзулиной). В верхней части (интервал 2735–2560 м), сложенной карбонатными отложениями, обнаружены строматолиты *Tinnia* cf. *patomica* (определения Т. А. Дольник) и микрофитолиты *Nubecularites* cf. *procerulus* Z. Zhur., *Vesicularites* sp. (определения Е. Л. Дробковой) [87ф].

По данным радиологического определения возраста и остаткам строматолитов, образования арымасской свиты отвечают аимчанскому горизонту.

Дебенгдинская свита (RF<sub>2db</sub>) выделена И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой (1962 г.) со стратотипом (85) в среднем течении р. Дебенгде. Характер залегания ее на подстилающих образованиях четко не установлен. По данным А. А. Красильщикова и И. М. Битермана (1970 г.) [78], слагающие ее согласно лежат на арымасской свите; по данным других исследователей, они отделены перерывом, о чем свидетельствует наличие коры выветривания в нижней глинистой пачке и трансгрессивное залегание ее на разных горизонтах арымасской свиты [338]. Свита иногда согласно, участками с размывом, перекрывается отложениями верхнерифейской хайпахской свиты.

В целом свита имеет терригенно-карбонатный состав. Последовательность ее слоев наиболее полно изучена по водоразделам рек Оччугуй-Сололи (66) и Хорбусуонка. Здесь она разделена на пять подсвит.

Первая подсвета (115–120 м) сложена переслаивающимися аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками с маломощной строматолитовой линзой, мелкогалечными конгломератами, гравелитами. Пачки состоят из ритмов, начинающихся с мелкозернистых разновидностей пород (алевролиты, аргиллиты) и заканчивающихся более грубозернистыми (глауконит-кварцевые и кварц-глауконитовые песчаники). Верхняя поверхность пластов песчаников резкая, с четко выраженными волноприбойными знаками, иногда со слабыми следами местного размыва. Вверх по разрезу мощность песчаных прослоев и грубость обломочного материала возрастает.

Вторая подсвета (85 м) состоит из трех пачек известняков серых строматолитовых (стратиферовых) и доломитов с прослоями алевролитов и песчаников зеленовато-серых.

Третья подсвета (130 м) существенно терригенная, представлена алевролитами, аргиллитами, песчаниками зеленовато-серого, серого и грязно-зеленого цветов, что обусловлено разным содержанием глауконита.

Четвертая подсвета (100 м) терригенно-карбонатная сложена преимущественно известняками строматолитовыми с тонкими прослоями алевролитов, аргиллитов и песчаников. Характерной особенностью подсветы является желтовато-бурая окраска пород.

Пятая подсвета (115–120 м) образована доломитами строматолитовыми серыми и розовыми с линзами кремней и редкими прослоями темно-серых, почти черных аргиллитов, а иногда и алевролитов. Песчаники и алевролиты нижних четырех подсвет и известняки второй подсветы дебенгдинской свиты в различной мере обогащены глобулами глауконита.

Общая мощность дебенгдинской свиты – до 555 м.

Радиологический возраст глауконитсодержащих песчаников из низов дебенгдинской свиты –  $1170 \pm 10$  млн лет, из верхов –  $1070 \pm 10$  млн лет [61, 37ф, 38ф]. Наиболее достоверен изотопный возраст дебенгдинской свиты по согласующимся между собой Rb-Sr изохронным и K-Ar возрастным значениям, равным соответственно  $1262 \pm 13$  и  $1287 \pm 16$  млн лет по глаукониту из двух нижних подсвет [85].

В известняках свиты определены строматолиты *Anabaria radialis* Ко m., *A. dirergene* Ко m., *Platella protensa* Ко m., *Conophyton garganicum* Ко m., *Jacutophyton divilgatum* Schar., *J. multiforma* Schar., *Colonnella* sp. и др. Для верхов свиты характерны строматолиты *Colonnella cormosa* Ко m., *Malginella zipandica* Ко m. et Sem., *Stratifera nekulediica* Gol., в основании свиты – *Conophyton metula* Kir., *Jacutophyton cognitum* Schar. Корреляция по строматолитам дебенгдинской свиты приводит к двум различным результатам: часть исследователей [174, 338] относят свиту к среднему рифею, другие – к верхнему рифею на основании того, что присутствующие в дебенгдинских отложениях микрофосилии – *Churia circularis* и *Tawuhia dalensis* появляются только в позднем рифее. Однако за пределами Северной Сибири эти ископаемые присутствуют в заведомо доверхнерифейских отложениях [85].

В Бурской скважине 341-0 (5) (интервал глубин 2561–2052 м) дебенгдинская свита состоит из переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников сероцветных, пестроцветных тонкозернистых тонкослоистых,

с прослойками доломитов, доломитов глинистых, песчаников грубозернистых. В нижней части свиты на отдельных плоскостях напластования аргиллитов отмечаются трещины усыхания. В интервале глубин 2160–2052 м разрез постепенно становится более карбонатным и сложен в основном строматолитовыми известняками или доломитами с прослойками, обогащенными глинистым материалом. Общая мощность свиты 509 м.

По В. В. Граусман (рис. 6) [87ф], в Бурской скважине 341-0 (5) (интервал 2560–2051 м) дебенгдинская свита расчленена на две подсвиты: нижнюю (404 м), преимущественно терригенную, залегающую с размывом на арымасской свите и верхнюю (105 м), карбонатную. Нижняя подсвита содержит богатые комплексы акритарх: *Simia annulare* (Tim.), *S. nerjunica* A. Weiss, *Pterospermopsimorpha pileiformis* Tim., *Leiosphaeridia tenuissima* Eis., *L. jacutica* (Tim.), *L. crassa* (Naum.), *Chuararia circularis* (Walc.) Vidal et Ford, *Leiominuscula minuta* Naum., *Valeria lophostriata* Jank., и др. и нитчатые водоросли: *Polysphaeroides contextus* Herm., *P. ovatus* Herm., *Trachytrichoides ovalis* Herm. и др. (определения В. А. Рудавской, Т. Ф. Субицкой, Г. Видала), свидетельствующие о позднерифейском ее возрасте. Верхняя подсвита содержит единичные микрофитолиты *Vesicularites* sp., *Nubecularites* sp. и редкие акритархи: *Chuararia circularis* и *Tawuhia dalensis* Hofm. [87ф]. Согласно Решению МСК [269], возраст дебенгдинской свиты принимается как среднерифейский и относится к керпильскому горизонту.

### Верхнерифейская эратема

Отложениям данного возрастного интервала отвечает хайпахская свита.

Хайпахская свита (RF<sub>3</sub>hp) выделена И. М. Битерманом и Е. Р. Горшковой в 1962 г. в бассейне р. Хорбусуонка, в районе устья р. Хайпах, где и находится ее стратотип (56, 54). Выходы ее на поверхность установлены в бассейнах рек Хорбусуонка, Дебенгде. Характер контакта с подстилающей свитой точно не установлен. По данным Б. Р. Шпунта [338], на этом уровне установлен размыв; в то же время иные исследователи сообщают о преимущественно согласном залегании свиты на известняках дебенгдинской свиты [37ф, 38ф]. Свита сложена терригенными и карбонатными отложениями. Ее нижняя половина (60–120 м) терригенная; на глауконитсодержащих алевролитах, аргиллитах и песчаниках мощностью 30–50 м залегают песчаники кварцевые, кварц-полевошпатовые глауконитовые мощностью 30–70 м. Верхняя половина (110 м) терригенно-карбонатная, сложена известняками и доломитами, нередко водорослевыми, с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. Мощность свиты 170–230 м [3ф].

На р. Хорбусуонка, выше устья ее правого притока – р. Хатыспыт (64), свита была расчленена на три подсвиты. Нижнехайпахская подсвита (30 м) сформирована песчаниками серыми мелкозернистыми, переслаивающимися с алевропесчаниками и алевролитами темно-серыми с линзовидными прослоями алевролитов и аргиллитов темно-серых, черных; среднехайпахскую подсвиту (70 м) образуют песчаники и алевропесчаники зеленовато-серые,

серые, кремово-серые кварцевые, полевошпат-кварцевые, часто с глауконитом, чередующиеся с аргиллитами зеленовато-серыми тонкоплитчатыми, листоватыми, с прослоями и линзами оолитовых известняков; верхнехайпахскую подсвиту (110 м) слагают известняки водорослевые оолитовые, доломиты, песчаники, алевропесчаники, пестроцветные алевролиты и аргиллиты, сланцы. Мощность хайпахской свиты колеблется в пределах 200–250 м [78, 338]. По данным других исследователей, ее мощность составляет не менее 420 м и даже более, до 600 м [93ф, 81ф]. В Бурской скважине 340-1 (5) (интервал глубин 2052–1564 м) нижняя часть свиты (до 50 м) представлена тонкопереслаивающимися аргиллитами, доломитами глинистыми темно-серыми, зеленовато-серыми, переходящими выше по разрезу в доломиты, строматолитовые доломиты с редкими стилолитовыми швами и с прослойками (3–8 см) аргиллитов темно-серых, черных, с резким запахом сероводорода. Иногда в строматолитовых доломитах отмечаются линзочки, гнезда светло-серых кремней. В интервале 1795–1735 м доломиты перекрываются пачкой гематитизированных песчаников красноцветных, бурых преимущественно мелкозернистых сильно глинистых, часто косослоистых с редкими линзочками более светлых, зеленовато-серых песчаников, сверху – аргиллиты, мергели, доломиты, глинистые доломиты.

Кровля хайпахской свиты условно проводится, по данным ГИС, на глубине 1564 м. В интервале 1561–1566 м в керне, среди карбонатных пород отмечаются следы коры выветривания в виде «доломитовой муки», что позволяет предполагать перерыв в кровле свиты. Мощность свиты 488 м [93ф].

Радиологический возраст пород свиты по глаукониту K-Ar методом определен в пределах 1035–920 млн лет [174], что отвечает каратавию (верхний рифей) [38ф].

Позднерифейский возраст свиты устанавливается также по ископаемым органическим остаткам (строматолитам) в терригенно-карбонатной части разреза: *Conophyton garganicus* K o m., *C. lituum* M a s l., *C. metula* K i r., *Jacutophyton divulgatum* S c h a p., *Inzeria tjomusi* K r y l., *Kotuikania torulosa* K o m., *Jurusania cylindrica* K r y l., что соответствует лахандинскому горизонту региональной шкалы.

По данным В. В. Граусман и О. В. Ушаковой, в Бурской скважине 341-0 (5) (рис. 6) (интервал 2051–1798 м) свита залегает с размывом на отложениях дебенгдинской свиты и охарактеризована комплексом акритарх *Leiosphaeridia crassa* N a u m., *Leiominuscula minuta* N a u m., *Octaedrixium truncatum* R u d., *Leiovalia* sp., *Stritosphaeridium* sp. (определения В. А. Рудаковской), микрофитолитами *Vesicularites lobatus* R e i t l. (определение Л. П. Лыковой), позволяющими отнести вмещающие отложения к верхнему рифею [87ф, 193].

## ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вендские отложения обнажены на Сололийском и Куойкско-Далдынском поднятиях Оленекского свода, а также вскрыты скважинами на севере (Бурская скважина) и юге (Мунская скважина) рассматриваемой территории (рис. 6). В наиболее полном объеме они распространены в Оленекской СФЗ

(Юдомо-Оленекская СФО), где сформированы мастахской, хатыспытской и туркутской свитами; в Уджинско-Мунской СФЗ (Мунский свод) разрез венда сокращен и представлен только туркутской свитой. В восточных и юго-восточных районах территории листа R-51 (бассейн р. Лена) вендские образования отсутствуют (рис. 7).

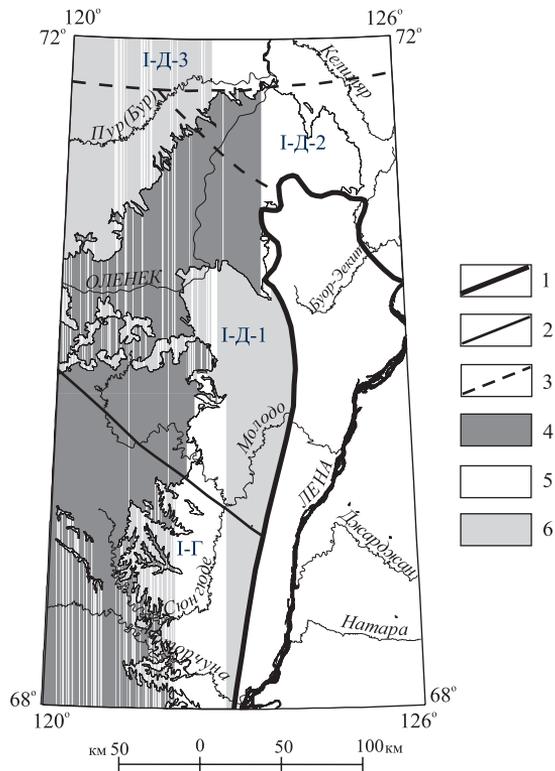
Вендские отложения Оленекской СФЗ образуют единый трансгрессивный цикл мелководных морских, прибрежных и лагунных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений (рис. 8). Мастахская и хатыспытская свиты выделены В. С. Журавлевым и Д. С. Сороковым в 1950 г. со стратотипом на притоках р. Хорбусуонка и реках Мастах и Хатыспыт. Туркутская свита выделена А. И. Гусевым в 1940 г.; ее опорный разрез (52) расположен на левом берегу р. Хорбусуонка, в 11 км севернее устья р. Анабыл [3ф].

Мастахская свита ( $V_{1ms}$ ) наиболее широко распространена по р. Хорбусуонка, водоразделам левых притоков р. Сололи и правых притоков р. Дебенге.

Свита по составу неоднородная, сложена терригенными и карбонатными отложениями, залегающими с угловым несогласием на разных горизонтах рифея. Установленная глубина предмастахского размыва достигает 600 м [55]. Свита делится на две подсвиты: нижнюю – терригенную и верхнюю – карбонатную. Нижняя подсвита (до 40 м) представлена в основном песчаниками грубозернистыми разноцветными кварцевыми, кварц-полево-

**Рис. 7. Схема районирования вендских и кембрийских образований.**

Элементы районирования. Структурно-формационная область (СФО) I – Юдомо-Оленекская; структурно-формационные зоны (СФЗ): I-Г – Уджинско-Мунская, I-Д – Оленекская; структурно-формационные подзоны (СФпЗ): I-Д-1 – Куойско-Оленекская, I-Д-2 – Хорбусуонская, I-Д-3 – Бурская. 1–3 – границы: 1 – СФО, 2 – СФЗ, 3 – СФпЗ, 4 – выходы вендских и кембрийских образований на поверхность, 5 – вендские и кембрийские образования отсутствуют или не установлены, 6 – вендские и кембрийские образования перекрыты более молодыми отложениями.



шпатовыми, с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов; в меньшей мере присутствуют песчаники – от крупнозернистых до мелкозернистых. Нередко в основании подсвиты наблюдались линзы железистых слабосцементированных красно-бурых конгломератов мощностью до 4–5 м.

Верхнемастахская подсвита (до 45 м) сложена доломитами светло-серыми, серыми, нередко известковистыми, реже известняками с линзами серых и темно-серых кремней. В кавернозных разностях доломитов нередко точечные выделения битумов. Общая мощность свиты варьирует от 30 до 90 м.

В тяжелой фракции пород установлена рутил-гранат-цирконовая ассоциация, с содержанием большого количества турмалина, апатита, пирита, единичных знаков золота [81ф].

Находки проблематических микрообразований *Nubecularites uniformis* Z. Zh и г. указывают, по заключению З. А. Журавлевой, на верхнюю часть верхнего протерозоя (вендский комплекс). На р. Хорбусуонка, в 1,9 км выше устья руч. Малый Хаялах, впервые выделена ассоциация микрофоссилий: *Judonaphyton vulgatum* Kolosov, *Uraphyton lenaicum* Kolosov, *U. distenatum* Kolosov, *Salome* sp., *Polytrichoides* sp. В алевролитах терригенной части свиты обнаружены акритархи *Polycavita bullata* Ass., *Zeiosphaeridia pelucida* Scher., *Z. minor* Scher., *Z. porva* Ass., *Z. aperto* Ass., *Stictosphaeridium impexum* Tim., *Macroptycha iniplicata* Tim. [84ф].

В Бурской скважине 341-0 (5) (рис. 6) в Бурском СР (I-A-1) В. В. Граусман [87ф] в интервале 1735–1798 м выделяет мастахскую свиту, к которой относит пачку (интервал 1795–1735 м) гематитизированных песчаников хайпахской свиты рифея, а вышележащие доломиты относит к хатыспытской свите. В то же время другие исследователи, детально изучавшие стратотипы мастахской и хатыспытской свит, делают выводы о выклинивании к северу от Оленекского поднятия песчаников мастахской свиты и фациальном замещении известняков хатыспытской свиты доломитами туркутской свиты [93ф].

Хатыспытская свита ( $V_{1ht}$ ) сложена преимущественно карбонатными отложениями (доломитами, известняками). Залегание их на подстилающей мастахской свите как согласное (правобережье р. Кютюнгде и севернее), так и с небольшим размывом, фиксируемым базальным горизонтом гравелитов и конгломератов (верховья рек Ары-Мас и Улахан-Сололи). Стратотип свиты описан М. С. Якшиным в 1988 г. в бассейне р. Хорбусуонка, у устья р. Хатыспыт.

Свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – терригенную, и верхнюю – карбонатную. Нижняя подсвита (до 25 м) сложена песчаниками светло-серыми, серыми, зеленовато-серыми мелко-крупнозернистыми кварцевыми, реже алевролитами темно-серыми, лилово-серыми, нередко известковистыми, аргиллитами черными, вишневыми, часто битуминозными; в качестве прослоев и линз присутствуют грубозернистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Верхняя подсвита (до 50 м) представлена битуминозными доломитами и известняками, водорослевыми известняками, с подчиненными прослоями песчаников и гравелитов; отмечаются включения черных кремней. Цвет карбонатных пород различный –

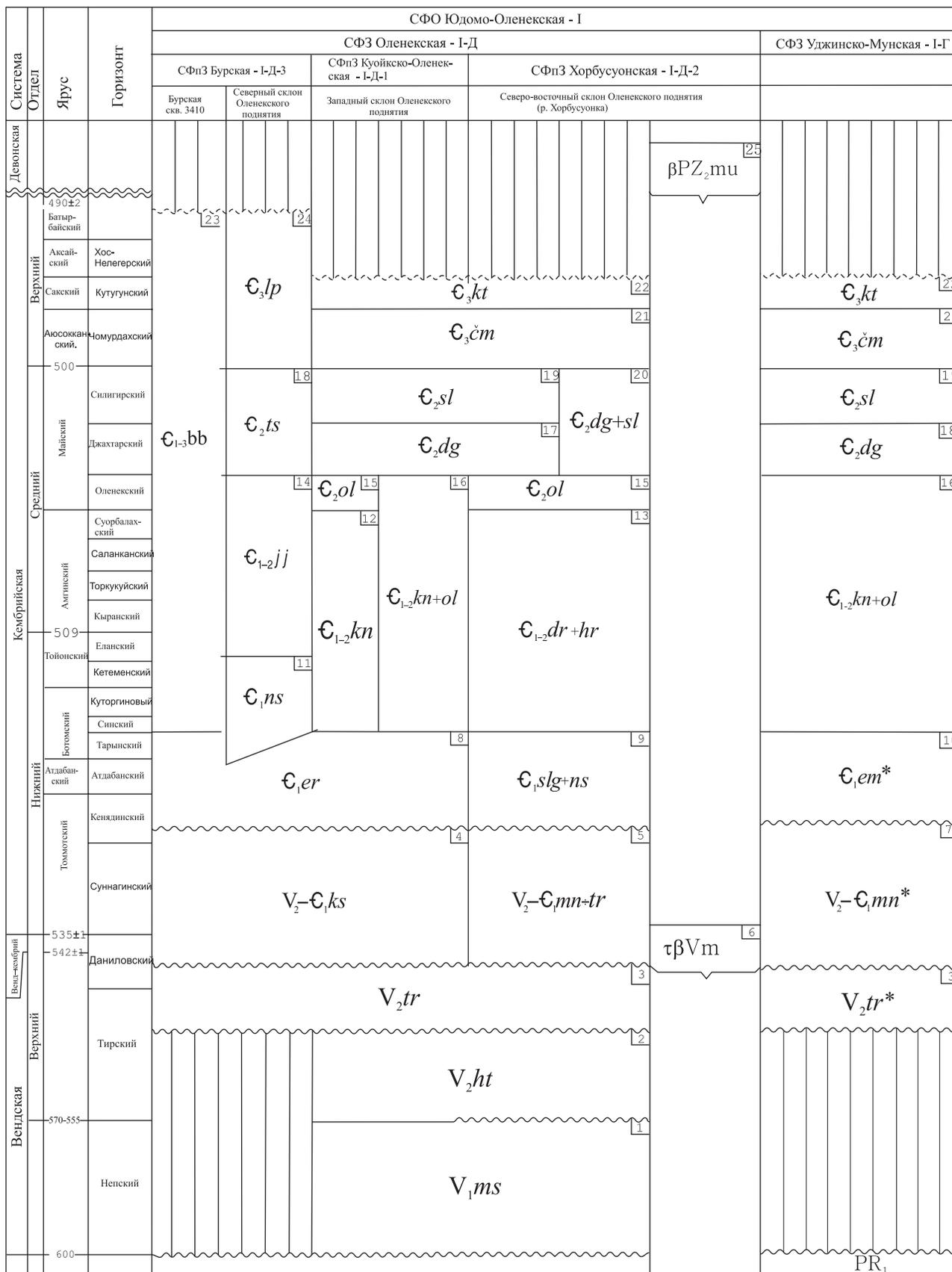


Рис. 8. Схема корреляции вендских и кембрийских образований.

Названия геологических подразделений и магматические комплексы: 1 – мастахская ( $V_1ms$ ) свита; 2 – хатыспытская ( $V_2ht$ ) свита; 3 – туркутская ( $V_2tr^*$ ) свита; 4 – кессюсинская ( $V_2-C_1ks$ ) свита; 5 – монгусская ( $V_2mn$ ), магтайская ( $V_2-C_1mt$ ), тасюряхская ( $C_1tr$ ) свиты объединенные ( $V_2-C_1mn^*tr$ ); 6 – монгусский ( $tbV-C_1m$ ) комплекс трахибазальт-трахитовый; 7 – маныйская ( $V_2-C_1mn^*$ ) свита; 8 – еркекетская ( $C_1er$ ) свита; 9 – сылганаская ( $C_1slg$ ) и ноуйская ( $C_1ns$ ) свиты объединенные ( $C_1slg+ns$ ); 10 – эмяксинская ( $C_1em^*$ ) свита; 11 – ноуйская ( $C_1ns$ ) свита; 12 – куонамская ( $C_{1-2}kn$ ) свита; 13 – джардахская ( $C_{1-2}dr$ ) и хардахская ( $C_{1-2}hr$ ) свиты объединенные ( $C_{1-2}dr+hr$ ); 14 – юнкюлябит-юряхская ( $C_{1-2}jj$ ) свита; 15 – оленекская ( $C_2ol$ ) свита; 16 – куонамская ( $C_{1-2}kn$ ) и оленекская ( $C_2ol$ ) свиты ( $C_{1-2}kn+ol$ ) объединенные; 17 – джахтарская ( $C_2dg$ ) свита; 18 – тюссалинская ( $C_2ts$ ) свита; 19 – силигирская ( $C_2sl$ ) свита; 20 – джахтарская ( $C_2dg$ ) и силигирская ( $C_2sl$ ) свиты ( $C_2dg+sl$ ) объединенные; 21 – чомурдахская ( $C_3cm$ ) свита; 22 – кутугунская ( $C_3kt$ ) свита; 23 – буолкалах-бурская ( $C_{1-3}bb$ ) рифогенная толща; 24 – лапарская ( $C_3lp$ ) свита; 25 – молододуджинский ( $\beta PZ_2mu$ ) комплекс долеритов субщелочных.

Региональные подразделения. Горизонты: вендская система: **np** – непский, **tr** – тирский; венд-кембрийская система: **dn** – даниловский; кембрийская система: **snn** – суннагинский, **kn** – кенядинский, **atd** – атдабанский, **tr** – тарынский, **sn** – синский, **ktr** – куторгиновский, **ktm** – кетемский, **el** – еланский, **kr** – кыранский, **trk** – торкукуйский, **sln** – саланканский, **srb** – суорбалахский, **ol** – оленекский, **dg** – джахтарский, **sl** – силигирский, **cm** – чомурдахский, **kt** – кутугунский, **hsn** – хос-нелегерский.

\*В разрезах скважин.

белый, серый, темно-серый, буровато-серый, кофейно-бурый, черный (у полосчатых разностей). Мощность свиты в стратотипической местности (р. Хатыспыт) – до 60 м; восточнее, в бассейне р. Бэркэжит установлено увеличение мощности до 230 м [38ф].

Возрастная характеристика основана на сборах органических остатков, характерных для нижних горизонтов юдомского (венд) комплекса Сибири – строматолитов *Boxonia grumulosa* K o m., *Peniscollenia emergene* K o m.

В Бурской скважине 341-0 (5) (рис. 6) В. В. Граусман выделяет хатыспытскую свиту в интервале 1545–1735 м [87ф], в то время как Б. Б. Шишкин и другие исследователи считают, что отложения свиты здесь также отсутствуют (рис. 6) [93ф], что согласуется с выводами о выклинивании к северу от Оленекского поднятия песчаников мастахской свиты и фациальном замещении известняков хатыспытской свиты доломитами туркутской свиты.

Туркутская свита ( $V_2tr$ ) установлена как в Оленекской, так и Уджинско-Мунской СФЗ. В Оленекской СФЗ она выходит на поверхность по р. Оленек и ее притокам, в верхнем течении р. Хорбусуонка с притоками, по левым притокам р. Молодо, а также вскрыта Бурской скважиной. Нижняя граница ее с хатыспытской свитой большей частью нечеткая, так как проводится по смене доломитов, отличающихся по структуре, цвету (появлению кремово-серых массивных доломитов). Разными исследователями этот контакт описан и как постепенный [93ф], и как несогласный – по установлению залегания груботерригенных отложений свиты с угловым несогласием на различных горизонтах подстилающих образований, вплоть до рифейских (дебенгдинской свиты). Так, на р. Кютюнгде, в основании свиты описан базальный песчано-гравийно-конгломератовый горизонт преимущественно кварцевого состава мощностью 10–12 м. Конгломераты содержат хорошоокатанные гальки кварца, гранитоидов, кремнистых пород [61]. На р. Хорбусуонка в массивных светлых доломитах, с редкими прослоями водорослевых доломитов, часто пористо-кавернозных, участками отмечаются гипергенные брекчии, которые ранее [336] трактовались как один из признаков перерыва.

Свита почти полностью сложена доломитами, доломитами глинистыми, доломитами битуминозными с линзами оолитовых известняков, с редкими прослоями мергелей, сланцев карбонатно-глинистых, песчаников кварцевых, алевролитов, с тонкими прослойками листоватых аргиллитов. По различиям в цвете, трещиноватости, слоистости доломитов, а также присутствию терригенных прослоев свита подразделяется на три части (пачки) [338]. Доломиты нижней части (45–55 м) имеют преобладающую светло-серую или коричневатую-серую окраску; они сильно трещиноваты, битуминозные (с кавернами). К середине этой пачки приурочены линзы оолитовых известняков. В средней части (120–170 м) разреза доломиты чаще светло-желтые плотные, с редкими прослоями мергелей; в кровле этой части обычно имеются водорослевые округлые образования (или в форме конусов). Эта пачка перекрывается кварцевыми песчаниками (до 10 м), в которых присутствуют гравий и мелкие гальки кварца. Доломиты верхней части (15 м) в основном светло-серые тонкоплитчатые кавернозные, с включениями битума в кавернах, с тонкими прослойками

листоватых аргиллитов; отмечаются также водорослевые доломиты с концентрически-скорлуповатой или полосчатой текстурой. Мощность свиты от 90–190 м (Хорбусуонская структурно-фациальная подзона (СФпЗ) до 250 м (Куойкско-Оленекская СФпЗ) [190, 69ф].

Доломиты туркутской свиты отличаются пористостью; поры неправильной формы, часто заполнены кальцитом, пиритом, битумом, иногда в них присутствуют кварц и флюорит. Тяжелая фракция песчаников представлена единичными знаками циркона, анатаза, граната, турмалина.

Имеющиеся определения возраста пород разноречивы. Более уверенно возраст формирования отложений свиты характеризуют находки строматолитов *Colonnella singularis* Ком., *Paniscollenia emergens* Ком. *Stratifera irregularis* Ком. (Комар, 1966). З. А. Журавлевой здесь определены проблематичные образования и микрофитолиты *Vesicularites bothrydioformis* (Красноп.) З. Zhur., *V. compositus* З. Zhur., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites irregularis* Reitl. Все эти остатки характерны для верхов позднего протерозоя Анабарского массива, точнее для старореченской свиты Анабарского района, сопоставляемой с туркутской свитой.

В Бурской скважине 341-0 (5) (Бурский СР (I-A-1) В. В. Граусман выделяет туркутскую свиту в интервале 1545–1358 м (рис. 6) [87ф], а Б. Б. Шишкин – в интервале 1564–1359 м [93ф].

В Уджинско-Мунской СФЗ туркутская свита вскрыта Мунской скважиной АН-1 в интервале 621–428 м и представлена окремененными доломитами мощностью 193 м [319]. Она залегает непосредственно на нижнепротерозойских щелочных габброидах с возрастом 2326 млн л.

## ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Венд-кембрийские образования распространены в тех же районах, что и вендские (рис. 7), и представлены кессюсинской, объединенными монгусской, маттайской и тасюряхской свитами, а также манькайской свитой (рис. 8). Первые два таксона приурочены к Оленекской СФЗ, последний – к Уджинско-Мунской СФЗ (Юдомо-Оленекская СФО).

Кессюсинская свита ( $V_2$ – $C_1ks$ ) распространена в Куойкско-Оленекской и Бурской СФпЗ Оленекской СФЗ. Она впервые выделена А. И. Гусевым в 1955 г. на р. Керсюке (Кессюсе) (правом притоке р. Оленек), где и описан ее стратотип (59). По имеющимся тогда данным определения возраста она была отнесена А. И. Гусевым к базальным слоям кембрия, а позднее – к верхнему венду–нижнему кембрию [269]. Описываемая свита довольно широко развита на Оленекском своде, где слагает разобщенные тектонические блоки на западном склоне Сололийского и Куойкско-Далдынского поднятий (Хорбусуонская СФпЗ). Разрез ее также вскрыт параметрической Бурской скважиной 340-1 (5). Наиболее полные разрезы ее изучены по рекам Кютюнгде, Улахан-Уэтгах, Харьялах, Керсюке. Строение свиты довольно сложное и фациально изменчиво. Основной состав слагающих ее пород: внизу песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, конгломераты, прослой мергелей, известняков,

доломитов, сверху известняки, известняки глинистые и оолитовые, мергели, прослой песчаников, алевролитов, аргиллитов, гравелитов, конгломератов. Все они обладают очень широким спектром окраски, с преобладанием более темных цветов. Эти отложения, сформировавшиеся в прибрежных и мелководных морских условиях, залегают с размывом на карбонатах туркутской свиты верхнего венда. По вещественному составу кессюсинская свита делится на две подсвиты: нижнюю – существенно терригенную, и верхнюю – преимущественно карбонатную.

Состав нижней подсвиты (до 95 м) на разных участках ее распространения непостоянен. Нижняя ее часть (до 10–12 м) сложена терригенными породами, с преобладанием то тонких (алевролиты, аргиллиты), то грубых (песчаники, гравелиты) их разновидностей; базальные слои (1–3 м) чаще всего представлены гравелитами, конгломератами. Песчаники здесь разнозернистые, кварцевые, с прослоями кремово-серых известняков. Выше (средняя пачка – до 45 м) залегают алевролиты, аргиллиты темноокрашенные (вишневые, коричневые, фиолетовые, зеленоватые), песчаники разнозернистые разноцветные кварцевые глауконитсодержащие, с прослоями мергелей, доломитов, известняков и, редко, с линзами гравелитов и конгломератов. Верхняя пачка подсвиты (до 40 м) представлена чередованием глауконитсодержащих песчаников, алевролитов, аргиллитов различной окраски (темно-серых, темно-зеленых, темно-коричневых, желтовато-коричневых и т. д.). Здесь также отмечены редкие маломощные линзовидные прослой гравелитов, конгломератов, известняков.

В верхней подсвите (до 60 м) также выделяются три пачки. В нижней пачке (до 20 м) заметную роль играют песчаники разноцветные, мелко-, среднезернистые глауконитсодержащие, среди которых в виде прослоев присутствуют известняки. Среднюю пачку (до 30 м) формируют в основном известняки комковатые оолитовые, чередующиеся с мергелями и песчанистыми известняками; цвет карбонатов серый зеленовато-серый, кремово-серый, темно-серый. В верхней части подсвиты преобладают алевролиты, аргиллиты темно-серые, зеленовато-серые, коричневатосерые, с прослоями алевитистых доломитов и лепешковидных темно-серых глинистых известняков. Общая мощность свиты – до 140 м [3ф].

Наиболее заметные фациальные изменения выражены в увеличении роли карбонатных пород (мергелей) на западе территории и нарастании объема терригенных осадков с юга на север. В Бурской СФпЗ в кессюсинской свите отмечены прослой биогермных и микрофитолитовых известняков.

В тяжелой фракции терригенных пород установлены пирит (90%), халькопирит, магнетит, ильменит, рутил, сидерит, пироксен, турмалин, сфен, гранат, циркон. В редких случаях отмечены хромшпинелиды и единичные зерна пикроильменита [69ф, 83ф].

Венд-кембрийский возраст кессюсинской свиты обосновывается находками в ее нижней части акритарх *Leiospheridina minutissima* (N a u m.), *L. laminaria* (T i m.), *L. aperta* A s s., *L. crassa* (N a u m.), *Macrohtycha uniplicata* T i m. и др., характерных для верхней части венда Сибирской и Восточно-Европейской платформ. В верхней части разреза свиты

установлены комплексы скелетных *Hyolithellus tenuis* Miss., *Torelrella lentiformis* (S u s.), *Anabarites trisulcatus* Miss., *Anabaritellus hexasulcatus* Miss., *Aldanella rosanovi* Miss. и др., характерных для зон *Spinulitheca rotunda*–*Anabarella plana*, *Allathesa sana* суннагинского горизонта (томмотский ярус) раннего кембрия [72ф, 69ф].

Монгусская, маттайская и тасюряхская свиты объединенные ( $V_2$ – $C_{1mn-tr}$ ) обрамляют с севера Сололийское поднятие (Хорбусуонская СФпЗ Оленекской СФЗ). Они были выделены Р. О. Галабалой (1992 г.) в бассейне р. Хорбусуонка и к востоку от нее (Хорбусуонская СФпЗ).

*Монгусская свита* залегает с размывом на неровной и выветрелой поверхности доломитов туркутской свиты и согласно перекрывается терригенными породами вышележащей маттайской свиты. Ее стратотипический разрез (48) расположен на руч. Монгус, правом притоке р. Уэся-Уэттах. Свита сложена главным образом вулканогенными породами и характеризуется сложным строением и фациальной изменчивостью. Разрез ее обычно начинается с базального слоя (от 2 до 5 м), выполняющего понижения в кровле туркутских доломитов и представленного песчаниками разнозернистыми кварцевыми битуминозными с маломощными линзами гравелитов. Выше залегает довольно выдержанная по простиранию и мощности пачка, сложенная карбонатными туфобрекчиями, туфоконглобрекчиями, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами, реже лавовыми покровами (0,5–10 м) базальтов, туфов базальтов и трахитов (табл. 3–7). Туфы содержат до 90% обломков угловатой формы, представленных ожелезненными пузыристыми вулканическими стеклами трахитового состава и базальтами. Сортировка и слоистость в них полностью отсутствует. Эта пачка характеризует зону, значительно удаленную от вулканических аппаратов. В строении прижерловых зон наблюдается чередование невыдержанных по мощности лавовых покровов и прослоев псефитовых туфов базальтов, в том числе и спекшихся, которые содержат комплекс скелетной проблематики *Anabarites trisulcatus*. Венчают разрез свиты терригенно-карбонатные породы: песчаники известковистые зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые, известняки светло-серые, серые, зеленовато-серые комковатые с линзами известняков оолитовых, с обрывками микрофауны *Chancelloriidae* gen. et sp. indet. и прослоями аргиллитов коричневых. Мощность свиты 0–40 м [3ф].

В карбонатах отмечается (%): Pb – 0,002; Cu – 0,008; Zn – 0,03; V – 0,02; Cr – 0,006; Co – 0,003; Ni – 0,006; Li – 0,02; Mn – 0,5. В тяжелой фракции конгломератов присутствуют пирит, халькопирит, ильменит, циркон, рутил, гранат и магнетит. В бассейне р. Улахан-Экит по левому ее притоку (руч. Хромитовый) в конгломератах и гравелитах отмечаются хромшпинелиды.

В бассейне р. Хорбусуонка, в верхних горизонтах свиты была собрана микрофауна (*Hyolithellus tenuis* Miss.), которая позволяет отнести их к верхам венда–низам нижнего кембрия [81ф]. Однако вопрос о нижней границе кембрия пока не решен.

## Химический состав покровных образований монгусской свиты, %

Номер пробы	Окислы																ппп	Σ
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO+ Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>			
<b>Базальт из подошвы покрова</b>																		
X-8-2-в (53)	44,03	4,19	13,49	0,42	7,54	6,71	14,25	0,19	7,17	9,54	2,74	0,51	1,97			2,45	98,98	
X-8-2д (53)	44,26	4,27	13,75	0,44	7,86	5,85	13,71	0,21	7,21	10,63	2,24	0,59	1,85			1,60	98,95	
<b>Субофитовый базальт из средней части покрова</b>																		
43-246 (53)	44,44	4,10	13,29	0,49			14,84	0,21	6,74	8,00	3,30	1,73	0,6			2,92	100,06	
<b>Миндалекаменный витробазальт из кровли покрова</b>																		
43-247 (53)	42,97	4,37	13,94	0,49			12,40	0,134	7,23	7,11	4,56	1,24	1,0			5,80	100,25	
<b>Туффит из кровли покрова</b>																		
43-248 (53)	54,76	1,07	18,34	0,11	2,24	2,16	4,40	0,01	4,46	1,24	3,22	8,38	0,83			3,76	99,74	
<b>Туфобрекчия</b>																		
45-251 (55)	40,12	3,03	10,39	0,38	3,66	4,21	7,87	не обн.	7,73	13,67	0,82	4,08	1,04			12,68	100,37	
45-252 (55)	37,71	3,83	12,32	0,52	5,10	4,11	9,21	не обн.	13,38	17,07	1,15	3,45	0,13			0,90	99,54	
<b>Ксенолит базальта в туфобрекчиях</b>																		
X-11-2а (55)	42,27	4,91	15,16	0,46	7,48	5,20	12,68	не обн.	6,97	3,78	2,00	4,10	1,33			6,58	98,92	
X-11-2б (55)	43,08	5,07	16,18	0,54	10,89	2,88	13,77	не обн.	7,87	3,67	2,03	4,00	1,05			2,01	98,21	

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт Б. Р. и др. [338], анализы выполнены на квантметре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиками Л. М. Егоровой, Е. М. Изотовой, З. А. Корякиной, М. А. Слепцовой, Л. М. Шеиной.



71-473\1 (70)	60,02	3,81	16,96	0,93			2,34	не обн.	не обн.	0,001	0,17	14,48	0,83			1,30	100,01
<b>Ксенолит трахитов в туфобрекнии</b>																	
71-476 (70)	64,63	3,99	17,07	0,02			0,74	не обн.	0,66	не обн.	0,08	11,16	0,84			1,65	100,01
<b>Туф трахита</b>																	
71-493	64,28	3,62	14,84	0,23			2,24	не обн.	не обн.	не обн.	0,13	12,74	0,22			1,82	99,90
<b>Туф трахита из кровли покрова субщелочных базальтов</b>																	
С-11-4а	66,71	3,32	13,64	0,68	0,73	1,79	2,52	не обн.	0,75	0,62	0,12	10,47	0,50			1,08	99,91
С-11-4б	67,08	3,23	13,66	0,64	0,74	1,73	2,47	не обн.	0,74	0,80	0,19	10,49	0,68			0,62	99,92
С-11-4в	61,28	3,68	14,78	0,60	0,74	3,28	4,02	не обн.	1,90	0,61	0,20	10,62	1,09			2,29	99,98
<b>Среднее по туфам трахитов (11 проб)</b>																	
	60,88	3,52	14,70	0,52			4,72	0,05	2,21	0,95	0,19	10,25	0,67			2,53	100,52
<b>Туфобрекнии</b>																	
73-483 (70)	44,89	2,13	14,47	0,22	5,37	11,92	17,29	0,10	10,58	0,39	0,31	1,32	0,52	8,00	0,27	8,27	99,94
71-477 (70)	46,96	0,24	8,60	0,49	28,43	4,02	32,45	0,50	1,01	0,84	0,08	0,74	1,76	7,42	0,27	7,69	99,60
<b>Среднее по туфобрекциям (две пробы)</b>																	
	45,93	1,18	11,54	0,36	16,90	7,97	24,87	0,30	5,80	0,62	0,20	1,03	1,14	7,71	0,27	7,98	99,81

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт Б. Р. и др. [338], анализы (кроме 71-471\1, 71-472\1, 71-473\1, 71-476, 74-493, С-11-4а, С-11-4б и С-11-4в) выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиком Е. М. Изотовой. Остальные анализы выполнены в химлаборатории ИГ аналитиком О. М. Поповой.

## Химический состав туфов из покровных образований монгусской свиты, % [84ф]

Окислы Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	Σ
57\1	36,89	2,72	9,56	0,26	2,15	2,59	0,16	12,42	8,40	0,18	4,52	15,75	0,04	99,41
23669	32,95	1,40	7,26	0,25	2,03	0,32	0,04	9,53	16,09	0,32	4,50	23,05	0,18	99,47
20835	29,14	1,52	6,71	0,27	1,75	1,33	0,04	10,09	16,96	0,27	4,75	24,20	0,17	99,48
20832\1	33,39	2,20	7,60	0,32	1,97	2,00	0,07	8,53	14,58	0,22	5,48	20,76	0,06	99,75
20348\2	31,01	1,98	7,70	0,28	4,80	1,10	0,08	7,56	16,62	0,17	4,23	22,34	0,07	99,27
20403\2	29,51	2,05	12,14	0,28	5,24	3,00	0,07	7,80	16,46	0,11	4,36	22,05		100,22
20836\5	37,06	3,32	6,40	0,74	0,66	0,02	0,01	0,60	19,36	0,16	7,78	14,92	1,24	99,68
20364	24,46	1,63	5,06	0,39	0,92	1,54	0,08	12,02	18,58	0,08	5,18	27,75	0,12	99,77
20362	29,83	1,02	6,01	0,16	2,77	1,02	0,10	6,42	20,92	0,14	4,24	26,09	0,07	99,53
20268\1	35,84	1,34	6,01	0,21	4,42	0,53	0,05	8,85	15,85	0,19	3,26	20,67	0,03	99,42
20377	30,08	2,34	9,30	0,31	3,16	1,18	0,04	8,48	15,94	0,17	4,73	23,08	0,19	99,93
20447	36,67	2,30	9,01	0,30	4,25	3,83	0,09	5,86	15,94	0,14	4,22	13,44	0,12	100,19
20487\2	26,68	1,40	6,01	0,25	3,02	0,02	0,05	10,40	18,73		5,00	25,98		99,64
20518\3	30,41	1,94	7,25	0,26	6,21	0,64	0,10	6,40	16,86	0,01	5,13	23,23	0,03	99,35
20506	32,41	1,89	8,00	0,26	1,90	2,73	0,11	4,04	20,51	0,14	5,75	21,20	0,09	100,14

Примечание. Анализы проведены в химлаборатории Амакинской экспедиции аналитиком З. И. Моргун.

Химический состав туффитов из покровных образований монгусской свиты [84ф]

Окислы Номер пробы	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	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	S <sub>общ.</sub>	F	LiO <sub>2</sub>	Pb <sub>2</sub> O	Σ
20448	36,67	2,30	9,61	3,83	4,25	0,09	5,86	15,94	0,14	4,22	0,30	3,48	13,44	0,12	0,13	0,0043	0,0034	100,93
20807	38,56	2,32	9,45	3,72	2,83	0,05	5,57	12,32	0,24	4,51	0,28	3,20	15,93	0,08	0,18	0,0036	0,0046	99,20
208071	38,77	1,62	5,59	1,6	2,35	0,08	9,09	14,37	0,27	4,43	0,16	1,67	19,79	0,06	0,11	0,0053	0,0021	99,89
20338	34,24	0,87	6,46	0,30	2,52	0,07	9,62	15,50	0,12	6,14	0,37	1,18	21,85	0,10	0,13	0,0022	0,0052	99,42

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории кимберлитов ИГ ЯФ СО АН СССР.

*Маттайская свита* имеет терригенный состав и сложена преимущественно аргиллитами, алевролитами темно-серыми, коричневатыми, красноватыми, зеленоватыми. В подошве толщи залегает известняк красновато-серый брекчированный видимой мощностью 1 м. Мощность свиты 55–60 м [3ф].

Возраст обосновывается тем, что в аргиллитах, в 42 м от кровли туркутской свиты, определены сфероморфные виды акритарх и нитчатые микрофоссилии, характерные для верхней части венда Восточно-Европейской и Сибирской платформ, а в 64 м выше подошвы свиты в алевролитах выделен комплекс хиолителминтов, сахитидов, ханцелориидов и моллюсков, характерный для зон *Spinulithesca rotunda*–*Anabarella plana*, *Allathesca sana* суннагинского горизонта томмотского яруса [16ф, 3ф].

*Тасюряхская свита* имеет терригенно-карбонатный состав и сложена песчаниками разномерными известково-оолитовыми глауконитовыми, известняками светло-серыми, серо-зелеными оолитовыми, песчано-оолитовыми плитчатыми, гравелитами, конгломератами. Стратотип (48) расположен на правом борту р. Хорбусуонка, против устья р. Маттая. Мощность 25–40 м.

В карбонатах установлены (%): Pb – 0,002; Cu – 0,002; Zn – 0,05; P – 0,02; Y – 0,01; Cr – 0,008 [81ф]. Свита содержит скелетную проблематику, характерную для зоны *Anabarella plana*–*Allathesca sana* суннагинского горизонта томмотского яруса [16ф, 3ф].

*Манькайская свита* (*V<sub>2</sub>–Є<sub>1mn</sub>*) выделена Б. Г. Лопатиным, С. М. Табуновым и К. С. Забурдиным в 1958–1959 гг. Отложения ее вскрыты Мунской скважиной Ан-1 (16) (инт. 271–428 м) и, к западу за

пределами территории, скв. 203 (Q-50-V, VI) [93ф]. Свита с размывом залегают на окремненных доломитах туркутской свиты венда и согласно перекрывается отложениями эмяксинской свиты. Ее разрез представлен карбонатно-терригенными породами: известняками, известняками глинистыми и песчанистыми, доломитами, мергелями, алевролитами и песчаниками. Цвет породы серый, желтовато-серый. Мощность ее в районе Мунского массива 157 м.

Свита содержит остатки ангустиокреид и протоконодонт, характерных для зоны *Anabarites trisulcatus* позднего венда, в верхах собраны остатки гастропод зоны *Anabarella plana* и хиолитов зоны *Allathesa sana* раннего кембрия [192].

## ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские образования территории листа сформированы отложениями кембрия, карбона и перми.

### КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрия развиты наиболее широко, занимая почти всю его западную половину (рис. 7). Представлены они всеми тремя отделами (рис. 8). Состав их неоднороден, в связи с чем здесь выделены две СФЗ: Оленекская и Уджинско-Мунская, входящие в Юдомо-Оленекскую СФО. По особенностям строения Оленекская СФЗ подразделена на Бурскую, Куойкско-Оленекскую и Хорбусуонский СФпЗ (рис. 8).

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Выходы нижнекембрийских отложений установлены на Оленекском своде, к западу от Сололийского поднятия и Салабынского выступа, а также вскрыты параметрическими и структурно-картировочными скважинами. В Оленекской СФЗ они представлены еркекетской свитой (в Бурской и Куойкско-Оленекской СФпЗ), сылганахской и ноуйской свитами объединенными (Хорбусуонская СФпЗ) и ноуйской свитой (Бурская СФпЗ), в Уджинско-Мунской СФЗ – эмяксинской свитой.

Еркекетская свита ( $\mathcal{E}_1er$ ) впервые выделена в 1940 г. А. И. Гусевым на р. Оленек, в устье правого притока р. Еркекет, где был описан ее стратотип (51). Выходы свиты распространены по обоим бортам р. Оленек и охватывают широкие водораздельные поля ее притоков – рек Харьялах, Илин-Харьялах, Холомолох, Хардах, бассейны верхних течений левых притоков р. Молодо, где свита вскрыта структурно-картировочными скважинами 42 (11) в верховьях р. Чама-Терде и 15 (9) р. Молодо-Хангас-Анабыла [72ф, 69ф] и параметрической скв. 340-1 (5) на р. Пур (Бур) [87ф]. Наиболее полные разрезы описаны по рекам Илин-Харьялах, Кютюнде, Уэттях и ее притокам.

Свита представлена разноцветными глинисто-карбонатными отложениями мелководного морского бассейна. Залегает на подстилающей ее кессюсинской свите с разрывом, согласно перекрывается куонамской свитой и с постепенным переходом ноуйской свитой. В составе свиты преобладают пестроцветные известняки, известняки глинистые, известняки органогенно-обломочные, мергели, в основании присутствуют линзы конгломератов. По литологии и окраске всех пород она подразделяется на три подсвиты [37ф].

Нижняя подсвита (30–65 м), выделяемая как красноцветная, сложена в основном известняками, реже мергелями, нередко глинистыми красновато-серыми, коричневатокрасными, вишневокрасными. В основании ее, в углублениях (до 0,5 м) от размыва подстилающих отложений, нередко залегают конгломераты желтовато-зеленые, серовато-зеленые, бурые. В верхах подсвиты чаще всего наблюдается чередование известняков, мергелей светло-кремовых, сургучно-красных и алевролитов темно-серых. Средняя (пестроцветная) подсвита (30–45 м) характеризуется в целом большим разнообразием окраски слагающих ее известняков и мергелей (зеленоватосерой, светло-коричневой, фиолетовосерой, серой), частой пятнистостью, примесью глинистого материала. В мергелях встречаются лепешковидные стяжения известковистых аргиллитов и глинистых известняков. Верхняя (зеленоцветная) подсвита (10–40 м) сложена глинистыми известняками зеленоватосерыми, светло-коричневыми, серыми с прослоями зеленоватосерых мергелей, светло-серых известняков, темно-серых (с зеленоватым оттенком) алевролитов. Общая мощность еркекетской свиты 70–150 м [3ф]. В Бурской скважине 341-0 (5), по мнению Б. Б. Шишкина [93ф], мощность свиты – 220 м.

В районе Салабынского выступа свита сокращена до 55 м. Больших различий в составе свиты по району не установлено. Однако деление ее разными исследователями неоднотипно. Так, в междуречье Оленек–Молодо И. П. Попов [72ф, 69ф] разделил свиту на две части (пестро- и зеленоцветную), В. Н. Зинченко и другие исследователи в Бурском СР расчленили ее на четыре толщи. Здесь верхняя часть свиты фациально замещается светло-серыми массивными известняками ноуйской свиты.

Карбонатные породы свиты включают зерна кварца, глауконита, пирита. Нередко в них по трещинам развиты гидроокислы железа [37ф].

Возраст еркекетской свиты устанавливается как позднемомотский–раннеботомский по многочисленным находкам органических остатков. В ее нижних горизонтах определены многочисленные хиолиты *Allatheca concinna* Miss., *Crestjahitus ornatus* S u s., *Eenovitatus abnorinis* Val., беззамковые брахиоподы *Aldanotretra sunnaginensis*, *Cruptotreta neguertchenensis*, характерные для верхов томмотского–низов атдабанского ярусов. В средней и верхней частях разреза содержатся микрофитоциты *Nubecularites problematicus* M a s l., *Vesicularites bothrydioformis* (K r a s n.), хиолиты *Tetratheca clinisepta* (S y s.), трилобиты *Pagetiellus lenaicus* (T o l l.), *Triangulaspis annio* (C o b b o l d) и брахиоподы *Semilingula taimyrica* (E i n o r.), характерные для атдабанского яруса.

Кроме того, в скважинах (Бурская СФпЗ) найдены губки *Sulugurella sulugurica* Fedor., *Probetractina polymorfa* Reif., и др. характеризующие атдабанское–ботомское время.

Сылганахская и ноуйская свиты объединенные (Є<sub>1</sub>slg+ns) развиты в бассейнах рек Оленек, Хорбусуонка, Уэся-Уэттях и по возрастному объему соответствуют еркекетской свите.

*Сылганахская свита* выделена Р. О. Галабалой в 1992 г. Опорный разрез ее расположен на р. Сылганах. Разрез свиты представлен преимущественно красноцветными, реже зеленоцветными мелководными морскими карбонатно-глинистыми отложениями. Она залегает несогласно на тасюряхской свите. Ее нижняя граница проводится по появлению пестроцветных пород. Свита сложена преимущественно карбонатными отложениями: красноцветными, реже зеленоцветными известняками, известняками глинистыми, известняками алевролитистыми, в основании с линзами (до 0,5 м) конгломератов. Мощность свиты 60–80 м [Зф].

Возраст сылганахской свиты – томмотский–атдабанский, он определен на основании сборов разнообразных органических остатков: в нижних 20 м разреза найдены брахиоподы *Aldanotreta* sp., которые, по заключению Г. Т. Ушатинской, на Сибирской платформе встречаются в отложениях томмотского яруса (зона *Aldanocyatus sunnaginicus*), а также *Cryptotreta* sp., распространенные в верхней части томмотского и нижней части атдабанского ярусов. Кроме того обнаружены моллюски *Aldanella rosanovi* Miss.; хиолиты *Curtiteca korotovi* Miss., *Spinulitheca kuteinicovi* (Miss.), *Ladatheca annae* (Sys.), *Tchuranitheca curvata* Sys., *Allatheca* cf. *cana* Val., *Turcutheca* cf. *rugata* (Sys.), *T.* cf. *crasseocochlia* (Sys.), и др., гастроподы: *Aldanella rosanovi* Miss., *A. utchurica* Miss., *A. ex gr. attleborensis* (Shab. et Foer.) и др.; хиолительминты *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. cf. grandis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Torelrella curva* Miss.; ханцелориды *Chancelloria fragilis* Vas., *Allonia* cf. *tripodophora* Reid. et Dore, *Stellaria* cf. *lenaica* (Zhur. et Corde); спикулы губок: *Sulugurella sulugurica* Fedor. и др. Данный комплекс, по заключению А. Б. Федорова (СНИИГГиМС) и Н. В. Есаковой (ПИИ), указывает на принадлежность вмещающих пород к томмотскому ярусу раннего кембрия.

В верхних 25 м разреза сылганахской свиты Л. Н. Репиной определены трилобиты *Pseudojudomia* cf. *egregica* Jegor., характерные для середины атдабанского яруса зоны *Pseudojudomia* и *Triangullina* sp., *Archaeaspidirlae* gen. indet. зоны *Pagetiellus anabaria*. В этой же части разреза найдены: хиолиты *Dorsojudatus multicostatus* Sys., *Doliutus porrectus* Mesh., *Burithes elongatus* Miss., *B. erum* Miss. *B. triangularis* Mesh., *Obligatheca acostae* Sys., *Novitathus laevis* Sys., *Eonovitathus* cf. *superbus* Sys. и др.; гастроподы *Pellagiellidae* gen. et sp. nov.; хиолительминты *Hyolithellus tenuis* Miss., *H. grandis* Miss., *H. vladimirovae* Miss., *Torelrella* cf. *biconvexa* Miss., томмотииды *Tommotia* af. *kozlovskii* (Miss.); спикулы губок *Sulugurella applanata* Fedor. Этот комплекс характерен для отложений верхов атдабанского яруса раннего кембрия.

*Ноуйская свита*, описанная А. И. Гусевым в 1939 г. со стратотипом в бассейне р. Хотугу-Ноюо (приток р. Оленек), представлена преимущественно

карбонатными (известняки, мергели) отложениями мелководного открытого морского бассейна. Нижняя граница согласная, проводится по смене пестроцветных пород сылганахской свиты известняками зеленовато-серыми. Ноуйская свита сложена известняками светло-серыми и зеленовато-серыми известняками, известняками глинистыми и доломитистыми, часто с глауконитом. На р. Хорбусуонка она делится на две подсвиты. Нижняя подсвита (30–60 м) сложена серыми, буровато- и зеленовато-серыми известняками, глинистыми и доломитистыми, нередко комковатыми, грубообломочными и бугристослоистыми, верхняя (20–50 м) отличается более светлой окраской пород, менее выраженной их комковатостью и повышенным содержанием глауконита. Мощность ноуйской свиты от 50 до 110 м [3ф].

Возраст свиты позднеатдабанский–раннеботомский. В нижней подсвите установлены остатки трилобитов зоны *Judomia* и остатки брахиопод зоны *Obolella chromatica* верхов атдабанского яруса. Верхняя подсвита содержит остатки брахиопод зоны *Sibirica magna* и трилобитов зоны *Calodiscus*, характерных для верхней части атдабанского и низов ботомского ярусов.

Ноуйская свита ( $\text{Є}_{1ns}$ ) по составу аналогична вышеописанной. Мощность свиты 50–110 м. По находкам органических остатков возраст ее также позднеатдабанско-раннеботомский [40ф, 16ф].

Эмяксинская свита ( $\text{Є}_{1em}$ ) выделена М. Н. Злобиным в 1956 г. Отложения свиты вскрыты Мунской скважиной Ан-1 (16) (инт. 187–271 м). Она согласно залегает на манькайской свите и также согласно перекрывается куонамской свитой. Отложения ее представлены ритмично переслаивающимися пестроцветными известняками, известняками глинистыми, мергелями. Мощность свиты 84 м.

Возраст отложений (томмотский–раннеботомский) установлен по комплексу мелкораквинной фауны и остаткам трилобитов. По заключению А. К. Валькова, томмотские формы мелкораквинной фауны представлены скелетными остатками, характерными для зон *Anabarella plana*, *Allathesa sana*, *A. anabarica*, *Burithes erum*; атдабанские хиолиты характерны для зон *Tetrathesa hexagona* и *Lenathesa groenlandica*; в верхах разреза обнаружены трилобиты зоны *Judomia-Uktaspis* верхов атдабанского яруса и зоны *Bergeroniellus micmacciformis*–*Erbiella* низов ботомского яруса раннего кембрия [192].

## НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

На территории листа в отложения нижнего–среднего отделов представлены куонамской свитой (Куойкско-Оленекская СФПЗ Оленекской СФЗ), куонамской и оленекской свитами объединенными (Куойкско-Оленекская СФПЗ Оленекской СФЗ и Уджинско-Мунская СФЗ), джардахской и хардахской свитами объединенными (Хорбусуонская СФПЗ Оленекской СФЗ), юнкюлябит-юряхской свитой (Бурская СФПЗ Оленекской СФЗ).

Куонамская свита ( $\text{Є}_{1-2kn}$ ) выделена К. К. Демочкидовым в 1957 г. Опорные разрезы описаны по р. Харыялах (правый приток р. Кютюнгде), Бороллуолах (левый приток р. Оленек), Молодо. Наиболее широкое распространение она имеет в верховьях правых притоков р. Оленек, в верхнем

течении р. Молодо и в бассейне р. Далдын. Вскрыта скважинами 42 (11), 15 (9), 1 (12), расположенными в верховьях левых притоков р. Молодо [72ф, 69ф]. Залегает согласно на отложениях еркекетской свиты и согласно перекрывается оленекской свитой. По характерному составу слагающих ее пород (горючих сланцев и известняков, известняков битуминозных, аргиллитов, мергелей с прослоями силицитов и линзами кремней) свита является маркирующей. Сланцы темно-серые, черные тонкоплитчатые, листоватые, известняки коричнево-серые битуминозные, часто окремненные, в виде прослоев отмечены доломиты глинистые, часто битуминозные, аргиллиты, мергели зеленовато-серые. По литологическим признакам в составе свиты снизу вверх выделяются пять пачек. Первая пачка (6–12 м) представлена горючими сланцами и аргиллитами известковистыми битуминозными, местами интенсивно пиритизированными; вторая (7,5–13 м) – мергелями доломитисто-известковистыми, доломитами известковистыми и известняками доломитистыми и глинистыми; третья (37–47 м) – чередованием горючих сланцев, аргиллитов известковистых битуминозных, известняков битуминозных; четвертая пачка мощностью до 1,5 м сложена известняками пятнистыми доломитистыми глинистыми; пятая (3,7 м) – горючими сланцами и аргиллитами.

В районе Салабынского поднятия мощность отложений куонамской свиты резко сокращается до 25 м. Общая мощность свиты составляет 25–75 м.

В нижних горизонтах свиты обнаружены остатки трилобитов *Pagetiellus ultimus* L a z., *Bergero-niellus exsensus* L e r m., *Lermontovia dzevanovskii* (L e r m.), *Paramicmacca petropavlovskii* S u v., *Neopagetina rjonsnitzkii* (L e r m.), *Anabaraspis splendens* L e r m. и др., характеризующие вторую половину ботомского века. В средней и верхней частях разреза установлены остатки трилобитов *Ovatoryctocara granulata* N. T c h e r n., *Kounamkites* ex gr. *multiformis* E g o r., *Oryctocephalites incertus* N. T c h e r n., *Oryctocephalus reticulatus* (L e r m.), *O. vicinus* N. T c h e r n., *Triplagnostus anabarensis* L e r m., *Triplagnostus gibbus* (L i n r s.), *Tomagnostus fissus* (L u n d.), *Paradoxides sacheri* В a r r. и др., характерные для амгинского яруса среднего кембрия.

Джардахская и хардахская свиты объединенные ( $\text{Є}_{1-2}dr+hr$ ) распространены в бассейне р. Хорбусуонка.

*Джардахская свита* выделена Р. О. Галабалой в 1992 г. из состава юнкюлябит-юряхской свиты. Она согласно залегает на ноуйских органогенно-обломочных известняках и согласно перекрывается битуминозной хардахской свитой. Нижняя граница проводится по появлению пестроцветных глинистых известняков. Свита сложена известняками глинистыми зеленовато-серыми, зелеными до красновато-фиолетовых, коричневатокрасных, неравномерно- и линзовидно-пятнистыми, неравномерно плитчатыми. Мощность свиты уменьшается с запада на восток от 60 до 35 м за счет фациальных замещений и увеличения мощности ноуйской свиты.

Ранне-среднекембрийский возраст джардахской свиты установлен по остаткам в верхней половине разреза трилобитов: *Paramicmacca sibirica* L e r m., *Bergeroniellus* aff. *bellus* J e g o r., *Chondragraulus* (A) *nekopina* J e g o r., *Kootenia* sp., характерных для зоны *Paramicmacca petropavlovskii* тойонского яруса и брахиодод: *Homotreta gorianski* P e l m., *Clivosolingulata* sp.,

встречающихся в ботомском и тойонском ярусах. В 7 м ниже кровли обнаружены брахиоподы: *Homotreta vebicula* P e l m., *Acrothela* sp., характерные для амгинского яруса среднего кембрия Сибирской платформы [16ф, 3ф].

*Хардахская свита* выделена в 1992 г. Р. О. Галабалой также из состава юнкюлябит-юряхской свиты с опорным разрезом, расположенным на правобережье р. Хорбусуонка. Свита согласно сменяет пестроцветные известняки джардахской свиты и согласно перекрывается оленекской. Сложена черносланцевыми карбонатно-глинистыми битуминозными отложениями – переслаивающимися известняками серыми, темно-серыми и черными, известняками битуминозными и сланцами глинисто-битуминозными, известняками алевритистыми, со стяжениями известняков, иногда с глауконитом. Битуминозные известняки содержат до 15–25% битума бурого и коричневого цветов, равномерно размещенного по породе или обогащающего микрослойки. В сланцах отмечается повышенная концентрация битумного вещества в виде волнистых слойков (0,005–0,02 мм), линзочек и округлых включений, подчеркивающих микрослоистую текстуру пород. Мощность свиты 30 м, далее на восток она уменьшается в два раза.

Хардахская свита содержит многочисленные остатки среднекембрийских трилобитов и брахиопод зон *Kounamkites* (*Oryocephalus reynoldiformis* L e r m., *Kounamkites multiformis* J e g., *Pentagnostus praecurrens* (W e s t.), *Pagetides spinosus* L a z., *Dolichometopus perfidelis* J e g o r., *Chondranomocare bucculentum* L a z. и др.) в нижней части и *Triplagnostus gibbus*–*Tomagnostus fissus* (трилобиты: *Triplagnostus gibbus* (L i n n a r s), *T. contortus* P o k r. et J e g., *T. arctus* P o k r. et J e g., *Peronopsis scutalis* (S a l t e r), *P. quadrata* (T u l l b e r g), *Tomagnostus fissus* (L u n d g r e n), *T. sibiricus* P o k r. et J e g., *Solenopleura lenaica* L e r m. и др.) в верхней части разреза [3ф].

Суммарная мощность объединенных свит составляет от 50 до 90 м.

Куонамская и оленекская свиты объединенные ( $\text{Є}_{1-2kn+ol}$ ) выделены из-за незначительной мощности куонамской свиты или невозможности их расчленения.

*Куонамская свита* на западе Оленекского свода (Куойкско-Оленекская СФЗ) представлена в своей нижней части (10–15 м) пачкой кремнисто-глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками черными и коричневыми битуминозными, частично окремненными, с прослоями аргиллитов, мергелей; в верхней части (24–35 м) – пачкой горючих сланцев.

*Оленекская свита* (до 60 м) в нижней части сложена светло-серыми известняками, в верхней части развиты пестроцветные глинистые известняки, мергели.

Суммарная мощность объединенных свит в Оленекской СФЗ составляет 100–110 м.

В Уджинско-Мунской СФЗ объединенные куонамская и оленекская свиты обнажены в долинах рек Муна, Моторчуна и их притоков, а также они вскрыты скважинами 54 (15) и Ан-1 (16).

*Куонамская свита* здесь согласно залегает на подстилающих отложениях эмяксинской свиты и согласно сменяется оленекской свитой. Выполнена известняками битуминозными, частично окремненными и сланцами битуминозными. Известняки коричневато-серые до черного цвета, реже

серые и желтовато-серые тонко- и микрозернистые, участками мелкозернистые, тонко- и среднеплитчатые, реже массивные. Сланцы от коричневого до черного цветов тонкослоистые, тонкоплитчатые до листоватых (прослой от 0,01 до 0,2 м, реже до 0,4 м). Мощность свиты колеблется от 20 до 60 м [71ф, 192].

*Оленекская свита* представлена пестроокрашенными глинисто-карбонатными отложениями и сложена чередованием известняков, известняков глинистых красных, коричневато-красных, красновато-серых, зеленых, зеленовато-серых, а также светло-серых (нижние – 10–12 м). Породы часто комковатые, от тонкозернистых до скрыто-кристаллических, средне- и тонкоплитчатые, реже листоватые с бугристыми поверхностями наслоения. Мощность – до 94 м [56, 71ф].

Возраст устанавливается по комплексам трилобитов зоны *Bergeroniellus expansus* ботомского яруса, зон *Paramicmasca petropavlovskii*–*Lermontovia* и *Anabaraspis splendens* тойонского яруса и зон *Orectocara*, *Kounamkites*, *Triplagnostus gibbus*, *Tomagnostus fissus*–*Paradoxides sacheri* амгинского яруса, *Corynexochus perforatus*–*Anopolenus henrici* оленекского горизонта майского яруса [192].

Юнкюлябит-юрская свита ( $\text{Є}_{1-2j}$ ) установлена А. И. Гусевым в 1956 г. на северном склоне Оленекского поднятия. Она согласно залегает на подстилающих породах ноуйской свиты и с постепенным переходом перекрывается отложениями тюссалинской свиты.

Свита имеет преимущественно карбонатный состав и условно расчленяется на три пачки. Первая пачка (13,5–14,0 м) представлена известняками серыми, зеленовато-серыми афанитовыми толсто-грубоплитчатыми с маломощными прослоями мергелей известняковых серовато-зеленых или красноцветных; вторая (29 м) – известняками серыми, иногда пятнистыми афанитовыми разноплитчатыми, неравномерно доломитизированными, переслаивающимися с известняками пестроцветными неравномерно глинистыми; третья (31–32 м) – известняками серыми, зеленовато-серыми афанитовыми, плитчатыми, чередующимися с известняками коричнево-красными неравномерно глинистыми и известняками коричневато-серыми фарфоровидными афанитовыми окремненными.

Общая мощность свиты варьирует в пределах 75–105 м [93ф].

Возраст свиты устанавливается по находкам трилобитов *Pseudanomocarina plana* N. Tern., *P. tabatica* Rep., *Corynexochus tersus* Laz., *C. macrophthalmus* Lerm., *Solenopleura zverevi* Lerm., *Chondranomocare exilis* Jeger., *Phalacroma glandiforme* (Ang.), *Linguagnostus gronwalli* Kob., *Dorypyge olenekensis* Laz., *Dasometopus* cf. *latus* Kor., *Anomocarioides curtus* Peg., *A. divulgatus* Laz., *A. curtus* Peg., *Anomocarina siberica* (Holm. et Ward), *Centropleura oriens* Lerm., *Elyx* cf. *nelegerensis* Kor. и др. [65ф].

## СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекембрийские отложения представлены оленекской свитой (Куойкско-Оленекская и Хорбусуонская СФпЗ Оленекской СФЗ), джахтарской, силигирской свитами (Куойкско-Оленекская, Хорбусуонская СФпЗ

Оленекской СФЗ и Уджинско-Мунская СФЗ), объединенными джахтарской и силигирской свитами (Хорбусуонская СФЗ Оленекской СФЗ), тюссалинской свитой (Бурская СФЗ Оленекской СФЗ).

Оленекская свита ( $\mathcal{C}_{2ol}$ ) впервые упоминается Г. Г. Моором и др. в 1934 г. Опорные разрезы вскрыты в Куойкско-Оленекской СФЗ, в верховьях левых притоков р. Молодо – скважины 1 (12) (р. Чарбох), 42 (11) (р. Чамая-Терде) [72ф, 69ф]. В Хорбусуонской СФЗ эта свита вскрывается на левобережье р. Оленек, в районе устья р. Хардах.

На территории листа она развита вдоль западного, северного и северо-восточного склонов Оленекского поднятия, где представлена пестроцветными глинисто-карбонатными отложениями мелководного морского бассейна. Она согласно залегает на куонамской и хардахской свитах. Нижняя граница с куонамской свитой проводится по резкой смене битуминозных сланцев сероцветными известняками [65ф], а с хардахской – по появлению в разрезе пестроцветных глинистых известняков и смене комплекса фауны [16ф].

Свита сложена известняками пестроцветными глинистыми, доломитистыми, мергелями, прослоями доломитов известковистых, линзами и стяжениями известняков окремненных и кремней. В ее нижней части (30–50 м) размещаются пестроцветные известняки, часто глинистые, характеризующиеся комковатыми текстурами обрушения, в верхней (35–55 м) части в глинистых известняках аналогичного облика отмечаются стяжения кремнистых известняков и кремней. Общая мощность свиты 65–105 м.

Возраст свиты установлен по остаткам трилобитов. В низах разреза они относятся к верхней половине зоны *Tomagnostus fissus*–*Paradoxides sacheri* амгинского яруса, а выше – к зоне *Corynexochus perforatus*–*Anopolenus henrici* майского яруса [3ф, 12ф, 193].

Джахтарская свита ( $\mathcal{C}_{2dg}$ ) выделена В. В. Петропавловским в 1955 г. на р. Джахтар (бассейн р. Оленек). Развита там же, где и оленекская свита. Опорный разрез находится в бассейне р. Оленек и вскрыт скв. 42 (11) в верховье р. Чамая-Терде (Куойкско-Оленекская СФЗ). Она согласно залегает на оленекской свите. Нижняя граница проводится по смене пестроцветных известняков зеленоцветными и смене комплекса фауны.

Свита представлена близкими по составу и облику терригенно-карбонатными отложениями мелководного моря: преимущественно зеленоцветными известняками, известняками глинистыми и доломитистыми, мергелями, линзовидными прослоями обломочно-детритовых и окремнелых известняков. Мощность – до 130 м. Майский возраст отложений определяется по наличию в них остатков трилобитов *Centropleura oriens* L e r m., *Anomocarina gigantea* P o k r., *Anomocarioides limbataeformis* A n g. и др.

На территории Уджинско-Мунской СФЗ джахтарская свита распространена достаточно широко. Разрезы ее описаны по береговым обнажениям рек Муна, Моторчуна, Тас-Кисилике и Сянгюде, а также вскрыты в скважинах 54 (15), Ан-1 (16). Залегает согласно на оленекской свите. Нижняя граница проводится по смене комплексов трилобитов, а также по цветовым и структурным отличиям карбонатных отложений. В разрезе свиты преобладают светлоокрашенные разности глинистых и доломитистых

известняков и мергелей. В отдельных разрезах отмечаются линзовидные прослои обломочно-детритовых и окремнелых известняков. Мощность колеблется в пределах 80–120 м.

Возраст установлен по обширному в видовом отношении комплексу трилобитов, принадлежащих к зоне *Anomocarioides limbataeformis* майского яруса [192].

Силигирская свита ( $\mathcal{C}_2sl$ ) выделена Н. В. Покровской в 1958 г. Опорный разрез в Оленекской СФЗ расположен на левобережье р. Оленек, в устье р. Хардах. Залегание на подстилающих известняках джахтарской свиты согласное. Нижняя граница проводится по появлению в разрезе многочисленных остатков трилобитов и прослоев черных горючих сланцев. На р. Оленек, в районе устья р. Хардах она проводится по подошве горизонта конгломерато-брекчий, а в бассейне р. Хорбусуонка по исчезновению афанитовых кремнистых известняков. Свита представлена сероцветными глинисто-карбонатными отложениями открытого морского бассейна: известняками, известняками глинистыми, алевролитисто-глинистыми, доломитисто-глинистыми водорослевыми, битуминозными, мергелями, доломитами, линзами конгломератов, конглобрекчий и крупнообломочных брекчий обрушения. В верхней части свиты увеличивается количество битуминозных известняков и уменьшаются, вплоть до полного исчезновения, доломитистые известняки. Мощность 35–120 м. Силигирская свита содержит комплекс трилобитов зоны *Lejopyge laevigata*–*Aldanaspis truncata* майского яруса среднего кембрия [3ф, 12ф, 193].

Опорные разрезы силигирской свиты описаны в береговых обнажениях рек Муна, Моторчуна, Сяунюде. Залегает свита на джахтарской согласно. Граница с ней проводится по появлению в разрезе многочисленных остатков трилобитов *Lejopyge laevigata* Dal m. Представлена свита ритмично чередующимися светлоокрашенными карбонатными и глинисто-карбонатными отложениями мелководного открытого морского бассейна и по составу сходна с подстилающей джахтарской свитой, но отличается ритмичным характером строения и комплексом трилобитов. На склонах Куойско-Далдынского и Мунского поднятий мощность варьирует в пределах 30–70 м. В скв. 54 (15) мощность силигирской свиты составляет до 118 м.

Возраст установлен по комплексу трилобитов зоны *Lejopyge laevigata*–*Aldanaspis truncata*, определяющим верхи майского яруса среднего кембрия [192].

Джахтарская и силигирская свиты ( $\mathcal{C}_2dg+sl$ ) объединенные распространены на северо-северо-востоке Оленекского поднятия (Хорбусуонская СФЗ). Впервые выделены Р. О. Галабалой [16ф] из состава тюссалинской свиты. Отложения согласно залегают на известняках оленекской свиты и связаны с ними постепенным переходом. Нижняя граница проведена по исчезновению прослоев красноцветных глинистых известняков и появлению в значительных количествах светлых афанитовых разностей кремнистых известняков. Для свит характерен однообразный, преимущественно известняковый состав. Джахтарская свита сложена известняками, известняками глинистыми, доломитистыми и кремнистыми,

силигирская свита – известняками глинистыми, доломитисто-глинистыми, мергелями, доломитами, линзами конгломератов и конглобрекчий. Проведение границы между джахтарской и силигирской свитами возможно только по палеонтологическим данным; в средней части монотонного разреза последней обнаружена карбонатная олистострома, выше которой установлена фауна силигирского горизонта. Отложения фациально изменчивы даже на небольших расстояниях (10–20 км), как с юга на север, так и с запада на восток.

Мощность джахтарской свиты 90–130 м. Мощность силигирской свиты 35–120 м. Общая мощность – до 250 м.

Возраст силигирской свиты установлен на основании находок по всему разрезу трилобитов *Cyclolorencella paraxigua* (R o z.), *Shoriella optata* N. Tchern., *Prochuangia exposita* Salekh., *Lejopyge laevigata* Dal m., *L. calva* Robison., *L. armata* (Linnars.), *Kontrastina samodiica* Ros. и др., относящихся к зоне *Lejopyge laevigata*–*Aldanaspis truncata*, соответствующей силигирскому горизонту майского яруса среднего кембрия. Они перекрыты брекчийей, относящейся к чомурдахской свите. Непосредственно под брекчийей собраны трилобиты *Lejopyge armata* (Linnars.) [16ф].

Тюссалинская свита (*Є<sub>2ts</sub>*) впервые изучена А. И. Гусевым в 1956 г. Впоследствии из ее состава Р. О. Галабала выделил в Хорбусуонской СФпЗ джахтарскую и силигирскую свиты. Опорный разрез тюссалинской свиты изучен у устья р. Юкэбил-Юряге. Она связана постепенным переходом с подстилающими отложениями юнкюлябит-юряхской свиты; граница проводится условно по исчезновению в разрезе красно-бурых известняков последней.

Свита делится на две пачки. Нижняя пачка представлена преимущественно известняками доломитистыми желтовато- и зеленовато-серыми, доломито-глинистыми с бугорчатыми поверхностями напластования, реже известняками плитчатыми светло-бежевыми тонкозернистыми плотными, мергелями зеленовато-серыми, известняковыми песчаниками, гравелитами с редкими прослоями (мощностью 2–3 м) известняковых конгломерато-брекчий. Верхняя пачка сложена известняками светло-бежевыми, светло-коричневыми доломитистыми тонкозернистыми, тонко- среднеплитчатыми, с неровными, бугорчатыми поверхностями напластования, нередко сутурированными. Часты прослои известняков песчано-гравийных детритовых, массивные слои (до 2,5 м) биогермно-биостромных эпифитоновых известняков доломитистых.

Общая мощность свиты 200–240 м согласно одним авторам [65ф] и 75–100 м – другим [16ф].

Возраст свиты определен как верхняя часть майского яруса по остаткам трилобитов *Agnostidae* sp., *Phalacroma glandiforme* (A n g.), *Ph. longifrons* (Lerm.), *Peronopsis fallax* (Linnars.), *Buitella angusta* Khr am., *B. olenekensis* Laz., *Anomocarioides novus* N. Tchern., *Onchonotellus conusoides* Laz., *Aldanaspis enodata* Ros., *Schoriella optata* N. Tchern., *Maiaspis mirabilis* N. Tchern. и др. [65ф].

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекембрийские отложения на территории листа представлены чомурдахской, кутугунской свитами (Оленекская и Уджинско-Мунская СФЗ), а также лапарской свитой (Бурская СФпЗ Оленекской СФЗ).

Чомурдахская свита (Є<sub>3</sub>чт) выделена С. Ф. Духаниным, К. С. Забурдиным и др. в 1958 г. на левобережье р. Оленек, в бассейне р. Чомурдах, где описан стратотип. В Оленекской СФЗ залегает согласно на подстилающих отложениях силигирской свиты и связана с ней постепенным переходом. Граница между ними проводится по смене фаунистических комплексов. Чомурдахская свита сложена сероцветными ритмично чередующимися известняками, обычно глинистыми, мергелями, с многочисленными линзовидными прослоями известняков органогенно-обломочных, кремнистых и битуминозных, маломощными прослоями горючих сланцев; отмечаются линзы конглобрекчий и конгломератов. Количество прослоев и содержание битумов увеличивается вверх по разрезу. Мощность свиты 110–140 м [Зф], на склонах Куойкско-Далдынского поднятия (Куойкско-Оленекская СФпЗ) составляет 60–150 м. Возраст свиты определен на основании многочисленных находок остатков трилобитов *Acidaspidella limata* R o s., *Proagnostus bulbus* (B u t t s), *Oedorhachis tridens* O p i k., *Sukhanaspis gravis* L a z., *Buttsiella dilattata* (G o g i n), *Cheilocephalus triquetrus* L a z. и др., характерных для зоны *Agnostus pisiformis*–*Proagnostus bulbus*, а также трилобитов *Glyptagnostus stolidotus* O p i k., *Pseudagnostus (Pseudagnostus) ampulatus* O p i k., *Stigmatoa* sp., *Oxyagnostus apicula* O p i k. и др., относящихся к зоне *Glyptagnostus stolidotus* чомурдахского горизонта аюсокканского яруса верхнего кембрия [16ф, 3ф].

Чомурдахская свита в Уджинско-Мунской СФЗ развита вдоль восточного борта Суханской впадины, по левобережью рек Моторчуна, Сюнгюде, в верховьях р. Хастах. Согласно, с постепенным переходом залегает на силигирской свите. Нижняя граница литологически не выражена и проводится по смене фаунистических комплексов.

Свита включает в себя ритмично чередующиеся слабобитуминозные карбонатные и глинисто-карбонатные отложения: известняки серые, зеленовато-серые, глинистые, доломитистые, плотные, плитчатые и массивные, известняки довольно рыхлые тонкоплитчатые, тонкослоистые и мергели с маломощными прослоями глинистых сланцев. Мощность – от 60–80 до 150 м [56, 54].

Возраст установлен по трилобитам зоны *Agnostus pisiformis*–*Homagnostus fecundus* и *Glyptagnostus stolidotus*. Стратиграфический объем свиты соответствует аюсокканскому ярусу [192].

Кутугунская свита (Є<sub>3</sub>кт) выделена С. Ф. Духаниным в 1965 г. В Оленекской СФЗ развита в бассейне р. Оленек, на бортах Кютюндинского прогиба (Куойкско-Оленекская СФпЗ), с опорным разрезом в долине р. Оленек (по левому берегу), ниже устья р. Кютюнгде, напротив устья р. Торкукуй [83ф]. Налегание на чомурдахскую свиту согласное; граница проводится по подошве известняков с массовым количеством трилобитов

*Glyptagnostus reticulatus* (A n g.). Перекрывается она с размывом и корами выветривания отложениями разного возраста [3ф].

Разрез свиты представлен ритмичным чередованием известняков коричневатого- и зеленоватого-серых алевролитистых, глинистых и доломитистых с маломощными прослоями мергелей и горючих сланцев. Мощность – до 110 м. Возраст кутугунской свиты позднекембрийский, установлен по многочисленным остаткам трилобитов *Glyptagnostus reticulatus* (A n g.), *Inmitagnostus inexpectans* (K o b.), *Aphelaspis buttsi* (K o b.), *Eugonocare olongdensis* A. Z a k h., *Yurakia yurakiensis* R o s., *Kaninia sitiganensis* A. Z a k h. и др., характерных для зоны *Glyptagnostus reticulatus* низов сакского яруса [3ф].

Кутугунская свита в Уджинско-Мунской СФЗ распространена там же, где и подстилающая ее чомурдахская свита. Налегание на чомурдахскую свиту согласное, литологически нечеткое, граница проводится по подошве известняка с массовым количеством трилобитов *Glyptagnostus reticulatus* (A n g.). Представлена переслаивающимися известняками глинистыми, доломитистыми плотными, плитчатыми и массивными, известняками довольно рыхлыми тонкоплитчатыми, тонкослоистыми и мергелями с маломощными прослоями глинистых сланцев; отличается повышенным количеством прослоев битуминозных глинистых аргиллитов. Мощность 30–150 м [56].

Кутугунская свита содержит комплекс трилобитов зоны *Glyptagnostus reticulatus*–*Olenaspella evansi* сакского яруса позднего кембрия [192].

Лапарская свита (*Є<sub>3</sub>lp*) выделена В. А. Первунинским в 1958 г. со стратотипом в бассейне р. Лапар (приток р. Бур). Отложения распространены в пределах северного склона Оленекского поднятия, где вскрыты скважинами [36ф] и обнажаются по рекам Бур (Пур), Оленек, Хорбусуонка. Опорные разрезы расположены в бассейнах рек Оленек и Хорбусуонка, Олонго. Свита согласно сменяет среднекембрийские отложения тюссалинской или силигирской свит и перекрывается отложениями перми.

Разрез свиты представлен карбонатными рифовыми отложениями, преимущественно водорослевыми или онколитовыми, замещающимися к востоку известняками. По литологическому составу лапарская свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита (до 100 м) сложена доломитами светлыми сероватыми, буроватыми, зеленоватыми, коричневатыми массивными и плитчатыми, редко глинистыми, и водорослевыми их разностями. В верхней подсвите (до 80 м) в разрезе присутствует значительное количество прослоев водорослевых биогермных доломитов, а также явные признаки мелководности: кося слоистость, трещины усыхания, следы капель дождя. Мощность свиты – до 200 м.

Позднекембрийский возраст обоснован единичными находками остатков трилобитов *Buittaspis spinosa* P o k r., *Taenicephalina* cf. *levisensis* (R a s e t t i) и *Hemirhodon* sp. из нижней части свиты и *Kuraspis obscura* N. T c h e r n. (определения Н. П. Лазаренко) из ее верхов [16ф, 17ф]. Трилобиты *Buittaspis spinosa* P o k r. из нижней части свиты (по мнению Н. В. Покровской) позволяют отнести вмещающие их отложения к более высоким в стратиграфическом отношении горизонтам, чем чомурдахский и кутугунский [52, 68].

## НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Отложения нижнего–верхнего отделов на территории листа вскрыты Бурской скважиной 341-0 (5) в зоне сочленения южного склона Лено-Анабарского прогиба и северного склона Оленекского поднятия (Бурская СФпЗ Оленекской СФЗ). Они представлены нерасчлененными рифогенными образованиями буолкалах-бурской толщи.

Буолкалах - бурская толща ( $\text{Є}_{1-3\text{bb}}$ ) выделена и изучена в буровых скважинах Б. Б. Шишкиным и А. В. Исаевым в 1999 г. Ее стратотипический разрез вскрыт Бурской скважиной 341-0 (5) в интервале 1000–474 м. Толща согласно, с постепенным переходом, залегает на палеонтологически охарактеризованной еркекетской свите и перекрывается пермскими терригенными отложениями. Представлена доломитами известковыми, глинистыми, редко водорослевыми с прослоями известняков онколитовых, доломитистых и глинистых; в верхней части отмечены прослой мергелей, песчаников, линзы аргиллитов с включениями ангидрита. Мощность 526 м. В интервале 569–561 м Л. П. Лыковой выявлены микрофитоциты *Nubecularites catagraphus* Reitl. На основании стратиграфического положения в разрезе возраст толщи условно принимается как ранне-позднекембрийский. По вещественному составу толща не имеет возрастных аналогов в естественных обнажениях Восточного Прианабарья и Оленекского свода [93ф].

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на территории листа представлены нижним отделом и входят в состав Хатангско-Нижнеленской СФО, Уджинско-Оленекской СФЗ (рис. 9). Они распространены только в пределах Кютюндинского грабена, где сформированы лагунно-континентальными карбонатно-терригенными грубообломочными породами, лагунно-морскими карбонатными и глинисто-карбонатными гипсоносными образованиями и прибрежно-морскими карбонатными отложениями, объединенными в титехскую серию [215].

## НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Титехская серия делится на две подсерии – нижнетитехскую и верхнетитехскую.

Нижнетитехская подсерия ( $\text{C}_{1\text{tt}_1}$ ) состоит из нуччаюрягинской и толуопской свит.

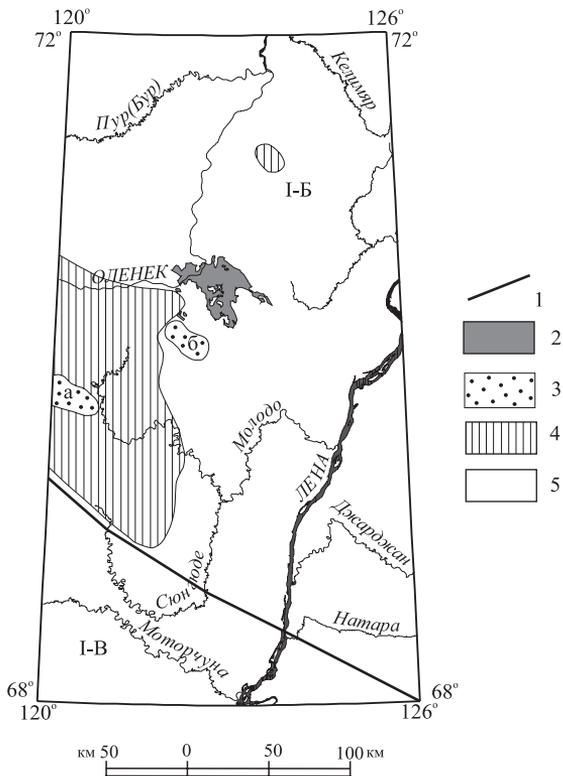
Нуччаюрягинская свита с размывом залегает на разных горизонтах венда или кембрия. В стратотипической местности, в низовьях р. Нучча-Юряге, левом притоке р. Оленек, в свите отчетливо обособляются три пачки [83ф, 215].

Первая пачка образована конгломератами светло-серыми плотными, с песчано-карбонатным цементом. Обломочная часть представлена валунами

**Рис. 9. Схема районирования среднепалеозойских ( $S_2-C_1$ ) образований.**

Элементы районирования: 1 – Хатангско-Нижнеленская структурно-формационная область (СФО); структурно-формационные зоны (СФЗ): I-Б – Уджинско-Оленекская, I-В – Среднеоленинская.

1 – границы СФЗ, 2 – выходы осадочных отложений нижнего карбона на поверхность, 3 – площади развития позднедевонско-раннекаменноугольного толуупско-мерчимденского кимберлитового комплекса (а – Мерчимденское поле, б – Толуупское поле), 4 – площади развития среднепалеозойского молододуджинского долеритового комплекса, 5 – площади, где среднепалеозойские образования отсутствуют или не установлены.



и галькой глинистых известняков, доломитов, кремней, реже кварцев. Мощность базальной пачки 3,2 м, варьирует в интервале 2–10 м.

Вторая пачка сложена песчаниками, с единичными пластами алевролитов. В ее нижней части отмечаются прослои кирпично-красных и розовых мергелей. Песчаники грязно-зеленовато-серые, мелко-, реже тонко- и разнозернистые полевошпат-кварцевые, с линзами гравелитов в верхней части. Алевролиты голубовато-серые глинистые. Мощность пачки достигает 21,6 м.

Третья пачка состоит из доломитовых мергелей, мергелей и аргиллитов. Мергели доломитовые розово-красные, коричневатобурые, зеленовато-серые с комковато-скорлуповатой отдельностью и тонкоплитчатые, иногда прослоенные аргиллитами коричневыми и зеленовато-серыми тонколистватыми рыхлыми. Мергели красновато-коричневые тонкозернистые. Прослои (1,6 м) аргиллитов голубовато-серых и желтовато-коричневых с линзами (до 0,1 м) рыхлых глин редки. Отмечаются горизонты с многочисленными лепешковидными и шаровидными конкрециями крупнокристаллического пирита. Мощность третьей пачки – до 28 м.

На остальной территории свита представлена только конгломератовой пачкой, при этом мощность ее увеличивается до 15–25 м. В верховьях р. Угюс-Юрюе, правом притоке р. Оленек, мощность конгломератовой пачки увеличивается за счет появления в верхней части пласта (2,5–10,5 м)

гравелитов светло- и зеленовато-серых, почти белых, с небольшим количеством мелкой гальки, с редкими маломощными линзующимися прослоями известковистых песчаников. В наиболее мощных разрезах между конгломератами и гравелитами фиксируется пласт (до 2,8 м) песчаников желтовато-серых известковистых мелкозернистых рыхлых с линзами и прослоями плотных гравелитов. В гальке светло-серых известняков встречены остатки трилобитов верхнего кембрия, свойственных кутугунской свите, и кремненные известняки и силициты, характерные для пород амгинского яруса Оленекского поднятия. В базальной (конгломератовой) пачке отмечены находки алмаза и пиропов [83ф].

Наибольшие мощности свиты (до 50–58 м) свойственны ее стратотипической местности, на остальной территории преобладают мощности до 15–25 м [83ф, 37ф, 215, 268]. Турнейский возраст основывается на единичных находках в пачке песчаников на р. Кютюнгде растительных остатков *Pseudolepidodendron igrischense* (A. R. Ananie nov. comb.) [215].

Толуопская свита залегает согласно на третьей или с размывом на второй и первой пачках нуччаюрягинской свиты. Она образована однообразной толщей коричневатой- и желтовато-серых известняков в чередовании или с прослоями глинистых пелитоморфных доломитов. Для известняков нижней части характерны желваки и прослои кремней, жеоды кварца и целестина, верхней – повышенная глинистость и загипсованность пород. На плоскостях напластований глинистых известняков встречаются знаки волновой ряби, трещины усыхания, глиптоморфозы по галиту. В известняках присутствуют массовые скопления остатков брахиопод *Camarotoechia biplex* (Tolm.), *Shuehertella lens* (White), *Spirifer ussiensis* Tolm., *Tomiproductus elegantulus* (Tolm.) и др., двустворок *Cypricardinia blstriata* (Portl.), *Sanguinolites abdenensis* Ether, *Pemopecten tenue* Kon., *Aviculopecten praelineatus* Kon. и др., водорослей рода *Staurofucus*, обычны растительные остатки *Stauropteris* sp. nov., *Radicites* sp., *Minussopteris tricauliaceae* Radcz., *Pteridorachis* sp. [83ф, 215, 268]. Комплекс брахиопод позволяет отнести вмещающие их отложения к позднему турне и может быть сопоставлен с тайдонским горизонтом Кузбасса, ханельбиринским горизонтом северо-запада Сибирской платформы и хамамытским горизонтом Верхоянья [268, 190, 215]. Палинокомплексы из керна скважин по рекам Толуопка и Нючча-Юряге [215] также указывают на приуроченность спектров этих комплексов ко второй половине турнейского века. Мощность свиты по району 45–60 м, причем максимальная отмечается в стратотипическом разрезе по р. Толуопка, правому притоку р. Оленек. Мощность нижнетитхеской подсерии достигает 115 м.

Верхнетитхеская подсерия ( $C_{1tt_2}$ ) состоит из кысылхаинской и удаганской свит.

Кысылхаинская свита согласно залегает на подстилающих породах. В стратотипе свиты, расположенном на горе Кысыл-Хая в левом борту р. Оленек напротив устья р. Кютюнгде, выделяется пять литологических пачек [83ф].

Первая (17,5 м) представлена пестроцветными, преимущественно красноцветными глинистыми мергелями с пакетами чередования аргиллитов

и гипсов (до 60%), в виде прослоев, линз или прожилков. В восточной и центральной частях Кютюнгинского грабена мощность пачки уменьшается до 12 м.

Вторая (27 м) сложена слабозагипсованными (до 10%) аргиллитами красными, буровато-красными и светло-коричневыми, с подчиненными прослоями мергелей. Для пачки характерны выдержанные прослои и желваковидные стяжения голубовато-серого ангидрита. В восточной части грабена мощность пачки увеличивается до 32 м.

Третья (7,5 м) состоит из гипсоносных красноцветных аргиллитов; прослойки и прожилки кристаллических сахаровидных и волокнистых гипсов составляют от 40 до 80% от объема породы пачки. Мощность пачки по долине р. Кютюнде увеличивается до 13 м.

Четвертая (3,3 м) сложена карбонатно-терригенными породами: гравелитами, песчаниками, глинисто-карбонатными известняками и мергелями с линзами гипсов. В гравелитах обнаружены алмазы, пиропы и пикроильмениты. В центральной части грабена карбонатно-терригенная пачка замещается пачкой (9,6 м) чередования аргиллитов, мергелей и гипсов.

Пятая (4,9 м) состоит из мергелей голубовато-серых, красновато-бурых, с прослоями и секущими прожилками розового сахаровидного и белого тонковолокнистого гипса.

Стратиграфическое положение свиты определяется частью раннего визе [268] на основании согласного залегания между фаунистически охарактеризованными отложениями толуопской (позднее турне) и удаганской (раннее визе) свитами и по ряду литологических признаков условно сопоставляется с нижнетундринской подсвитой Норильского района [268; Решения... 1982]. Мощность свиты – до 60–80 м.

Удаганская свита согласно залегает на гипсоносных мергелях кысылханской свиты. По литологическим особенностям выделяются две пачки.

Первая образована переслаиванием известняков пелитоморфных разнозернистых доломитистых тонкоплитчатых и известняков относительно массивных мелкозернистых, с прослоями органогенных глинистых известняков. На плоскостях напластований обычны знаки волновой ряби и трещины усыхания. Пачка характеризуется выдержанностью состава и мощности. Вторая – мергелями доломито-известковистыми желтовато- и зеленовато-серыми, переслаивающимися с известняками желтовато-серыми. В основании пачки – прослой (0,7–1 м) водорослевых известняков. В средней части – маркирующий горизонт (2,1 м) коричневых плотных известняков [83ф, 215, 37ф].

Многочисленные остатки остракод *Paraparchites unicornis* Zan., *P. okeni* Muen., *Gliptopleura kutungdensis* Zan. и др., фораминифер *Eoendothyransopsis ermakiensis* Leb., брахиопод, двустворок и мшанок позволяют датировать содержащие их отложения ранним визе и сопоставлять с верхней половиной подъяковского горизонта Кузнецкого бассейна [37ф, 83ф, 215]. Мощность свиты 50–55 м. Мощность верхнетитехской подсерии достигает 135 м.

В пределах Оленекского свода широкое распространение имеют предпермские коры выветривания. Установлены площадные, остаточные,

линейные и переотложенные коры выветривания, преимущественно монтмориллонитового, реже гидрослюдистого и каолинового составов, развитые на породах протерозоя, кембрия, нижнего карбона, дайках долеритов и диабазах протерозоя.

Предпермские остаточные коры выветривания, развитые на мергелях кессюсинской свиты венда–кембрия и на известняках еркекетской, оленекской и куонамской свит кембрия в междуречье Молодо–Оленек и вскрытые разведочными скважинами, представлены полным профилем коры выветривания или его частью. При полном профиле в них выделяются пять зон. Первая – верхняя зона – представлена «железной коркой», в составе которой отмечаются гетит, кремнезем и глинистые материалы преимущественно монтмориллонитового состава. Ниже залегает вторая зона – железненных глин. Глины преимущественно монтмориллонитового состава с примесью гидрослюды и, возможно, каолинита. Третья зона – зона выщелачивания представлена аргиллитоподобными породами, с характерной зеленоватой окраской, в составе которых преобладают глинистые материалы – гидрослюды, реже монтмориллонит, отмечаются и карбонатные материалы. Четвертая зона представлена плотными, иногда сидеритизированными темно-бурыми или коричневыми породами.

В пятой зоне преобладают глинистые материалы – гидрослюды, реже монтмориллонит, карбонатные материалы. Ниже залегают трещиноватые, иногда осветленные породы, постепенно переходящие в неизменные породы (зона дезинтеграции) [69ф, 72ф]. Минеральный состав площадных кор выветривания преимущественно гидрослюдистый, в верхних горизонтах до монтмориллонитового, изредка с каолинитом (монтмориллонит-гидрослюдистый тип). Мощность коры выветривания – до 4,5 м. На площадях разведочного бурения, где кора выветривания сохранилась частично, она, как правило, представлена обломками известняков, цементированных зеленовато-серой глиной (зоны дезинтеграции и выщелачивания) мощностью 0,1–0,9 м [69ф]. На водоразделе рек Молодо–Далдын поисковыми скважинами вскрыта остаточная площадная предпермская кора выветривания, развитая по карбонатным породам кембрия мощностью до 5 м, в среднем около 2 м, представленная глинами гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми, реже каолинового состава [72ф].

В истоках нижнего левого притока р. Молодо–Хангас–Анабыла, приток р. Молодо, и в верховьях р. Улахан–Чорбох, бассейн левых притоков р. Далдын, разведочными скважинами вскрыты линейные коры выветривания, развитые по дайкам долеритов палеозойского возраста. Линейные коры выветривания имеют монтмориллонитовый, реже гидрослюдистый и каолиновый состав. Их мощность в истоках нижнего левого притока р. Молодо–Хангас–Анабыла – 10,3 м, при этом процессы выветривания фиксируются до глубины 60 м, а в верховьях р. Улахан–Чорбох скважина прошла по коре выветривания, долеритов (19,2 м) и не вышла из зоны дезинтеграции [72ф]. Линейная кора выветривания по дайке долеритов мощностью 2 м вскрыта и в правом борту р. Оленек в 10 км ниже устья р. Барая [69ф]. На левобережье р. Кютюнгде, в 7,5 км выше устья реки, скважиной вскрыта кора выветривания, представленная плотными вязкими

глинами бурового и красновато-бурого цветов, содержащими гнездообразные включения белого полупрозрачного гипса (сиалитный тип). Мощность только вскрытой части коры выветривания – 15,1 м. В. Д. Стаднюк [83ф] относит вскрытую кору выветривания к остаточному типу. Не исключено, что и в данном случае наблюдается не остаточная, а линейная кора выветривания.

На левобережье р. Кютюнгде, в бассейне его левого притока – руч. Лагерный, на верхнепротерозойских кварцевых конгломератах сыгынахтахской свиты наблюдается остаточная кора выветривания мощностью до 1 м [37ф]. В междуречье Толоупка–Удаган–Оленек левобережье нижнего течения р. Кютюнгде и в долине р. Булбарангда–Юряге (в 4 км от устья) вскрыта допермская кора выветривания, развитая по мергелям кысылхайнской свиты нижнего карбона, представленная вязкой глиной с угловатыми обломками (до 8%) карбонатных пород. Мощность каолиновой коры выветривания – до 1,5–2,5 м [83ф].

В бассейнах рек Улахан–Тирехтях и Тирехтях–Аччыгый, западнее устья р. Сюнгюде, верхнедалдынская подсвита залегает на продуктах остаточной коры выветривания, развитой на породах кембрия, горючих сланцах и известняках куонамской и оленекской свит, мощностью до 9–10 м. Верхняя часть коры выветривания (2–2,5 м) представлена пестроцветными глинами с прожилками гипса, гнездами фиброферрита и алюминита и прослоями ярозита, существенно монтмориллонитовыми, с примесью каолинита и гидрослюд. Остаточные коры выветривания на этом участке с размывом перекрываются переотложенными корами выветривания – продуктами остаточной коры выветривания и кластического материала, привнесенного при размыве пермских пород. Верхняя часть (0,2–0,5 м) переотложенных кор выветривания преимущественно каолинового состава с примесью гидрослюд [87, 64]. Вероятно, и на правобережье р. Беркекит, правом притоке р. Тас-Эекит, маломощная (до 0,5 м) пачка каолинизированных глин, с многочисленными обломками подстилающих пород, залегающая на доломитах хатыспытской свиты верхнего протерозоя, является продуктом как остаточной, так и переотложенных кор выветривания [38ф]. В бассейне верхнего течения р. Ортоку-Эекит (бассейн р. Эекит) и по его правому притоку р. Кюнкюс, отмечаются продукты остаточной коры выветривания по раннепротерозойским гранитам мощностью до 1,5 м [37ф]. Кора выветривания монтмориллонитового состава (по карбонатным породам и диабазам нижнего протерозоя) мощностью до 3,5–6 м широко развита в среднем и верхнем течении р. Булбаранга и в бассейне ее правого притока – р. Булбаранга–Юряге [37ф, 87, 61]. На левобережье р. Сололи (между устьями р. Бургалджи и руч. Радость), под четвертичными отложениями вскрыта кора выветривания, которая залегает на отложениях кютюнгдинской и метапородах эекитской свит. В основании профиля коры выветривания наблюдается зона (0,2–0,4 м) продуктов грубого механического разрушения подстилающих пород, которая перекрывается горизонтом (0,3–2,5 м) песчано-глинистого материала голубовато-, красновато- и светло-серого, пятнистого, почти белого цветов, плотного, вязкого, с мелкими включениями лимонита и сидерита. Глины сложены каолинитом с примесью

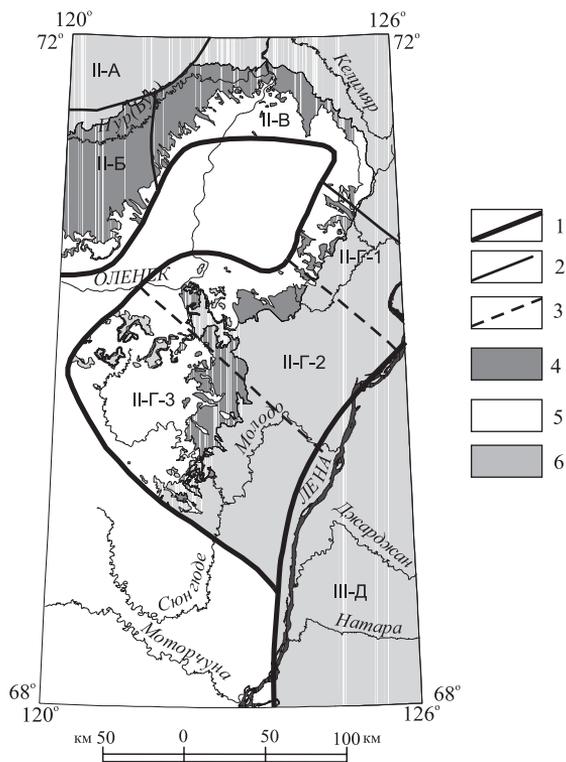
гидрослюд, гидропирита и лепидокрокита и относятся к остаточной площадной коре выветривания [38ф].

Фрагменты профилей остаточных кор выветривания по доломитам верхнего кембрия отмечаются по правым притокам нижнего течения р. Пур (Бур) и на правобережье р. Оленек в бассейнах нижних течений рек Толуопка-Юряге и Хорбусуонка, где они представлены главным образом нижней и средней зонами мощностью до 2,4 м [17ф]. В бассейнах правых нижних притоков р. Пур (Бур) средняя зона образована дресвой доломитов (0,6 м), преобразованных в верхней своей части в бурую глину (0,2–0,3 м) гидрослюдисто-монтмориллонитового, реже монтмориллонит-каолинитового составов [17ф] или маршаллит (до 0,05 м), продукт остаточного выветривания кремнеземных известняков или кварцитов. Маршаллит, в виде прослоя (0,1–0,15 м) наблюдается и в кровле выветрелых кембрийских доломитов (0,9–1 м) на р. Толуопка-Юряге.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Выходы среднекаменноугольно-пермских отложений закартированы в центральной части площади листа в пределах Куойкско-Далдынского поднятия (рис. 10). Представлены они объединенными чорбохской толщей и далдынской свитой, входящими в состав Далдынской СФЗ Молодо-Экитской СФЗ (Хатангско-Нижнеленская СФО) (рис. 11).

Чорбохская толща и далдынская свита объединены ( $C_2-R_1\delta b+dl$ ). Чорбохская толща залегает с размывом на разновозрастных отложениях кембрия и венда, выполняя наиболее пониженные участки палеорельефа. В разрезе толщи в стратотипической местности по руч. Заозерный, правом притоке верхнего течения р. Далдын (скв. 140) (153) и на водоразделе нижнего течения р. Ырас-Юрях и р. Далдын (скв. 18) (152) [34ф], доминируют песчаники средне-мелкозернистые, разномелкозернистые до гравелитистых, иногда с обломками выветрелых неокатанных карбонатных пород и пачкой гравийно-галечно-песчаных образований в кровле свиты. К бортовым частям палеодолин мощность сокращается, и толща представлена слабо сцементированными разногалечными, до валунных, конгломератами, гравелитами и песчано-гравийно-галечными отложениями, содержащими прослой песчаников, линзочки, редко прослой (до 0,1–0,2 м) углей. Гальки, валуны и крупный гравий представлены кварцитами, кремнями, кварцем, яшмоидами. До 50–56% обломочного материала составляют местные породы: известняки, битуминозные известняки, кремнистые и битуминозные сланцы. Состав гравелитов и песчаников преимущественно олигомиктовый, реже чисто кварцевый. Цемент – разномелкозернистые песчаники полимиктовые и пески слабоглинистые олигомиктовые, реже глины светло-серые вязкие, пластичные, участками песчанистые. В базальных слоях толщи наблюдается, как правило, пачка (до 1,5–2 м) желтовато-светло-зеленых глин. В целом для толщи характерен желтовато-серый (до охристо-желтого) и желтовато-бурый цвет и выветрелый облик пород [54ф, 83ф, 34ф, 53ф, 72ф, 69ф].



**Рис. 10. Схема геологического районирования среднекаменноугольно-пермских образований.**

Элементы районирования: II – Хатангско-Нижнеленская структурно-формационная область (СФО); структурно-формационные зоны (СФЗ): II-А – Буолкалах-Бурская, II-Б – Бур-Уджинская, II-В – Оленек-Келямирская, II-Г – Молодо-Ээкитская; структурно-формационные подзоны (СФпЗ): II-Г-1 – Сололийская, II-Г-2 – Кютюнгинская, II-Г-3 – Далдынская; III – Лено-Вилойская СФО; III-Д – Приверхоянская СФЗ.

1–3 границы: СФО – 1, СФЗ – 2, СФпЗ – 3; 4 – выходы среднекаменноугольно-пермских отложений на поверхность; 5 – площади, где среднекаменноугольно-пермские отложения отсутствуют или не установлены; 6 – площади, где среднекаменноугольно-пермские отложения перекрыты более молодыми отложениями.

Отложения охарактеризованы комплексом СПК. Доминирующие споры *Remysporites psilopterus* (L u b.), *Cyclobaculisporites trichacanthus* (L u b.), *C. gibberulis* (L u b.) и пыльца кордаитов из отложений свиты отвечают мазуровскому и нижнекатскому горизонтам Кузнецкого и Тунгусского бассейнов (московский ярус) [15]. Мощность толщи изменяется от первых десятков сантиметров до 25 м, при этом максимальные (до 15–25 м) наблюдаются в стратотипической местности.

*Далдынская свита* с размывом и стратиграфическим несогласием залегает на разновозрастных горизонтах кембрия, венда и чорбохской толще. В отложениях выделяются грубообломочные континентальные и преимущественно тонкозернистые полифациальные отложения нижней и верхней подсвиты [190, 193, 34ф]. Осадки нижнедалдынской подсвиты развиты только в северной части района. Они фациально изменчивы и выполняют наиболее пониженные участки депрессий, при этом из разреза в направлении крыльев палеоподнятий нередко выпадают слои и целые пачки. На междуречье Молодо–Далдын–Толуопка скважинами 21 (148) и 771 (144) [34ф], где наблюдаются наиболее полные и мощные разрезы подсвиты, она представлена грубым чередованием (до 10 м) пакетов и пачек песчаников, алевролитов, конгломератов или песчано-гравийно-галечных образований (до 4,5 м) и прослоев (до 0,6 м) дресвяно-щебнистых. Песчаники мелко-среднезернистые алевролитовые, олигомиктовые, с прослоями (до 15–20 см) или в переслаивании с алевролитами и аргиллитами, изредка с остатками корневой системы растений. Алевролиты разнозернистые, иногда углистые, с многочисленными отпечатками листовой флоры и растительного детрита. Конгломераты разногалечные, с редкими валунами уплощенной формы кварца и кварцитов. Цемент – песчаники олигомиктовые. На участках, где отмечаются фрагменты древних водотоков, в базальных слоях подсвиты появляется пачка (от 0,1–0,2 до 8 м) гравийно-песчано-глинистых, песчано-гравийно-галечных отложений или конгломератов с редкими валунами и прослоями темно-серых вязких глин. Галька в конгломерате – от хорошо-, до угловато-окатанной и представлена карбонатными породами. Практически неокатанные обломки (щебень, дресва) – карбонатные породы, известняки, глинистые сланцы. Валунны представлены кварцем и кварцитами. Гравий – кварцевый. Пески разнозернистые кварцевые слюдястые или глинистые. В стратотипической местности на водоразделе верхнего течения р. Далдын и р. Молодо (скважины 518 (162) и 525 (156), где мощность разреза сокращается втрое [54ф, 72ф], нижнедалдынская подсвита представлена преимущественно слабо сцементированными средне-мелкогалечными (до валунных) конгломератами, песчано-гравийно-галечным материалом и гравелитами с редкими маломощными (до 1 м) линзами и прослоями песчаников олигомиктово-кварцевых, часто с рассеянным обломочным материалом. В подчиненном количестве присутствуют маломощные прослои алевролитов и их углистые разновидности. Характерен обильный растительный детрит и многочисленные отпечатки листовой флоры [34ф, 54ф, 72ф, 53ф].

Из глинистых прослоев определены остатки флоры *Angarodendron* sp., *Cardiocarpus krapivinoensis* S u c h., характерные для мазуровского



(московский ярус) горизонта и *Angaropteridium* ex gr. *cardiopteroides* (Schm.) Z al., распространенной в алыкаевском (касимовский–гжельский ярусы) [34ф, 193] горизонтах среднего–верхнего карбона Кузнецкого бассейна. Флора *Cardiocarpus krapivinoensis* S uch. является характерным видом для верхней части солончанского горизонта или верхнесолончанской подсвиты (московский ярус–низы касимовского яруса) Верхоянья. В многочисленных образцах из скважин палинокомплексы отвечают среднему–верхнему карбону [193, 72ф, 69ф, 268].

Максимальные мощности (до 30–36 м), отмечаются на водоразделе рек Молодо–Далдын–Толуопка. К границам СФПЗ мощность подсвиты сокращается до полного выклинивания [69ф, 53ф].

Верхнедалдынская подсвита с разрывом и стратиграфическим несогласием залегает на отложениях кембрия, венда, чорбохской толще или с внутриформационным разрывом, а участками – согласно на нижней подсвите. На водоразделе рек Молодо–Далдын–Толуопка свита однородна по составу и образована незакономерным чередованием алевролитов и аргиллитов с маломощными прослоями песчаников. Алевролиты серые и темно-серые, с коричневатым оттенком, разнотельные, до песчаных, с мелким растительным детритом и отпечатками флоры. Аргиллиты – от серых до темно-серых, иногда алевролитовые, часто углистые. В аргиллитах и алевролитах представлены линзы и линзообразные прослои (до 1,8–3 м) галечников, конгломератов, гравелитов, осадочных брекчий, щебнисто-дресвяных отложений, линзы и линзообразные прослои (до 2–3 см), с углефицированными отпечатками и детритом растительных остатков, маломощные прослои и редко линзы (до 0,2 м) углей, скопления раковин брахиопод, фрагменты водорослей, следы жизнедеятельности донных организмов. Брекчий и щебнисто-дресвяные отложения образованы сильно выветрелыми карбонатными породами от светло-серого до белого цветов. Песчаники слабосцементированные от светло- до темно-серых мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые кварц-полевошпатовые и полимиктовые, иногда с рассеянной галькой и гравием на плоскостях напластования [54ф, 34ф, 72ф, 69ф].

В связи с фациальной изменчивостью в междуречье Матах-Юрях и левых нижних притоков Молодо-Хангас-Анабыла (скважины 526 (158), 535 (159), 546-Ф (150), 561 (145) [72ф] в базальных слоях подсвиты появляется пачка (до 5–6 м) гравийно-галечных отложений с включениями валунов. Обломочный материал неотсортирован. Гранулометрический и петрографический состав псефитовых образований верхней подсвиты близок к грубообломочным образованиям нижнедалдынской подсвиты и отличается лишь лучшей окатанностью обломков карбонатных пород местных источников сноса. В стратотипической местности на отдельных участках водораздела рек Улахан-Юрях–Улахан-Чорбох–Далдын (скважины 515-В (161), 519 (160), 856 (154) [72ф]) нижняя часть разреза (до 10–12 м) замещается песчаниками и песками темно-серыми олигомиктовыми, до кварцитовых, часто содержащими рассеянный обломочный материал с редкими прослоями (до 1 м) конгломератов серых мелко-среднегалечных и алевролитов.

На междуречье нижнего течения Чамая-Терде и Молодо-Унга-Анабыла (скв. 39) (146) [69ф], правобережье верхний р. Молодо-Хангас-Анабыла

(скв. 15) (9), левобережье р. Кыра-Разбойник в ее верхнем течении (скв. 28) (127) [72ф], по долине р. Молодо – от устья р. Сюнгюде до устья р. Далдын – р. Муогдан и его правым притокам – рекам Салабын и Экябиль [53ф] вскрыт существенно песчанистый тип разреза. В его строении преобладают песчаники слабоцементированные и пески с подчиненными прослоями и линзами (0,1–5 м) аргиллитов, редко алевролитов. Пески и песчаники серые, светло-серые, зеленовато-серые от мелко- до грубозернистых, кварцево-полевошпатовые и полимиктовые. В песках и песчаниках часты маломощные линзочки и прослойки обугленного растительного детрита и угольной крошки, рассеянная галька и гравий кремней и кварцитов. Глинистые алевролиты и аргиллиты серые и темно-серые, иногда углистые. Для толщи характерны многочисленные линзы и прослои галечников, конгломератов и гравелитов, маломощные линзы углей (редко до 0,1–0,2 м). По долине р. Молодо, от устья р. Сюнгюде до устья р. Далдын, в бассейне р. Муогдан и его правым притокам – р. Салабын и р. Экябиль, в базальных слоях толщи постоянно отмечается пачка (до 3–6 м) аргиллитов темно-серых и черных углефицированных или углистых [53ф].

Нижние горизонты содержат отпечатки папоротников *Sphenopteris* cf. *izylensis* Z a l., появляющихся в мазуровском и характерные для алыкаевского горизонтов (московский–гжельский ярусы) Кузнецкого бассейна и многочисленных руфлорий широкого возрастного диапазона – от верхнего карбона до кунгурского яруса перми [34ф]. Из верхней части разреза определены остатки брахиопод *Semilingula taimyrensis* (E i n o r) и комплекс фораминифер с *Hyperammina borealis* G e r k e, *H. borealis delicatula* G e r k e, *Hyperamminoides minutissimus* G e r k e, характерных для тустахской свиты Нордвикского района, а частые *Protonodosaria rauserae* G e r k e присутствуют в верхней части артинского яруса [34ф, 54ф, 193]. Палинокомплексы отвечают IV, V и VI палинозонам или верхнекатскому и большей части бургуглинского горизонтов региональной схемы (касимовский–кунгурский ярусы) Сибирской платформы. Остатки брахиопод и фораминифер из отложений верхней подсвиты свидетельствуют о приуральском времени формирования толщи, остатки листовой флоры и СПК – о позднекаменноугольном. Листовая флора и СПК из отложений нижней подсвиты отвечают части среднего–позднему карбону. Принимая во внимание многочисленные остатки *Cardiocarpus krapivinoensis* S u c h. в отложениях нижней подсвиты принимается следующий стратиграфический объем подсвит: нижней – московский, касимовский и, возможно, часть гжельского ярусов, верхней – часть гжельского–кунгурский ярусы [193, 34ф, 54ф, 72ф, 86ф, 268]. Мощность верхней подсвиты – до 46–50 м. Мощность далдынской свиты – до 90 м, объединенных чорбохской толщи и далдынской свиты – 115 м.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа пермские отложения обрамляют с востока и запада Оленекский свод. Установлены образования всех трех отделов. Развитые в них местные стратиграфические подразделения входят в состав Хатангско-Нижнеленской и Лено-Вилойской СФО.

## ПРИУРАЛЬСКИЙ (НИЖНИЙ) ОТДЕЛ

Отложения рассматриваемого возраста распространены в Бур-Уджинской, Оленек-Келямирской и Молодо-Эекитской СФЗ. В Бур-Уджинской СФЗ они представлены онкучахской свитой, в Оленек-Келямирской СФЗ объединенными тастахской, тонолдинской и устьбурской свитами, в Молодо-Эекитской СФЗ – ортокинской свитой.

Онкучахская свита ( $P_{1on}$ ) залегает со стратиграфическим несогласием на различных горизонтах кембрия. Отложения свиты фациально изменчивы. В южной части СФЗ свита образована однородной толщей песков серых и пепельно-серых средне- и мелкозернистых с прослоями плотных песчаников мелко-среднезернистых и крупными (до 6 м в диаметре) конкрециями песчаников, линзами и линзовидными прослоями алевролитов и углистых сланцев по всему разрезу [30]. В северном и северо-восточном направлениях возрастает роль глинистых пород, и в разрезе свиты выделяется от трех до восьми литологических пачек, песчаниковых и существенно глинистых [69, 193]. Песчаниковые пачки (до 25–60 м) сложены песчаниками светло-серыми среднезернистыми полимиктовыми рыхлыми с линзообразными прослоями алевролитов в переслаивании с песчаниками. Глинистые пачки (до 8–15 м) представлены пакетами переслаивания аргиллитов черных плотных, глин темно-серых пластичных, глинистыми алевролитами желтовато-серыми и песчаниками мелкозернистыми. В толще обычных сидеритовые конкреции, линзы полимиктовых конгломератов, реже гравелитов, скопление растительных остатков и растительного детрита, крупные (до 1,5 м в длину и 0,2–0,7 м в диаметре) обломки окаменевших деревьев. В песках и глинистых пакетах отмечаются линзы и прослои длиной до 100 м и мощностью до 0,1–0,5 м каменных углей.

Раннепермский возраст подтверждается остатками флоры и СПК. Различные виды руфлорий – *Rufloia derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R. ex gr. tebenjkoi* (Schwed.) S. Meyen, *Zamiopteris glossopteroides* (Schm.) Zal., *Z. longifolia* Schwed. и др. соответствуют бургу克林скому горизонту Сибирской платформы (ассельский–кунгурский ярусы). В СПК, выделенных практически во всех разрезах, доминирует пыльца кордаитовых с руководящими *Cordaitina rotata* (Lub.). Среди спор чаще всего встречаются также руководящие раннепермские формы *Spinosisporites rectispinus* (Lub.) и др. [193, 69, 66]. Мощность свиты изменяется от 60 м на юге до 140 м на севере СР. В этом же направлении увеличивается число и мощность глинистых пачек.

Тастахская, тонолдинская и устьбурская свиты объединенные ( $P_{1ts+ub}$ ). Тастахская свита залегает с глубоким размывом на подстилающих породах и фрагменты ее прослеживаются в бассейне правых нижних притоков р. Бур (Пур) и на водоразделе их с р. Оленек. Отложения сложены хорошо- и среднеокатанной галькой кремней, в том числе окремненной древесины, кварцитов и кварцитовидных песчаников, с характерной «коркой загара». Другие породы – кварц, кремни желваковые, метаморфизованные сланцы, яшмоиды, окремненные известняки, магматические породы среднего состава, битуминозные сланцы и оолитовые

известняки составляют первые проценты. Отмечаются спутники алмаза. Преобладает крупногалечный (5–7 см) материал, но отмечаются и валуны (10–15 см). Предполагается, что эти галечники являются продуктом переотложения среднекаменноугольно-нижнепермской коры выветривания русловыми потоками в начальный период пермского осадконакопления [17ф, 190]. Отнесена к артинскому ярусу приуральского отдела перми по стратиграфическому положению. Мощность – до 5 м.

*Тонолдинская свита* с размывом залегает на доломитах кембрия и галечниках таставской свиты и образована песчаниками с прослоями и пакетами алевролитов и аргиллитов в нижней части. В разрезе свиты преобладают песчаники светло-серые, буроватые или коричневатые (битумонасыщенные), средне-, мелко- и крупнозернистые полимиктовые. Характерны скопления уплотненной аргиллитовой гальки, мелкой хорошо- и среднеокатанной «плавающей» гальки кварца и черных кремнистых пород, конкреции сидерита, крупные (до 2–3 м) стяжения шаровой и овальной формы песчаников массивных с карбонатным цементом, обрывки и скопления обугленных растительных остатков, не редкость, в верхней части толщи, прослой углистых аргиллитов и линзы (до 0,1 × 1,5 м) каменного угля. На плоскостях напластований – знаки ряби и трещины усыхания. По всему разрезу линзовидные прослой мощностью 0,05–1,5 м и протяженностью 1–7 м кварцевых гравелитов и мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Алевролиты и углистые аргиллиты серые, темно-серые до черных, плохосортированные. Комплекс фораминифер *Ammodiscus semiconstrictus* (C u s h. et W a t.), *Reophax gerkei* (V o r.), *R. compositus* (V o r.), *Hyperammina borealis* var. *delicatula* (G e r k e), обнаруженный в низах свиты, отвечает «горизонту единичных фораминифер» Нордвикского района или артинскому ярусу приуральского отдела перми. Палинокомплекс соответствует нижнебургу克林скому подгоризонту приуральского отдела перми. Комплекс фораминифер позволяет датировать отложения свиты артинским ярусом.

Мощность отложений увеличивается от 50 м в стратотипе свиты по р. Тонолдо – притоке р. Пур (Бур) – до 100 м в скв. К-7 (I) (Тюмятинская площадь) и 130 м (скв. Р-50, Тюмятинский участок) вблизи северной границы площади листа. В этом же направлении происходит увеличение мощности и количества прослоев алевролитов и аргиллитов [17ф, 190, 193]. В южной и юго-восточной частях СР, в верховьях рек Келимяр–Тас-Эекит, мощность отложений изменяется от первых до 70 м [16ф].

Устьбурская свита согласно залегает на тонолдинской свите и сложена в нижней части алевролитами и аргиллитами, с маломощными линзующимися прослоями песчаников с линзами конгломератов и гравелитов, в верхней – песчаниками. Песчаники, в зависимости от насыщения битумом, серые, бурые, коричневые, мелко- и среднезернистые полимиктовые, иногда с обломками обугленной или ожелезненной древесины, скоплением обугленного растительного детрита. Аргиллиты играют значительную роль в строении разреза. Некоторые их разновидности близки к глинам и содержат большое количество органического вещества. Алевролиты темно-серые, ближе к песчаным, плитчатые и комковатые. В алевролитах и аргиллитах – конкреции пирита и сидерита. Из толщи определены фораминиферы

*Saccamina arctica* Gerke, *S. parvula* Gerke, *Hyperamina borealis* Gerke, *H. borealis* var. *delicatula* Gerke, *H. cf. hirsuta* Gerke, *Reophax gerkei* (Vor.), *R. cf. gerkei* var. *parva* (Vor.), *R. compositus* (Vor.), *R. syndascoensis* (Vor.), *Ammodiscus* ex gr. *semiconstrictus* (Cush. et Wat.), характерные формы «горизонта песчаных фораминифер» Нордвикского района (кунгурский ярус). Возраст свиты подтверждается и СПК [17ф, 193, 190, 33ф].

К западу и северу от стратотипа свиты, расположенного в устье р. Пур (Бур) и скв. К-7 (I) (Тюмятинский участок), происходит опесчанивание низов разреза, за счет появления невыдержанных по простираанию пластов песчаников. В скв. Р-50 (Тюмятинский участок), расположенной на р. Оленек в 9 км от северной границы территории листа, в верхах свиты отмечаются значительные по мощности пакеты алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты на этих участках (скважины К-5 (3), К-6 (2), К-7 (I) и Р-50) изменяется от 45 до 60 м. В восточном направлении пакеты песчаников постепенно выклиниваются, и отложения представлены пакетами тонкого переслаивания алевролитов, аргиллитов и алевролитистых песчаников. В этом же направлении незначительно увеличивается мощность свиты и в скв. 1 (Дьяпальская площадь), за восточной границей площади листа, она составляет 85 м [17ф, 16ф, 193, 190, 5ф].

Ортокинская свита (P<sub>1or</sub>) с размывом залегает на породах венда и кембрия, нижнего карбона и распространена на территории Сололийской и Кютюнгинской СФпЗ. На большей части Сололийской СФпЗ в разрезе свиты наблюдается двухчленное строение. Нижняя часть образована песчаниками с прослоями алевролитов и углистых сланцев, тяготеющих к низам разреза. Песчаники серые и светло-серые грубозернистые, гравийные, редко среднезернистые полимиктовые и кварцевые, с прослоями песчаников мелкозернистых и алевролитов, линзами углистых сланцев, углей, кварцевых конгломератов и гравелитов. Алевролиты – от серых до черных с линзами песчаников, гравелитов, углистых сланцев и углей (до 5–10 см), с многочисленным растительным детритом. Углистые сланцы черные тонколистоватые, с обломками древесины и многочисленными растительными остатками. Конгломераты часто линзовидно замещаются гравелитами и песчаниками. Наиболее мощный и выдержанный пласт (до 4 м) конгломератов, от мелко- до крупногалечных или валунных конгломератов, с валунами (до 0,5 м) неокатанных обломков гранитов, переходящих в гравелиты и грубозернистые песчаники, отмечается в базальных слоях толщи. Верхняя, большая часть разреза свиты, образована монотонной толщей мелководно-морских песчаников мелкозернистых полимиктовых и известковистых с маломощными прослоями алевролитов, редкими линзовидными прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов. В песчаниках – рассеянная галька кварца и кремнистых аргиллитов, обрывки слабо углефицированных растений, примесь обугленного растительного детрита [37ф, 190].

В северо-западной части СФпЗ (бассейн р. Сололи), где мощность толщи близка к минимальной [38ф], разрез свиты представлен: 1) конгломераты с гравием светло-серые до белых мелкогалечные, в основном с угловато-, реже с хорошоокатанной галькой молочно-белого и дымчатого

кварца и линзообразными прослоями песчаников светло-серых мелко- и среднезернистых. Цемент – каолинизированный кварцевый песчаник – 2,6 м; 2) алевролиты серовато-коричневые мелкозернистые полимиктовые, с прослойками углистых аргиллитов и углей – 0,4 м; 3) песчаники светло-серые мелкозернистые полимиктовые рыхлые, с угловатыми включениями растительного детрита и рассеянной галькой и гравием кварца – 2,5 м.

В стратотической местности в бассейнах рек Ортоку-Эекит, Буор-Эекит и в междуречье Ортоку-Эекит–Сыгыньях нижняя часть разреза охарактеризована флорой *Ruffloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R. ex gr. plana* (Neub.) S. Meyen, *R. cf. papillosa* (Gorel.) S. Meyen, *R. cf. meyenii* (S. Meyen), *Cordaites ex gr. latifolius* (Neub.) S. Meyen, *Crassinervia* sp., характерной для верхнебалахонской серии Кузбасса, а в пределах Оленекского поднятия соответствует второй половине ранней перми [37ф]. В долине р. Кютюнгде в алевролитах обнаружен комплекс фораминифер *Hyperammina borealis* var. *borealis* (Gerke), *H. borealis* var. *delicatula* (Gerke), *Hyperamminoides minutissimus* (Gerke), *Protonodosaria rauserae* (Gerke), характерный для верхней части артинского яруса [190]. В бассейне р. Хотогоу-Эекит найдены двустворки *Maitaia* (*Mytilidesmatella*) *ovata* Ast. кунгурского–уфимского возрастов [190, 38ф]. В СПК преобладают шиповатые споры папоротниковых и пыльцы кордаитов, что отвечает бургу克林скому горизонту Тунгусского бассейна [190, 268]. Остатки двустворок, фораминифер, листовой флоры и СПК позволяют датировать вмещающие породы артинским–кунгурским ярусами.

В центральной части СФпЗ, где толща представлена морскими мелкозернистыми терригенными фациями, отмечаются максимальные (до 120 м) мощности отложений. В северном и северо-восточном и северо-западном направлениях от стратотипической местности, в разрезе свиты начинают доминировать груботерригенные образования и мощность свиты сокращается до 20–40 м. В северо-западной части СФпЗ в бассейне верхнего течения р. Сололи мощность свиты сокращается до 5–5,5 м, в юго-восточной (Говоровская площадь, скв. 1 (б) – отложения отсутствуют [37ф, 38ф, 190, 5ф].

На большей части Кютюнгдинской СФпЗ разрез свиты не имеет существенных отличий от такового в Сололийской СФпЗ и только по мере замещения в юго-западном направлении мелководно-морских отложений континентальными и увеличением мощности толщи наблюдаются своеобразные, отличные от стратотипа разрезы ее нижней и верхней частей [83ф, 37ф]. Так, на правобережье р. Тит-Юряге (скв. 1) (151) [83ф] нижняя часть свиты сложена песками, реже песчаниками, мелкозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми, с горизонтами, обогащенными гравием кварца и кремней, с многочисленными тонкими линзами голубовато-серых глин, редкими линзами (до 0,4 м) суглинков и горизонтами с тонкими (1–3 см) линзами черных хрупких углей, углефицированными растительными остатками. В верхних 40–50 м разреза свиты появляются единичные прослои (до 3,6 м) песчано-гравийных и галечно-гравийно-песчаных отложений и мощный пласт (до 21 м) аргиллитов темно-серых до черных с отпечатками флоры. В северо-западной части СФпЗ, на правобережье

среднего течения р. Туляях, правого притока р. Толуопка (шурф 181, картировочная горная линия ХХХI) (120) [83ф] в верхних 40–50 м разреза преобладают алевролиты, аргиллиты и пакеты их переслаивания, а в базальных слоях свиты, в отличие от стратотипической местности, имеют место галечно-гравийно-песчаные (до 9 м) отложения или известняковая брекчия (до 11,6 м). Цемент – песчаники зеленовато-серые мелко-тонкозернистые известковистые, с рассеянными мелкими угловатыми обломками известняков. Мощность свиты увеличивается от северо-восточной к юго-западной границе СФпЗ от 40 до 200–205 м (скв. 1) (151) [83ф] по мере замещения мелководно-морских отложений континентальными. В междуречье Булбаранга-Юрьяге и Буор-Эекит отложения размыты (Израилев, 1986ф).

Спорово-пыльцевой комплекс ортокинской свиты Кютюнгдинской СФпЗ отвечает бургуклинскому горизонту приуральского отдела перми [190, 268, 83ф], но по аналогии с Сололийской СФпЗ, где отложения охарактеризованы комплексом двустворок, фораминифер, листовой флоры и СПК, ее стратиграфический объем отвечает части приуральского отдела–артинскому и кунгурскому ярусам.

### ПРИУРАЛЬСКИЙ (НИЖНИЙ)–БИАРМИЙСКИЙ (СРЕДНИЙ) ОТДЕЛЫ

Развиты в Буолкалах-Бурской и Молодо-Эекитской СФЗ, где представлены соответственно объединенными джаргалахской и бурской толщами, накабытской и булбарангдинской свитами.

Джаргалахская и бурская толщи объединенные (P<sub>1-2</sub>dž+br\*) вскрыты Бурской скважиной П-341-0 (5) на площадях в среднем течении р. Улахан-Чаппа, левом притоке р. Пур (Бур) [52ф, 87ф, 5ф], а также севернее рассматриваемой территории Хастахской (поисковая скважина 930) и Чарчыкской (скв. П-1) скважинами.

Джаргалахская толща с резким стратиграфическим несогласием залегает на карбонатных породах верхнего кембрия. Толща представлена циклично переслаивающимися мощными (до 30–40 м) песчаными и алевролитовыми пачками. Песчаники серые с зеленоватым оттенком мелкозернистые полевошпатово-кварцевые, аркозово-кварцевые, иногда с тонкими слоями углистых аргиллитов, нередко битуминозные. Алевролиты серые разнозернистые, с частыми прослоями биотурбированных алевролитов крупнозернистых. В южном направлении от Чарчыкской площади скв. П-1 (в 30 км севернее границы площади листа) разрез толщи становится более грубозернистым, и на Бурской площади в скв. П-341-0 (5) признаки угленосности отсутствуют [193, 191, 52ф, 87ф, 23].

Из нижней части толщи (Хастахская площадь, поисковая скважина 930, в 13 км севернее границы листа) определен комплекс миоспор (с доминированием пыльцы кордаитов, и спор *Remysporites psilopteris*, присутствием пыльцы *Entylissa* и *Marsupipollenites*, *Florinites*, *Coniferae* и др., характерны для спектров ранней перми [87ф]. В базальных слоях толщи, вскрытой скв. П-1 (Чарчыкская площадь) найдены остатки макрофлоры *Ruffloria* sp. и *Samaropsis* cf. *skokii* Neub., характерные для нижнебургуклинского

горизонта (ассельский–сакмарский ярусы) Тунгусского бассейна. В этой же скважине из биотурбированных алевролитов верхней части толщи определены раннепермские фораминиферы *Hyperammina* aff. *bulbosa* (Cushman et Waters), *Hyperamminoides minutissimus* Gerke, *Ammodiscus* sp., *Hormosina?* sp., *Haplophragmoides* sp. Палеонтологический материал и СПК свидетельствуют об ассельско-кунгурском возрасте толщи, которая сопоставляется с тустахской и нижней частью нижнекожевниковской свит Нордвикского района [193, 23, 268]. Мощность толщи 398–420 м.

Бурская толща залегает на подстилающих отложениях согласно и сложена алевролитами разномерными, часто биотурбированными, с редкими прослоями песчаников мелкозернистых и аргиллитов. В керне скв. П-1 (Чарчьевская площадь) в мелкозернистых алевролитах найдена микрофауна, представленная комплексом фораминифер *Psammosphaera bulla* Vog., *Saccamina arctica* Gerke, *Ammodiscus septentrionalis* Gerke и др., который позволяет отнести толщу к уфимскому, казанскому и уржумскому ярусам [193, 23, 5ф]. Мощность толщи вблизи северной границы листа (Хастахская площадь) – 137 м. В скв. П-341-0 (5) (Бурская площадь) сохранились лишь ее нижние горизонты мощностью 46 м [52, 23, 87ф].

Ныкабытская свита (P<sub>1-2nk</sub>) распространена в Сололийской СФпЗ Молодо-Экитской СФЗ, где залегает с размывом на разных горизонтах ортокинской свиты и на древних образованиях протерозоя и кембрия. Представлена ритмичным чередованием пачек алевролитов, аргиллитов, песчаников и пакетов их тонкого переслаивания. Разрез не имеет существенных отличий от стратотипического в Оленек-Келимярской СФЗ, но в нем появляются линзы конгломератов и гравелитов, рассеянная галька и гравий алевролитов, кварца и кварцитовидных песчаников, а в верхней части преобладают песчаники средне- и крупнозернистые. Конгломераты и гравелиты образуют маломощные (до 0,1–0,3 м) линзовидные прослои и, в отличие от конгломератов ортокинской свиты, характеризуются более пестрым составом гальки за счет возрастающей роли экзотических для данного района кремней.

Стратиграфическое положение свиты определяется находками двустворок *Anthraconauta anthracomyoides* Fed., известных из средне-верхнепермских отложений среднего течения р. Попигаи, *Kolymia* cf. *irregularis* Lich., характерного вида деленжинского горизонта Верхоянья (казанский–уржумский ярусы) [38ф, 81ф] и СПК. В разрезе свиты выделяется два крупных палиногоризонта. В нижнем преобладают шиповатые споры родов *Raistricria*, *Acanthotriletes*, при субдоминантной роли пыльцы *Cordaitina*, *Asonaletes*, *Ginkgocycadorhytus*. Этот палинокомплекс хорошо сопоставляется с палинокомплексом палинозоны *Lophotriletes–Raistrickia–Entulissa–Cordaitina* или с нижнепеляткинским горизонтом Тунгуски. Верхняя, песчаниковая часть свиты, где широко развиты споры *Turrisporites sibirica* (Megl.), сопоставляется с верхнепеляткинскими песчаниками, выделяемые также под названием стрелкинской свиты. Остатки двустворок и СПК позволяют определить время образования пород свиты уфимским и казанским ярусами [38ф, 268, 190]. Мощность свиты 30–45 м. К юго-восточной части СФпЗ (Говоровская площадь, скв. 1 (б) мощность отложений увеличивается до

193 м за счет появления в разрезе мощных (до 25 м) пачек аргиллитов, доминирующих в средней части толщи [5ф].

Булбарангдинская свита ( $P_{1-2bl}$ ) распространена в Кютюнгдинской и Далдынской СФпЗ Молодо-Эекитской СФЗ. В Кютюнгдинской СФпЗ залегает согласно или с размывом на ортокинской свите или с размывом на более древних отложениях. Сложена песками и песчаниками, с прослоями и линзами конгломератов, гравелитов, переходящих в галечники и гравийники, алевролитов и глин. Пески и песчаники серые, светло-серые, желтовато-серые и желтые, мелко- и средние, редко крупнозернистые, иногда глинистые, полимиктовые, кварц-полевошпатовые, реже кварцевые и карбонатные, с прослоями обогащенных углистым материалом, растительным детритом, фрагментами флоры, шаровидными конкрециями песчаников, сидеритов (до 0,5 м), прослоями и линзами углей (до 0,5 м). Конгломераты мелко-среднегалечные, часто замещаются галечниками, гравийниками и гравелитами, с линзами алевролитов и песчаных глин с углистым веществом. Галька и гравий состоят из песчаников средне-крупнозернистых. Цемент глинистый, карбонатный и пиритовый. Конгломераты из базального слоя отличаются от внутрiformационных наличием в гальке (до 30–40%) слабоокатанных обломков подстилающих отложений: изверженных (кислых и основных) и карбонатных пород [83ф, 37ф].

В стратотипе (реки Булбаранганда-Юряге и Буор-Эекит) верхняя часть толщи охарактеризована комплексом флоры с *Rufioria ex gr. minuta* (Radcz.) S. Meyen, *Paracalamites* sp., *Carpolites* sp., характерным для кольчугинской серии Кузнецкого бассейна или пеляткинскому горизонту ранней и средней перми Тунгусского бассейна [37ф, 190, 268]. Мощность свиты 60–70 м.

В Далдынской СФпЗ булбарангдинская свита залегает на различных горизонтах кембрия, с размывом или согласно на породах объединенных чорбохской толщи и далдынской свите. В случае согласного залегания на песчаниках далдынской свиты граница между свитами выражена нечетко и проводится условно. Свита образована монотонной толщей слаболитофицированных песчаников и песков, с редкими маломощными прослоями и линзами аргиллитов и алевролитов, с линзовидными прослоями конгломератов, галечников, углей [69ф, 72ф, 53ф], и в этом близка к своему стратотипу в Кютюнгдинской СФпЗ [37ф]. В северо-западной части рассматриваемой территории для песчаников обычны включения галек и гравия кварцитов, кремней карбонатных пород, обломков окремненной древесины и горизонты с большим числом обломков алевролитов серых и песчаных разновидностей карбонатных пород, обломков обугленных стволов и коры деревьев, линзы и линзовидные прослои (до 0,4 м, редко до 3 м) углей [72ф, 69ф, 54ф]. В северной части СФпЗ (скважины 3 (119) и 4 (123) – верховья р. Улахан-Разбойник и скв. 27 (132) – междуречье истоков Улахан-Разбойник и Молодо-Унга-Анабыла) в верхах толщи появляется пачка (4–21 м) алевролитов. Аналогичная пачка (10,3 м), но уже в основании толщи, зафиксирована в междуречье истоков Бадаран-Юрях и Чамая-Терде (бассейн правых притоков р. Молодо) [72ф]. В центральной и юго-восточной частях территории линзы и прослои углей, столь

характерные для отложений северо-западной части района и стратотипической местности, отсутствуют [53ф].

В нижней части разреза свиты содержатся остатки флоры *Ruflorella* ex gr. *papilosa* Gluch., *R. cf. tuberculosa* Gluch. и другие рифлории, *Crassinervia cf. kuznetskiana* (Chachl.) Neub. Последний вид характерен для деленжинского горизонта Верхоянья (казанский–уржумский ярусы) [34ф, 193]. В СПК доминируют папоротниковообразные *Granulatisporites* и грубошиповатые *Raistrickia*, среди пыльцы преобладают кордаитовые, что соответствует пеляткинскому региональному горизонту Тунгусского бассейна (уфимский–уржумский ярусы) [86ф, 34ф, 54ф, 72ф, 268].

Мощность свиты изменяется от 0,55 м на водоразделе рек Барая и Молодо-Унга-Анабыла (скв. 15) (9) до 120–130 м на правобережье р. Оленек в бассейне нижних правых притоков р. Барая. В юго-восточной части района мощность толщи уменьшается до 39,5 м в нижнем течении р. Молодо (канавы К-1) (178) и 18–19 м в верхнем течении р. Муогдан и нижнем течении р. Тас-Юрях [69ф, 54ф, 53ф, 83ф, 34ф].

### ПРИУРАЛЬСКИЙ (НИЖНИЙ)–ТАТАРСКИЙ (ВЕРХНИЙ) ОТДЕЛЫ

Представлены нерской (Приверхожанская СФЗ Лено-Вилуйской СФО), булгунняхтахской свитами (Бур-Уджинская СФЗ) и объединенными ныкабытской и тюмятинской свитами (Оленек-Келямирская СФЗ).

Нерская свита ( $P_{1-3nr}$ )\*. К данному стратиграфическому подразделению отнесены прибрежно-морские и близкие к ним по обстановке седиментации отложения, вскрытые Джарджанской опорной скважиной Р-1 (14) в интервале 1343–1518 м и залегающие непосредственно на выветрелых нижнепротерозойских сланцах фундамента платформы [65, 35ф]. Они представлены выраженным трансгрессивным ритмом седиментации (в отличие от разнозернистых континентальных осадков Далдынской СФпЗ (Оленекский свод) прямого ритма седиментации [107, 190, 207, 322а]). Эти данные позволяют осадки, залегающие на Джарджанском выступе фундамента и характеризующие прибрежную зону Верхоянского палеобассейна, отнести к нерской свите (175–300 м) приуральско-татарского отдела перми. В базальных слоях свиты, вскрытых Джарджанской скважиной, наблюдается пласт (0,58 м) прибрежно-морских алевролитов зеленовато- и голубовато-серых, иногда полосчатых, который перекрывается песчаниками серыми средне- и крупнозернистыми (до гравелитистых) по-

---

\* Отнесение авторами пермских отложений, вскрытых Джарджанской скважиной, к прибрежно-морским образованиям и сопоставление их с нерской свитой Западного Верхоянья малообосновано. Нерская свита Западного Верхоянья расположена в кровле мощного (несколько км) разреза морских каменноугольно-пермских отложений. Пермские образования Джарджанской скважины имеют мощность 175 м, залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, охарактеризованы только спорово-пыльцевыми комплексами, в них не обнаружено ни одного подтвержденного органическими остатками прослоя морских отложений. В. С. Андреевым (Нижеоленекская СЛ-200) они были отнесены к булбарангдинской свите ( $P_{1-2bl}$ ), что представляется более правильным. (Прим. ред.)

лимиктовыми. В средней и верхней частях разреза – песчаники светло-серые, серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые, иногда с угловатыми обломками аргиллитов и углистыми включениями. По всему разрезу редкие прослой (до 0,3–0,9 м) алевролитов светло-серых мелкозернистых и аргиллитов темно-серых до черных. В интервалах 1429,1 и 1476,1 м прослой (0,1–0,3 м) гравелитов светло-серых мелкозернистых с песчано-алевролитовым цементом. Гравий представлен кварцем, кремнями и халцедоном. В пробах, выделенных из интервала 1360,9–1454,6 м, абсолютными доминантами являются мелкошиповатые споры рода *Spinosisporites* и *Acanthotriletes*, после которых по численности стоят мелкобугорчатые споры рода *Granulatisporitus* и мелкие гладкие подгруппы *Leiotriletes*. В одной пробе (1366,6 м) обнаружены зерна *Turrisporites sibiricus* (M e d v.) и *Raistrickia grandispinosa* (A n d r.). В пылевой части спектров чаще присутствуют гинкгосагообразные, реже кордаитовые [324]. Эти спектры, по заключению Т. Е. Михайловой, характерны скорее всего для пеляткинского горизонта Тунгусского бассейна (уфимский–уржумский ярусы). Принимая во внимание, что нижние и верхние горизонты толщи фаунистически не охарактеризованы, ее возраст принимается в объеме кунгуского–северодвинского ярусов региональной шкалы.

Мощность нерской свиты, при близком литологическом строении, увеличивается в направлении Предверхоянского прогиба от 175 м в Джарджанской опорной скважине Р-1 (14) [35ф, 65] до 300–500 м в 10–20 км восточнее границы площади листа [50] и до 500–700 м юго-восточнее границы листа [100].

Булгунняхтакская свита ( $P_{1-3}blg$ ) согласно залегает на отложении онкучахской свиты и сложена песками пепельно-серыми мелко- и среднезернистыми полевошпатовыми с конкрециями, линзами и линзовидными прослоями песчаников серых и буровато-серых кварц-полевошпатовых. Для толщи обычны линзы и прослой алевролитов, углистых сланцев и глин алевролитовых вязких жирных пластичных, мощностью до 5–6 м, количество и мощность которых увеличивается вверх по разрезу. Часты, особенно в угольных сланцах, прослой каменных углей длиной до 150 м и мощностью до 0,1–0,5 м. По всему разрезу многочисленные линзовидные прослой и конкреции сидерита, обломки стволов деревьев, скопление растительного детрита, остатки листовой флоры и СПК. Из флоры наибольшее значение имеют *Nephropsis ex gr. tomiensis* Z a l., *Ruffloria ex gr. candalepensis* Z a l., *Cordaites aff. angustifolia* (N e u b.) S. M e y e n, которые встречаются в пеляткинском и дегалинском горизонтах Сибирской платформы и деленжинском и дулгалахском горизонтах Верхоянья. В СПК, выделенных повсеместно, доминируют виды *Raistrickia cornuta* (A n d r.), *R. heteromorpha* (A n d r.), *R. abrupta* (A n d r.), *R. grandispinosa* (A n d r.), а также пыльца, содержащая до 25% гинкгосагообразных, характерные для пеляткинского и дегалинского горизонтов Сибирской платформы (уфимский–северодвинский ярусы) [66, 193]. Мощность свиты 130–135 м.

Ныкабытская и тюмятинская свиты объединенные ( $P_{1-3}nk+tm$ ). Распространены по северному склону Оленекского свода. Ныкабытская свита согласно, с четким контактом залегает на устьбурской

свите и представлена ритмичным чередованием примерно в равном соотношении пачек алевролитов, аргиллитов, песчаников и пакетов их тонкого переслаивания. Песчаники серые, темно-серые, зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые полимиктовые, участками с обильным углистым детритом на плоскостях напластования, линзовидными прослоями конкреций сидерита и обломками (до 0,2 м) стволов деревьев. Алевролиты серые, бурые разнозернистые, до песчанистых. Аргиллиты от темно-серых до черных, обычно алевролитистые, углистые. В стратотипическом разрезе по р. Ныкабыт, правом притоке р. Оленек, в нижней алевролитовой пачке обнаружен комплекс микрофауны, свойственный в основном для «горизонта гладких фрondiкулярий», характеризующих верхнюю часть приуральского отдела перми-уфимский ярус. Отсюда определены: *Rectoglandulina borealis* Gerke, *Fronicularia inflata* Gerke, *F. jakutica* Schleifer., *F. sectorialis* (Vor.), *F. prima* Gerke, *F. amygdaleformis* Gerke, *F. dilemma* Gerke, *F. gloria* sp. nov., *F. aff. ministissima* (Cush. et Wat.), *Saccamina* sp., *Nodosaria* sp., *Ammobaculites* sp. Близкий комплекс фораминифер из средней и верхней частей толщи обнаружен на Тюмятинском участке – скважины К-6 (2), К-7 (1), К-34. Возраст отложений определяется многочисленными двустворками *Kolymia irregularis* Lich., *K. inoceramiformis* Lich., *K. verchojanica* Lutk. et Lob., *K. quadrata* Lich. и другими видами, характерными для верхней части нижнеделенжинского подгоризонта (казанский ярус) Северо-Востока России [17ф, 268, 190, 193, 68].

Наиболее песчанистый и маломощный (20–30 м) разрез свиты наблюдается в междуречье Олонго (левый приток р. Келимьяр) и Ныкабыт (правый приток р. Оленек). В северо-западном направлении – скважины К-6 (2) и К-7 (1), Тюмятинский участок – мощность отложений увеличивается до 60–65 м. В этом же направлении начинают преобладать глинистые породы [17ф, 16ф, 190].

*Тюмятинская свита* согласно залегает на ныкабытской и имеет двухчленное строение. В нижней части преобладают алевролиты и аргиллиты, в верхней – песчаники. Песчаники серые, табачно-серые, оливковые тонкозернистые. Алевролиты черные, часто углистые листоватые, иногда в тонком переслаивании с аргиллитами или песчаниками. В алевролитах, преимущественно в верхней части толщи, единичные прослои (до 0,35 м) глиен темно-серых с сиреневатым оттенком, с тонкими слойками каолинизированных глиен. Аргиллиты черные углистые. Отмечаются прослои, обогащенные крупными (до 0,8 м) карбонатными конкрециями, линзовидные прослои кремнисто-карбонатных пород с текстурой «конус в конус», стяжения пирита. На плоскостях напластования – редко следы жизнедеятельности илоедов и скопления углистого растительного детрита.

Возраст свиты обоснован многочисленным и разнообразным комплексом микрофауны «горизонта разнообразных фораминифер» (биармийский-татарский отделы), включающим *Nodosaria cuspidatula* Gerke, *N. krotowi* (Tscherd.), *Fronicularia bella* Gerke, *F. mica* Gerke, *F. nafella* Gerke, *F. planulata* Gerke, *F. pseudotriangularis* Gerke, *F. subtilstriata* Gerke, *F. inflata* Gerke, *F. sectorialis* (Vor.), *Rectoglandulina borealis* Gerke, *R. pygmaeformis* (A. M. - Macclay), *Lingulinella arctica* Gerke,

*Saccamina arctica* Gerke и многих других. Эти виды характерны также для деленжинского и дулгалахского горизонтов Верхоянья. В верхней части отложений свиты (район оз. Арбангда) в песчаниках тонкозернистых глинистых известковистых массивных отмечаются прослои и линзы с многочисленными остатками, вплоть до ракушняков, брюхоногих моллюсков (Ю. А. Маланин, 2009 г.). В кровле свиты в песчаниках обнаружены двустворки *Myonia carinata* (M o r g.), которые, по заключению В. А. Муромцевой, характерны для верхов дулгалахского (северодвинский ярус) горизонта Верхоянья [193, 17ф, 190]. На основании находок макро- и микрофауны стратиграфический объем тюмятинской свиты определяется уржумским и северодвинским ярусами.

Минимальная мощность свиты (15 м) закартирована в верховьях р. Булункан-Юряге, левом притоке р. Келимяр, откуда она увеличивается до 35 м в сторону р. Тас-Эекит и р. Ныкабыт. От устья р. Ныкабыт в северном направлении мощность толщи плавно увеличивается от 40 м (скв. К-6 (2), Тюмятинский участок), до 70 м (скв. Р-50, Тюмятинский участок), причем увеличение мощности происходит в основном за счет нижней алевроито-аргиллитовой пачки. В западном направлении от р. Оленек происходит резкое опесчанивание разреза, морские фации сменяются прибрежно-морскими, а на водоразделах рек Ырас-Юрях–Тойон-Уйолах, где отмечается локальное поднятие, отложения отсутствуют [17ф, 16ф, 190].

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

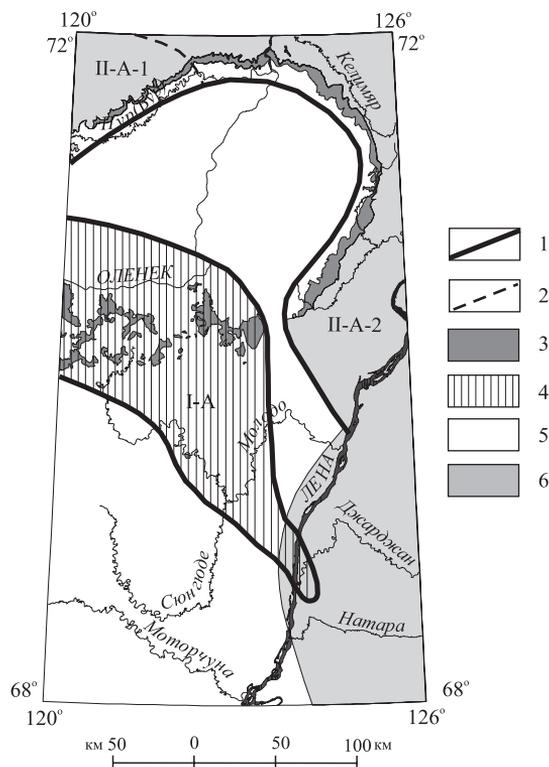
Включает на территории листа образования триаса, юры и мела.

### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения на площади листа представлены в основном своим нижним отделом, образующим два территориально разобщенных типа разреза – терригенный и вулканогенный.

#### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнетриасовые терригенные отложения (30–220 м) вскрываются в зоне сочленения южного борта Лено-Анабарского и западного борта Предверхоянского прогибов с Сололийским поднятием Оленекского свода (рис. 12) и характеризуются широким развитием морских фаций [117, 144] (рис. 13). Вулканогенные образования (до 220 м) закартированы в центральной части листа, охватывая районы Куойкско-Далдынского поднятия и Кютюндинского прогиба, а также вскрыты в юго-восточной части листа Джарджанской опорной скважиной Р-1 (67 м) [35ф, 107, 278]. Формирование их происходило в континентальных условиях. Площадь развития вулканитов является небольшим фрагментом Анабаро-Тунгусской СФО, занимающей огромные пространства в западной части Сибирской платформы, и относится к Молодо-Уджинской СФЗ. Последняя



**Рис. 12. Схема районирования триасовых образований.**

Элементы районирования: 1 – Анабаро-Тунгусская структурно-формационная область (СФО), структурно-формационные зоны (СФЗ): I-A – Молодо-Уджинская; II – Хатангско-Нижнеленская СФО, II-A – Лено-Бурская СФЗ, структурно-формационные подзоны: II-A-1 – Бурская, II-A-2 – Лено-Келямирская.

1–2 – границы: 1 – СФО, 2 – СФпЗ; 3 – выходы на поверхность осадочных и вулканогенных образований триаса; 4 – площади развития интрузий молодинского долеритового комплекса; 5 – площади, где триасовые образования отсутствуют или не установлены; 6 – площади, где триасовые образования перекрыты более молодыми отложениями.

на территории листа R-51 выполнена образованиями молодинской толщи. Морские терригенные отложения входят в состав Лено-Бурской СФЗ Хатангско-Нижнеленской СФО и представлены объединенными улахан-юряхской и терютэхской свитами (Бурская СФпЗ), а также объединенными улахан-юряхской и чекановской, ыстанахской и пастахской свитами (Лено-Келямирская СФпЗ).

Молодинская толща ( $T_1ml$ ) резко несогласно залегает на размытой неровной поверхности различных горизонтах палеозоя – от кембрия до верхней перми [193, 190], реже на раннетриасовых интрузивных траппах (молодинский долеритовый комплекс), граница с которыми проводится условно, так как долериты эффузивных покровов практически неотличимы от долеритов, слагающих интрузивные тела [67]. Разрез молодинской толщи довольно неоднороден по площади и характеризуется весьма сложными соотношениями и чередованием базальтов и их туфов и базальтов. В целом в разрезе толщи базальты преобладают над туфами. Туфопесчаники, туффиты и туфоалевролиты образуют отдельные линзовидные тела мощностью от 0,5 до 10 м, песчаники – редкие маломощные линзы [72ф, 69ф, 193].

Мощность вулканогенных образований на р. Молодо выше устья р. Сунююде – 5–7 м, в верховьях р. Далдын, левом притоке р. Молодо, – 60 м, в междуречье верховьев Молодо и правых притоков р. Оленек – 4–121 м. Максимальные мощности толщи – до 220 м, отмечаются на водоразделе рек Тит-Юряг–Сен (междуречье Кютюнгде–Молодо) [83ф, 69ф, 72ф].



В истоках р. Молодо (скв. 16 (137) [69ф, 193] из туфопесчаников под покровом базальтов выделены два спорово-пыльцевых комплекса, в составе которых определены *Marrattisporites*, *Osmundacidites*, *Chomotriletes*, *Selaginella*, *Aratrisporites*, *Protobietipites*, *Podozamites*, *Psophosphaera*, *Tobites*, что позволяет датировать вмещающие их породы первой половиной индского века [189, 190, 193, 69ф]. Триасовый возраст вулканогенных образований подтверждается и палеонтологическими материалами за пределами листа в Тунгусском бассейне и Таймыре [217].

Триасовые вулканы Джарджанской скважины (67 м) залегают на размытой поверхности пермских песчаников. В своей нижней части (43 м) они предствлены покровами базальтов темно-серых и зеленовато-серых с округлыми миндалинами, в верхней (24 м) – рыхлыми зеленовато-серыми базальтовыми туфами. С конгломератами в основании их перекрывают терригенные породы нижней юры (моторчунская свита) [65, 35ф]. По содержаниям щелочей и кремнезема анализируемые базиты, вскрытые Джарджанской скважиной, отвечают производным единого нормального (толеитового) ряда [142] и туфолоавовой ассоциации ленского вулканогенно-осадочного комплекса раннего триаса (по аналогии с ленским комплексом Западного Верхоянья) [107, 278]\*.

Улахан-юряхская и терютэхская свиты объединенные (Т<sub>1</sub>ujr+tr). Улахан-юряхская свита с размывом, стратиграфическим несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на верхнепермских отложениях. Строение разреза и состав образований свиты близок к таковым, описанным в опорных для Лено-Келямирской СФПЗ разрезах в низовьях рек Пур (Бур) и Никабыт [145, 115, 193]. Венчают разрез свиты (3,5 м) переслаивающиеся пестроцветные глины (минеральные краски) и пески – продукт лагунно-морского генезиса [115, 145, 117, 193], но есть мнение, что эти глины – материал латеральной коры выветривания туфопесчаников и лептохлоритово-шамозитовых песчаников [95ф, 69, 87].

В свите обычны разнообразные конхостраки, из которых *Cornia sileenica* Molin встречается только в инде, фораминиферы родов *Haplophragmoides*, *Trochammina*, *Reophax*, *Gaudryina*; остатки зубов раннетриасовых акул *Hybodus cf. rapax* Stensio, *H. cf. sassaniensis* Stensio; СПК [115, 17ф, 96ф, 69, 64ф, 220]. Возраст свиты (индский век) устанавливается главным образом по ее стратиграфическому положению между палеонтологически охарактеризованными пермскими и оленекскими толщами. Мощность свиты изменяется от 8 м в среднем течении р. Пур (Бур), до 30–40 м вблизи северной границы площади листа [52ф, 193]. В этом же направлении нижняя часть разреза замещается более тонкозернистыми, а верхняя – грубозернистыми отложениями. К восточной границе СФПЗ мощность свиты

---

\* Ленский долеритовый комплекс Западного Верхоянья представлен исключительно силлами и дайками долеритов, залегающими в каменноугольных и пермских отложениях. Его раннетриасовый возраст точно не установлен и лишь предполагается, хотя существуют и иные точки зрения. Выделение вулканической составляющей ленского долеритового комплекса только на основании особенностей химического состава небольшого количества проб из одной скважины, да еще и находящейся в другой СФЗ, представляется малообоснованным. (Прим. ред.)

увеличивается незначительно [17ф], к юго-западной отложения полностью выклиниваются [69].

*Терютэхская свита* залегает на пестроцветных глинах улахан-юряхской свиты без следов размыва и перерыва в осадконакопление [115, 145, 117, 193, 189] либо трансгрессивно на материале коры выветривания [95ф, 69, 87] и с большим стратиграфическим перерывом (более 40 млн лет) перекрывается базальными конгломератами булунканской пачки (рэт) кыринской свиты. Образована темно-серыми, темно-зеленовато-серыми алевроитовыми и аргиллитоподобными глинами. В толще обычны мелкие и крупные (до 1,5 м) караваеобразные, эллипсоидальные и шаровидные известковые конкреции, переотложенные желваки фосфоритов, обильные и разнообразные органические остатки, среди которых выделяются часто крупные (до 0,5 м) аммоноидеи. Венчается разрез корой выветривания (2–3 м), представленной глинами ржаво-желтыми, светло-желтыми, серыми, пятнистыми, мелкоплитчато-комковатыми [115, 145]. В восточной части СФпЗ в верхах свиты появляются линзы и маломощные прослои известняков. Мощность свиты в среднем течении р. Пур (Бур) около 20 м, откуда она незначительно увеличивается в северном и сокращается, вплоть до полного выклинивания, в юго-западном направлениях [17ф, 115, 52ф].

Из отложений определены аммоноидеи *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.), *Lepiskites kolymensis* (Porow), *Clypeoceratoides gantmani* (Porow), *Xenoceltites subevolatus* Spath и виды родов *Anaxenaspis*, *Sakhaites*, *Kelteroceras*, *Anakashmirites?*, *Melagathiceras*, *Juvenites?*, *Meekoceras*, *Arctoceras*; двустворки: *Malletia* sp., *Palaeonucula* sp., *Dacryomya* sp., *Cardinia* sp., «*Atomodesma*» sp., *Peribositria mimer* (Oeberg), *P. olenekensis* (Porow), *P. tompoensis* Kur. et Trusch., *Bakevellia reticularis* (Porow), *B. olenekensis* Kur.; конодонты: *Neogondolella mosheri* Kozur et Mostler, *Neospathodus waageni* Sweet и другие многочисленные виды родов *Neospathodus*, *Xaniograthus*, *Sweetocristatus*. Обычны остатки брахиопод, гастропод, фораминиферы, фрагменты костей и зубы акул [130, 115, 117, 113, 193]. Комплекс аммоноидей, двустворок, конодонт и фораминифер позволяет установить присутствие всех трех (*hedenstroemi*, *kolymensis*, *tardus*) зон нижнего оленека.

Улахан-юряхская и чекановская свиты объединенные (Т<sub>1</sub>ujr+čk). В Лено-Келямирской СФпЗ *улахан-юряхская свита* со стратиграфическим перерывом, а на некоторых участках с небольшим асимутальным несогласием, залегает на слегка волнистой поверхности пермских песчаников, которые в кровле иногда выветрены до песков и глин. В опорных разрезах в низовьях рек Пур (Бур) и Никабыт [115, 117, 17ф] нижняя часть свиты (5 м) образована туфоалевролитами крупнозернистыми песчанистыми и песчаниками буровато- и зеленовато-серыми разномзернистыми вулканомиктовыми с тонкими прослойками алевролитов и аргиллитов темно-коричневых и редкими линзочками гипса. В базальных слоях местами отмечены плоская сидеритовая галька, караваеобразные линзы конгломератов, состоящие из этих же галек, обугленная древесина, мелкая глинистая галька, а вблизи кровли – крупные караваеобразные известково-сидеритовые конкреции. В базальных слоях пачки в нижнем течении

р. Тойон-Уялах и в верхней части тюмятинской свиты в нижнем течении р. Никабыт присутствуют линзы и линзовидные прослои монтмориллонит-каолинитовых глин, которые, по мнению Р. О. Галабалы, свидетельствуют о масштабном химическом выветривании в поздней перми–раннем триасе [17ф]. В верхах пачки встречены редкие фораминиферы. Верхняя часть свиты (12 м) сложена неравномерным переслаиванием пестроцветных глин, аргиллитов и рыхлых туфопесчаников. Глины темно-зелено-серые, желтовато-серые, вишневые, алевролитовые и алевролитистые. Участками отмечаются скопления кристаллов белого гипса, слабая загипсованность пород и прослои (до 5–15 см) минеральных красок темно-вишневого цвета. Аргиллиты темно-коричневые. Песчаники ржаво-бурые и ржаво-желтые, линзами известковистые. В пачке заключены лепешковидные сидеритовые, иногда небольшие известковистые конкреции. В южном и юго-восточном направлениях из разреза постепенно выпадают глины, и отложения становятся более песчаными, глины замещаются аргиллитами и алевролитами, рыхлые песчаники – песчаниками разнозернистыми с редкими линзами полимиктовых конгломератов, а на контакте с пермскими песчаниками появляются базальные конгломераты (до 0,6 м) пестрого состава, состоящие из галек кварца, мергелей, кремней, песчаников, кварцитов, известняков [37ф, 38ф, 48ф, 16ф].

Мощность свиты в низовьях рек Пур (Бур) и Никабыт – до 17 м. В северном направлении (скважины К-6 (2) и К-7 (1), Тюмятинский участок) мощность сокращается до 4–8 м за счет выпадения из разреза верхней, глинистой части, и вскоре вблизи границы площади листа (скв. К-8, Тюмятинский участок) отложения выклиниваются. К западной границе СФпЗ мощность толщи незначительно увеличивается. Близкие мощности – 20–25 м наблюдаются и по долине р. Тас-Эекит. Наибольшая мощность – 67 м отмечается в среднем течении р. Ортоку-Эекит, бассейн р. Буор-Эекит, и 68 м в скв. П-1 (6) (Говоровская площадь). Вблизи северо-восточной границы СФпЗ (скв. П-1, Дьяпальская площадь) отложения отсутствуют [37ф, 17ф, 16ф, 6ф, 115]. Индский возраст свиты подтверждается находками двустворок *Promyalina schamarae* (Bittn.), «*Atomodesma*» *errabunda* P o r o w и конхострак *Loxomicroglypta* cf. *balbukensis* N o v o j. [37ф, 16ф, 220].

*Чекановская свита* залегает на пестроцветах улахан-юряхской свиты согласно или с небольшим размывом. В междуречье Эмехсин-Унгуохтах-Юряге–Куччугуй-Никабыт, Хотугу-Эекит–Сололи и Келимяр–Тас-Эекит амплитуда размыва значительно увеличивается, и темно-серые глины чекановской свиты с угловым несогласием залегают на различных горизонтах Перми; в этом случае в основании свиты практически повсеместно присутствуют конгломераты (0,1 м) из мелких (гравий, галька) переотложенных фосфоритовых конкреций, цементированных коричнево-бурым железистым песчаником [115, 117, 17ф, 16ф]. В южной части СФпЗ [37ф] чекановская свита залегает на подстилающих отложениях согласно. В опорных разрезах по р. Тойон-Уйолах и р. Никабыт свита образована глинами аргиллитоподобными темно-серыми с зеленоватым оттенком, с конкреционными прослоями сидеритовых и известковых конкреций. В южном и восточном направлениях от опорных разрезов глины замещаются

аргиллитами и алевролитами, появляются маломощные редкие прослойки песчаников, которые в среднем течении р. Сыгынахта, верховьях р. Кютюнгде и в нижнем течении р. Ортоку-Эекит достигают мощности 4–4,5 м [37ф]. В верхней части разреза повсеместно присутствует горизонт (1,5–4 м) водорослевых серых битуминозных известняков, прослоенных глинами (первые см–0,5 м) темно-серыми или линзующимися пластами (до 1 м) аргиллитов кремово-серых с прослоями (2–7 см) известняков.

В нижней части горизонта обычны прослойки и линзовидные образования светлых, почти белых известняков. На правобережье р. Оленек (р. Никабыт), междуречье Келимяр–Тас-Эекит и в среднем течении р. Тас-Эекит (р. Бэрэкит и р. Некю-Юрях) под пластом известняков сохранились редкие маломощные реликты площадной коры выветривания, возможно, и переотложенные, представленные бесструктурной белой глиной монтмориллонит-каолинитового состава мощностью от первых сантиметров до 15 см. Здесь же в подошве пласта известняков наблюдается прослой конгломератов (до 0,1 м) с костными остатками рыб, обломками окаменевшей древесины, с мелкой галькой и гравием кремней, кварца, яшмоидов, кварцитов и кварцитовидных песчаников, кислых эффузивов [37ф, 17ф]. В глинах и аргиллитах встречены многочисленные конодонты *Neospathodus waageni* Sweet, *Neogondolella mosheri* Kozur et Mostler и др. В известняках амmonoидеи *Hedenstroemia* cf. *hedenstroemi* (Keys.), *Clypeoceratoides* sp., *Xenoceltites subevolatus* Spath, двустворки *Peribositra mimer* (Oeberg), *P. olenekensis* (Porrow), *Bakevellia* ex gr. *reticularis* (Porrow), *B. olenekensis* Kug., *Claraia* ex gr. *occidentalis* (Whit.) и конодонты, комплекс которых близок к таковому из нижней части свиты. Обычны для отложений и остатки фораминифер, брахиопод, конхострак и зубов рыб. Чекановская свита содержит комплекс амmonoидей, двустворок и конодонт всех трех (*hedenstroemi*, *kolymensis* и *tardus*) зон нижнего оленека.

Мощность свиты постепенно уменьшается от 15–17 м в стратотипической местности до 10–14 м и менее вблизи северной границы территории листа (скв. К-7 (I) и К-8, Тюмятинский участок), при этом уменьшается мощность нижней глинистой части, но региональный реперный горизонт известняков наблюдается повсеместно. В южном направлении мощность отложений увеличивается, и по долинам рек Сыгынахта (верховья р. Кютюнгде) и Ортоку-Эекит (приток р. Буор-Эекит) достигает 21–30 м. К восточной границе площади листа мощность свиты постепенно сокращается до 14 м (скв. П-1 (б) Говоровская площадь), а за восточной рамкой в скв. П-1 (Дьяпальская площадь) отложения толщи отсутствуют [115, 145, 113, 38ф, 44ф, 190, 6ф, 17ф].

Ыстанахская и пастахская свиты объединенные (T<sub>1</sub>ys+ps). *Ыстанахская свита* согласно залегает на известняках чекановской свиты и представлена монотонной толщей аргиллитов и алевролитов темно-серых глинистых мелкозернистых с пакетами флишоидного чередования аргиллитов и алевролитов. В породе заключены прослойки с известковистыми, фосфоритовыми и сидеритовыми конкрециями. В отложениях обильные остатки амmonoидей *Boreoceras demokidovi* (Porrow), *B. apostolicum* (Smith), *Bajarunia alexeevae* (Porrow), *B. eiekitensis*

(P o r o w), *B. euomphala* (K e y s.), ортоцератоидей *Trematoceras* sp., двустворок *Bakevella varians* K u r., *B. ex gr. lapteviensis* K u r., *Streblopterinella newelli* (K u r.), *Leptochondria* sp., *Peribositria cf. sibirica* K u r., *Palaeonucula* sp., *Unionites fassaensis* (W i s s m.), фораминифер и конодонт, в число которых входит *Neogondolella jubata* M o s h e r, вид-индекс нижних трех зон верхнего оленека [115, 113, 17ф, 16ф]. Комплекс аммоноидей типичен для зоны euomphala верхнего оленека, но за пределами листа в верхней части разреза свиты имеются находки аммоноидей, характерных и для зоны contrarium [144].

Мощность свиты в низовьях рек Пур (Бур) и Никабыт колеблется в пределах 40–55 м, откуда увеличивается к северной границе площади листа до 65–85 м. Минимальная мощность – 3–4 м отмечается в нижнем течении р. Хотугу-Эекит (приток р. Буор-Эекит) и 20 м в среднем течении р. Тас-Эекит; на этих участках верхняя часть свиты размита и трансгрессивно перекрывается конгломератами булунканской пачки (рэт) кыринской свиты. Максимальные мощности – 134 м наблюдаются вблизи восточной границы листа на Говоровской площади в скв. П-1 (6). В северо-западной части СФпЗ на правобережье нижнего течения р. Ноюо отложения выклиниваются [115, 17ф, 16ф, 5ф].

Породы *пастахской свиты* согласно залегают на подстилающих слоях. Свита образована неравномерным чередованием аргиллитов темно-серых, алевролитов глинистых мелкозернистых, песчаников зеленовато- и светло-серых мелкозернистых, алевролитами крупнозернистыми и пакетами флишоидного переслаивания аргиллитов и алевролитов. Пласты, прослой и пакеты этих пород часто линзуются и не выдержаны по простиранию. Наиболее выдержанные и мощные (до 4–5,5 м) пласты песчаников тяготеют к верхней части разреза. В породах свиты найдены лишь обрывки стеблей из рода *Calamites*. Стратиграфический объем свиты определяется верхней частью верхнего оленека, зонами *grambergi* и *spiniplicatus*, по аналогии с разрезами свиты в Нижнеленском районе, хотя в нижнем течении р. Лена и на побережье Оленекского залива пастахская свита соответствует зоне *spiniplicatus* верхнего оленека. Стратиграфический объем пастахской свиты, так же как подстилающей ыстанахской, севернее территории листа неодинаков, поскольку по латерали на границе этих свит наблюдаются фациальные изменения [115, 17ф, 145, 144].

Мощность отложений изменяется от 20–25 м вблизи северной границы территории листа (скв. К-7 (1) и К-8, Тюмятинский участок) до 10–20 м в верховьях р. Никабыт. Максимальная мощность 88 м отмечается в скв. П-1 (Дьяпальская площадь), находящейся в 40 км восточнее границы территории. Минимальная – 2,2 м в правом борту р. Тас-Эекит, ниже устья р. Сололи, и 4,5 м в бассейне р. Мэнэ, левом притоке р. Келимяр. В северо-западной части СФпЗ на правобережье нижнего течения р. Ноюо, вблизи восточной границы территории, в скв. П-1 (6) (Говоровская площадь) и в нижнем течении р. Хотугу-Эекит, левом притоке р. Буор-Эекит отложения отсутствуют [17ф, 16ф, 37ф, 38ф, 5ф].

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения данного возрастного диапазона (от рэта до плинсбаха включительно) залегают в основании мощного разнофациального комплекса юрско-меловых отложений, знаменуя собой начало нового этапа в развитии мезозойских осадочных бассейнов севера Сибири (рис. 14). Они дугой шириной до 10–20 км обрамляют с севера и востока Оленекский свод, входя в состав Лено-Анабарской СФЗ Лено-Енисейской СФО с преимущественно морским типом седиментогенеза (рис. 15). Представлены они кыринской свитой, развитой в Лено-Оленекской СФпЗ.

Кыринская свита ( $T_3-J_1kr$ ) залегает трансгрессивно на отложениях нижнего триаса и перми. В основании свиты повсеместно прослеживаются (0,1–0,3 м, редко до 0,6–0,9 м) конгломераты. Выше конгломератов залегают переслаивающиеся в виде линзующихся слоев (от 5–15 до 25 см) песчаники серые и темно-серые, алевролиты (от 1–10 до 15–20 см) темно-серые и глины (15–20 см) бурые, табачно-бурые, пепельные и темно-серые вязкие. В мелких линзах отмечаются гравий, углифицированный детрит, обломки минерализованной древесины и каменный уголь. В разновидностях пород наблюдаются включения рассеянной гальки осадочных и магматических пород, а также развиты отдельные хорошей степени окатанности гальки кремня и кварца. В 1989 г. в обрывах руч. Кыстык-Хая-Юряге (бассейн р. Келимяр) эта базальная часть была выделена Р. О. Галабалой и др. [48a] в булунканскую свиту (рэт). В этой же статье [48a] высказано предположение, что пачка песчаников разнозернистых с базальными конгломератами в основании вскрывающаяся в среднем течении р. Пур (Бур) и отнесенная по комплексу фауны к тумульской свите (средний норий, зона *Otapiria ussuriensis*) [115], имеет позднезорийский возраст (зона *Tosapecten efimovae*). В 1992 г. это предположение нашло свое полное подтверждение [144a]. Решением СибРМСК от 22.12.2008 г. № 27 в состав кыринской свиты нижней юры включена булунканская пачка (верхняя часть рэта), которая отвечает булунканской свите, первоначально выделенной в приустьевой части р. Келимяр [48a]. Основанием для этого является то, что данные отложения связаны постепенным переходом и представляют собой единый этап осадконакопления. В то же время булунканская пачка является высокопродуктивным промежуточным алмазоносным коллектором [48a, 92] и под этим именем широко известна в литературе.

Фаунистический комплекс булунканской пачки включает в себя *Tosapecten efimovae* Polub., *Oxytoma koniensis* Tuchk., *O. mojsisovicsi* Tell., *Otapiria* sp., *Monotis* sp. juv. vel *Monotidae* gen. nov., *Lima* ex gr. *transversa* Polub., *Plagiostoma* aff. *praecursor* (Quenst.), «*Camptochlamys*» cf. *inspecta* Kipar., *Lissochlamis ochotica* Kipar., *Unionites sublettica* (Kipar.), *Arctomytiloides* sp., *Palaeopharus buriji* Kipar., *Tancredia tuchkovi* Kipar., *Neoshizodus* ex gr. *rotundus* (Alb.), *Cardita cloacina sibirica* Kipar., *Byreiamya dubia* Polub., *Ochotomya anmandykanensis* (Tuchk.), *O. anyuensis* Polub., *O. terehovae* Polub., обычны ракушняки брахиопод – *Pseudohalorella* ex gr. *sibirica* Dagys., *Piarorhynchia*

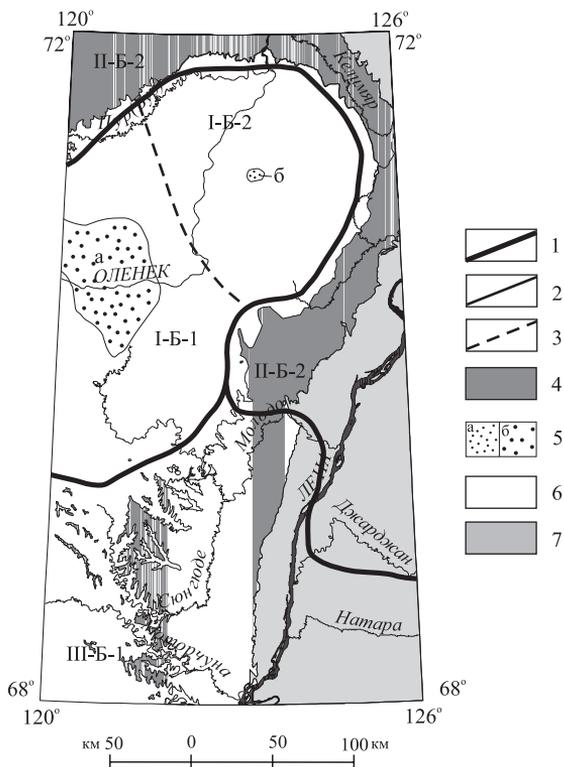
*formalis* D ag y s., *Piarorhynchia diva* D ag y s., неопределимые спирифириды [37ф, 48а, 115, 144а, 246а, 322а]. Время формирования пачки – поздний рэт, которое подтверждается комплексом фауны с видом-индексом подзоны *Tosarecten efmovae*. Мощность пачки в среднем течении р. Пур (Бур) – 3,6 м [115], в стратотипической местности – 2,4–3,5 м [48а, 322а]. В нижнем течении р. Хотугу-Эекит, левом притоке р. Буор-Эекит, по данным А. Г. Константинова и др. [322а], на базальных мелко- и среднегалечных конгломератах полимиктовых (0,05–0,5 м) залегают алевролиты (до 5,3 м) комковатые, плохо отсортированные, с редкими прослоями (1–3 см) конгломератов, гравелитов и желтовато-бурых глин. Венчает пачку слой (0,5 м) переслаивания песчаников мелкозернистых, алевролитов крупнозернистых (3–5 см) и алевролитов (до 1 см) мелкозернистых глинистых. По простиранию этот слой замещается песчаниками зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми комковатыми. Мощность булунканской пачки в этом разрезе – в 5,8–6,3 м. По другим данным [37ф], в нижнем течении р. Хотугу-Эекит вскрывается пачка, в которой преобладают грубо- и среднезернистые полимиктовые песчаники с линзами и прослоями известковистых песчаников, конгломератов, гравелитов и алевролитов мощностью 25–35 м (хотугинская свита).

Самые нижние горизонты, относящиеся к юрской системе (геттанг), вскрываются в береговых обрывах рек Улахан-Терюття и Кыра-Хос-

**Рис. 14. Схема районирования верхнетриасово-(рэтско)-юрских образований.**

Элементы районирования. Структурно-формационные области (СФО): I – Анабаро-Оленекская, II – Лено-Енисейская, III – Лено-Вилюйская; структурно-формационные зоны (СФЗ): I-Б – Нижнеоленекская, II-Б – Лено-Анабарская, III-Б – Лено-Алданская; структурно-формационные подзоны (СФпЗ): I-Б-1 – Куойкская, I-Б-2 – Хорбосуонская, II-Б-2 – Лено-Оленекская, III-Б-1 – Жиганско-Джарджанская.

1–3 – границы: 1 – СФО, 2 – СФЗ, 3 – СФпЗ; 4 – выходы на поверхность осадочных отложений; 5 – площади развития позднерюрских кимберлитовых комплексов (а – куойкского, б – хорбосуонского); 6 – площади, где верхнетриасово-юрские образования отсутствуют или не установлены; 7 – площади, где верхнетриасово-юрские образования перекрыты более молодыми отложениями.



Тюрюгтях (левые притоки р. Бур в среднем течении). Анализ литолого- и стратиграфо-палеонтологического материала показывает, что подошвенная глинистая часть кыринской свиты (13–14 м) является маркирующей в рассматриваемом районе и имеет геттангский возраст (комплекс аммонитов, двустворок и фораминифер [340, 31ф]). Выше этих глин в разрезе нижней юры (синемюр–плинсбах) залегают преимущественно глины темно-серые и зеленовато-серые, и аргиллиты черные, чередующиеся с пачками алевролитов темно-серых разномерных, с включениями рассеянной гальки и отдельных валунов осадочных пород. Породы чаще массивные, реже линзовидно-слоистые, иногда отмечается примесь мелкозернистого песка (до 4%). Характерно наличие включений редкой рассеянной гальки кремней, кварца, осадочных и магматических пород, мелких линз гравия и ракушняка. В пределах Лено-Оленекской СФпЗ эта глинисто-аргиллит-алевролитовая толща кыринской свиты залегает согласно на рэтских слоях, постепенно сменяя их вверх по разрезу без видимых следов размыва. В кровле обычно залегает «желтый слой (0,9–1,0 м) плинсбаха» [31ф], прекрасно прослеживающийся во всех обнажениях района, где имеется контакт позднего плинсбаха и раннего тоара, или верхов кыринской и курунгской свит. Этот слой представлен алевровитовыми глинами, окрашенными во все оттенки желтого и красного цветов. Встречаются небольшие конкреции известковисто-глинистого состава, линзочки углистого материала, рассеянная галька кремней, кварца. Текстура пород пятнистая, ячеистая. Отмечаются линзочки ракушняка, обломки минерализованной древесины. Слой представляет собой «поверхность выветривания» (при раскопках исчезает такая его характерная особенность, как яркие желтые тона). Спектральный, химический и минералогический анализы не фиксируют каких-либо аномалий свежих образцов этого слоя из различных обнажений. Формирование цветовой гаммы обусловлено миграцией атмосферных растворов по трещинам, перекрывающим рассматриваемый слой битуминозных тоарских отложений. Воды, в связи с повышенным содержанием органического вещества в «бумажных сланцах» тоара, приобретают резко кислую реакцию, что позволяет им растворять пирит. На поверхности отложений кровли, под вышележащей битуминозной толщей, особенно после дождей, выступает белая корочка гипса. Мигрируя по трещинам в нижележащие слои, высокожелезистые подземные воды приобретают щелочную или нейтральную реакцию, в связи с чем происходит осаждение железа в виде ярозита в кровле кыринской свиты (верхние слои плинсбаха). «Желтым слоем плинсбаха» заканчивается разрез кыринской свиты в данном районе. Выше залегает маркирующая толща битуминозных глин раннего тоара, являющаяся аналогом широко известных на севере Сибири китербютских глин. Мощность свиты изменяется с юга на север района от 132 до 215 м. Геттангский–плинсбахский возраст глинисто-аргиллит-алевролитовой толщи определяется находками аммонитов рода *Psiloceras*, включающий видовые разновидности: *Psiloceras viligense* Chud. et Polub. и *P. cf. planorbis* (Sow.), а также *Arietites* sp., с сопутствующими комплексами двустворчатых моллюсков *Kolymonectes cf. kedonensis* Polub., «*Pseudomytiloides*» *sinuosus* Polub., *Harpax nodosus* Polub.,



*H. laevigatus* Orb., *Pleuromya galathea* Agas, фораминифер *Saccamina kyrensis*, *S. ampulacea*, *Trochammina gerkei*, *T. sablei*, *T. inusitata*, *T. lapidosa*, *Glomospira gerkei*, *Glomospirella* sp., *Protonodosaria proceriformis*, *Astacolus varians*, *Ammodiscus* ex gr. *asper*, *A. pseudoinfimus granulata*, *Marginulina subamica*, *Astacolus varians*, *Globulina* ex gr. *oolitica*, *Verneuilina pudica*, *Dentalina* ex gr. *communis*, *Lenticulina margarita*, *Discorbis? buliminoides*, *Ammobaculites* ex gr. *strigolis* и брахиопод *Rudirhynchia najahaensis* (Moiss.). Приведенные фаунистические комплексы позволяют коррелировать сугубо нижнеюрские осадки с зимним, левинским и шараповским горизонтами региональной шкалы Севера Сибири [340, 162].

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа R-51 отложения юрской системы представлены тремя отделами. Они формируют сложный разнофациальный комплекс, образованный в северной части территории морскими (Лено-Енисейская СФО), а в южной – морскими, лагунными, континентальными (Лено-Вилуйская СФО) толщами (рис. 14, 15).

### НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел представлен отложениями курунгской свиты, входящей в состав Лено-Оленекской СФпЗ Лено-Енисейской СФО, и моторчунской свиты, входящей в состав Жигано-Джарджанской СФпЗ Лено-Алданской СФЗ Лено-Вилуйской СФО.

Курунгская свита (J<sub>1</sub>kl) выделена ранее из состава келимярской свиты как курунгская толща [31ф]. Она отвечает самым нижним горизонтам морских глинистых фаций тоара бывшей келимярской свиты (в принятых ранее градациях Межрегионального стратиграфического совещания объем келимярской свиты – тоар–бат) и залегает с разрывом на «желтом слое плинсбаха». Опорный разрез находится на сопредельной к северу от листа территории на руч. Курунг, левом притоке р. Келимяр (бассейн р. Оленек). Свита представлена битуминозными «бумажными сланцами» [31ф]. В составе так называемых «бумажных сланцев» геологи-нефтяники выделяют глины темно-зеленовато-серые, почти черные тонкоотмученные битуминозные тонкослоистые, рассланцованные с множеством загипсованных ростров белемнитов. Отмечаются прослои (10–20 см) глин черных («сажистых») вязких, глин темно-серых и черных тонкослоистых и листоватых (1–2 см, редко 5–14 см) и глин желтых битуминозных плотных (10–25 см). В подошве свиты слой глин начинается маломощным пропластком (7 см) черной сапропелево-глинистой породы (содержание ОВ достигает 12%, количество сингенетичных битумов 0,3%). Органическое вещество представлено в основном сорбомикстинитом, колоальгинитом, в меньшей степени гумусовым материалом, похожим на витринит [31ф]. Выше описанного слоя в глинах наблюдаются караваевообразные конкреции с фунтковой текстурой. Породы слоя пятнами интенсивно ярозитизированы,

особенно вокруг маломощных, но протяженных линз (от 5–7 см до 20–30 м) сапропелевых глин. Эти глины «сигмоидно» изогнуты к подошве пласта сапропелита. При растирании сапропелитовые глины дают коричневатый порошок, который при нагревании сильно коптит и издает резкий запах битума. В сапропелите встречаются желвачки и линзочки пирита, включения мелких округлых конкреций и желваков фосфоритов и выдержанный тонкий линзующийся горизонт конкреций известково-глинистого состава с характерной текстурой «кон-ин-кон». В глинах отмечаются линзы с остатками белемнитов, обломков аммонитов и раковин двустворок. Здесь же наблюдаются включения обломков минерализованной древесины. Нижняя граница свиты четкая, ровная; верхняя подчеркивает постдиагенетические пережимы и раздувы мощности. Мощность маркирующей толщи битуминозных пород в районе достигает 16 м. Ее раннетюарский возраст определяется находками аммонитов *Harpoceras* spp., *Catacoeloceras* sp., двустворок *Pseudomytiloides marchaensis*, *Oxytoma jacksoni*, *Astarte* sp., *A. meeki*, *Meleagrinnella* sp., *Liostrea taimyrensis*, *Pseudomytiloides mytiliformis*, *Taimyrodon* sp., *Grammototon* sp., *Malletia* sp., *Dacryomya inflata*, *D. gigantean*, *Homomya* sp., *Pleuromya* sp., *Propeamussium pumilum*, *P. olenkense*, *Camptonectes* sp., фораминифер *Ammodiskus* sp., *A. glumaceus*, *Trochammina kisselmani*, *Astacolus* sp., *A. praefoliaceus*, *Saccamina inanis*, *Ammobaculites lobus*, *Kutzevella* sp., *K. aperta*, *Lenticulina multa*, что дает основание коррелировать морские глинистые отложения с китербютским горизонтом региональной шкалы Севера Сибири [340, 31ф].

Моторчунская свита ( $J_1mt$ ). Залегает трансгрессивно на отложениях палеозоя и вулканогенных образованиях нижнего триаса (Джарджанская скважина). Наиболее полно породы моторчунской свиты исследованного района были описаны и охарактеризованы фаунистически по берегам р. Моторчуна (левый приток р. Лена), в серии естественных обнажений в 5 км ниже устья р. Сиэн-Юрягэ [156]. В береговых обрывах отложения нижней части свиты включают пачки глин (от 1–5 до 10 м) темно-серых слабопесчаных алевролитистых, прослой (1–4 до 6 м) алевролитов темно-серых мелкозернистых и серых разномзернистых, маломощные прослой (от 0,5–1 до 2 м) песков серых разномзернистых и пласты (от 1–4 до 10 м, нередко 30–40 м) песчаников серых и темно-серых мелкозернистых, нередко глинистых. В верхах пески и песчаники заметно доминируют и их прослой достигают 60–80 м. Среди них, в низах и в верхах верхней части свиты выделяются две алевролитово-глинистые пачки – 18–20 и 25–28 м. Практически по всем литологическим разновидностям свиты отмечаются хаотически рассеянные включения галек кварца, осадочных, эффузивных, редко метаморфических пород, а также плохо окатанные обломки осадочных пород, обугленные и минерализованные древесные остатки. Включения представлены мелким рассеянным растительным детритом на плоскостях наслоения, нередко в виде линзочек присутствует углистый материал и разрушенная призматика ракушняков. Мощность свиты в стратотипе – 130 м, а в бассейне р. Моторчуна была оценена в 130–165 м. По данным Т. И. Кириной с соавторами [156], отложения нижней части свиты (0–30 м) включают двустворки *Nukula* sp., *Oxytoma sinemuriensis* Orb., *Cardinia laevis*

A g., *C. ex gr. concinna* (S o w.), *Myophoria* sp., *Hyperammia neglecta* G e r k e et S o s s i p. В средней части (30–40 м) авторами были найдены двустворки *Myophoria lingonensis* (D u m.), *Astarte* sp., *Harpax* spp., гастроподы, комплекс фораминифер и остракод. В верхних слоях (70–80 м) двустворки представлены *Veteranella* (*Glyptoleda*) aff. *formosa* (V o r.), *Radulonectites hayami* P o l u b., *Eopecten* ex gr. *viligaensis* (T u c h k.), *Meleagrinnella tiungensis* (P e t r.), *Harpax laevigatus* (O r b.), *Myophoria lingonensis* (D u m.), *Tancredia schiriaevi* B o d y l, *Modiolus* sp. В комплексе с двустворками присутствуют аммониты *Amaltheus arcticus* K o s h., *A. brodnaensis ventrocalvus* R e p i n, *A. ex gr. margaritatus* M o n t f., брахиоподы *Orlovirinhychia viligaensis* (M o i s s.), *Rudirhynchia najahanensis* (M o i s s.), *Loboidothyris* ex gr. *orientalis* D a g i s и фораминиферы. По выявленным фаунистическим остаткам свита датирована геттангом–плинсбахом [156].

В 1991 г. моторчунская свита в стратотипическом разрезе была доизучена И. Г. Князевым и др. [165]. По данным этих авторов, нижняя часть свиты уверенно делится на две пачки: первую – глинистую (12,5 м) и вторую – алевроитопесчаную (12,9–13,5 м). Первую пачку формируют глины темно-серые и буровато-серые алевролитовые и алевролитистые с караваеобразными конкрециями алевролита известковистого. В породе многочисленные следы жизнедеятельности илюидных. Текстура пород беспорядочная. Отмечаются гнездовидные скопления разрозненных створок и целых раковин двустворок *Harpax* ex gr. *laevigatus* (O r b.), *Meleagrinnella subolifex* P o l u b., *Tancredia* aff. *kuznetsovi* P e t r., *Malletia* sp., *Homomya* sp. indet., *Oxytoma sinemuriensis* O r b. Вторая пачка состоит из алевролитов и глин в различной мере песчаных с прослоями песков серых и темно-серых мелкозернистых сильноглинистых. Обломочный материал – полевошпатовые граувакки. В основании пачки залегает пласт (1,5 м) туфопесчаников темно-серых мелкозернистых слабоуплотненных, с включениями желваков пирита в карбонатно-гидрогетитовом цементе. В породах отмечается рассеянная галька кварца, осадочных пород, обломки древесины, конкреции алевролитов известковистых, часто серицитизированных. Многочисленные остатки двустворок, комплексы которых различны в нижней (4 м) и верхней частях пачки. В низах найдены *Meleagrinnella subolifex* P o l u b., *Oxytoma sinemuriensis* O r b., *Tancredia* aff. *kuznetsovi* P e t r., *Myophoria* aff. *laevigata* (Z i e t.), *Harpax* ex gr. *laevigatus* (O r b.), *Otapiria* ex gr. *limaeformis* (T u c h k.), *Cardinia* ex gr. *consinna* (S o w.), *Unicardium*(?) sp. В комплексе двустворок верхней части пачки многочисленны *Velata viligaensis* P o l u b. в сопровождении *Anradulonectites anabarensis* S c h u r. et L u t., *Panopea* sp., *Myophoria lingonensis* (D u m.), *Harpax laevigatus* (O r b.), *Kolymonectes* sp. indet., *Meleagrinnella* cf. *ptchelincevae* P o l u b. В верхах найден аммонит *Amaltheus* sp. indet. Мощность описанной нижней части свиты – 26,5 м. Граница с вышележащими отложениями верхней части свиты четкая, проводится по резкому изменению гранулометрического состава пород, определяющего особенность структуры разреза.

Верхняя часть свиты на р. Моторчуна представлена глинами темно-серыми уплотненными, глинами серыми плитчатыми алевролитовыми с горизонтальной слоистостью и алевролитами глинистыми. В верхней половине

подсветы доминируют алевроиты, часто песчанистые с прослоями песков серых и темно-серых мелкозернистых алевроитовых. Отмечаются известково-глинистые конкреции и конкреции алевролитов известковистых. По породе рассеяна редкая мелкая галька кварца и осадочных пород, встречаются отдельные валуны осадочных пород, обломки минерализованной древесины. В верхах разреза преобладают алевролиты крупнозернистые песчаные, реже алевролиты мелкозернистые алевроитовые. Отмечаются прослой песчаников мелкозернистых. По составу эти песчаники – граувакковые аркозы, со споровым глинистым цементом.

В самом верху свиты залегает пласт (3 м) песчано-алевритовой глины, отличающейся от вышележащих отложений более светлой окраской и интенсивным голубоватым оттенком. Верхняя граница подсветы проводится в основании толщ тонкоотмученных глин тоарского яруса. Мощность верхней части свиты – 70 м, а мощность в стратотипе на р. Моторчуна определена в 96,5 м [161]. По уточненным данным Б. Н. Шурыгина с соавторами [340], мощность свиты изменяется с юга на север Жиганского района от 96 до 290 м. Отложения в нижней части охарактеризованы двустворками *Taimyrodon plinsbachiensis* Schur., *Tancredia kuznetsovi* Petr., *Harpax laevigatus* (Orb.), *Anradulonectites incertus* Schur. et. Lut., *Meleagrinnella* sp. indet., *Malletia* sp., *Myophoria lingonensis* (Dum.), а также аммониты *Amaltheus* spp. В верхней части остатки фауны представлены двустворками *Radulonectites hayamii* Polub., *Neocrassina* sp., *Meleagrinnella tiungensis* (Petr.), *Harpax laevigatus* (Orb.), *Panopea nordica* Schur., *Tancredia kuznetsovi* Petr., *Anradulonectites* sp. indet. Данный комплекс двустворок и аммоноидей позволяет датировать свиту геттангским ярусом–верхеплинсбахским подъярусом и коррелировать ее с зимним, левинским и шараповским горизонтами региональной шкалы Севера Сибири [340, 162].

### НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Выполнены отложениями келимярской и сунтарской свит. Первая входит в состав Лено-Оленекской СФПЗ Лено-Анабарской СФЗ, вторая – в состав Жиганско-Джарджанской СФПЗ Лено-Алданской СФЗ.

Келимярская свита ( $J_{1-2}kl$ ) залегает трансгрессивно на подстилающих отложениях курунгской (в местах полного ее выклинивания в северо-восточной части территории листа – кыринской) свит. Представлена мощной глинисто-алевролитовой толщей, состоящей из глин темно-серых, зеленовато-серых и серых алевроитовых с примесью мелкозернистого песка (до 1,5%), глин темно-серых вязких алевроитовых, аргиллитов черных глинистых плитчатых и алевролитов темно-серых и серых мелкозернистых тонкоплитчатых, алевролитов серых разнозернистых глинистых слоистых, нередко песчанистых, чередующихся со слоями (1–2 м) и пачками (от 20–40 до 60–80 см) песчано-алевролитовых пород. По наслоению алевролитов нередко асимметричная рябь волнений, на отдельных плоскостях наслоения – многочисленные следы жизнедеятельности илоядных. Повсеместно в глинах отмечаются включения красновато-бурых и буровато-серых известково-глинистых и глинисто-известково-алевроитовых конкреций, рас-

сеянных черных галек алевролитов и мелких валунов песчаных пород. Мощность свиты в исследованном районе изменяется от 230–234 м до 264 м [340, 31ф]. Фаунистические комплексы представлены аммонитами *Pseudolioceras* sp., *P. beyrichi*, *Grammoceras* sp., *Phylloceras* sp., *Arctocephalites* spp.; двустворками *Retroceramus* sp., *R. elegans*, *R. mongkensis*, *R. tugurensis*, *R. porrectus*, *R. retrorsus*, *R. bulunensis*, *Arctica humiliculinata*, *Nukulana* sp., *N. acuminata*, *Dacryomya* sp., *D. gigantea*, *Mclearnia* sp., *Mclearnia* (*Mclearnia*) *kelimyarensis*, *M. kelimyarensis*, *M. subcinctus*, *Arctotis sublaevis*, *Oxytoma jacksoni*, *Tracia* sp., *Pleuromya* sp., *Propeamussium olenekense*, *Homomya* sp., *Tancredia* sp., *T. subtilis*, *Malletia* sp., *M. valga*, *Haplogragmoides* sp., *Reophax* sp., фораминиферами *Ammobaculites* cf. *alaskensis*, *A. alaskensis*, *A. borealis*, *Ammodiscus pseudoinfirmus*, *Lenticulina* aff. *toarcence*, *L. multa*, *Riyadhella* sp., *R. syndascoeensis*, *R. tetira*, *R. sibirica*, *Recurvoides* sp., *Glomospira* ex gr. *gordialis*, *Dentalina* sp., *Saccamina ampulacea*, *Haplophragmoides?* *zhiganicus*, *Nodosaria* sp., *Kutzevella operata*. Комплекс фаунистических остатков позволяет датировать свиту тоарским–батским ярусами и коррелировать ее с надояхским, лайдинским, вымским, леонтьевским и низами малышевского горизонтами региональной шкалы Севера Сибири [340, 31ф].

Сунтарская свита ( $J_{1-2}sn$ ) залегает трансгрессивно на подстилающих отложениях моторчунской свиты. Размыв подчеркнут неровной поверхностью наслоения, присутствием в подошве мелкой рассеянной гальки кварца, осадочных пород, линзочек гравийно-галечного материала. В керне скважин изученной части района сложена преимущественно глинами черными, темно-серыми и буровато-серыми, нередко с голубоватым оттенком. Породы тонкоотмученные, однако от подошвы к кровле отмечается увеличение песчаной составляющей, вследствие чего в глинах появляется горизонтальная слоистость. В кровле глины становятся массивными, с редкими включениями галек кварца, обломков осадочных пород. В шлифах отмечаются песчаной размерности кварц, обломки пород, полевые шпаты, а также микроскопические включения в виде гелифицированных и пиритизированных каплевидных скоплений или рассеянных их частичек. Из-за низкого выхода керна в скважинах свиту нельзя разделить на более мелкие составляющие – пачки. Однако в естественных обнажениях, по особенностям литологического состава, она часто делится на три пачки, мощность которых с запада на восток исследованного района заметно изменяется (20–38 м), при этом мощность свиты не превышает 60 м [165]. Однородность литологического и гранулометрического составов сунтарской свиты, присутствие в них линзовидных и округлых конкреций известковистых песчаников и известняков, мелких конкреций пирита и сидерита и обильных остатков морской фауны указывают на то, что образовались они в нормально-морских условиях при относительной стабильности гидродинамического режима, наступившего в период максимального развития морской трансгрессии [163]. Обилие конкреций пирита и сидерита свидетельствует о восстановительных условиях среды осадконакопления в это время и сероводородном заражении этой части бассейна седиментации.

В свите отмечены находки аммонитов: *Eleganticerus elegantulum* (Y. et B.), *Harpaceras* spp., *Dactylioceras* spp., *Grammoceras* spp.,

*Zugodactulites monestieri* A. Dągis, *Pseudolioceras compactile* (Simpson), *P. falcodiscus* (Quenstedt), *P. beyrichi* Schloenb, двустворок *Arctotis marhaensis* (Petr.), *Mclearnia kelimiyarensis* Zach. et Schur., *Oxytoma jacksoni* (Pompey), *Propeamussium olenekense* (Bodily), *Pseudomytiloides* sp. (ex gr. *marhaensis*), *Meleagrinnella* sp. (ex gr. *faminaestriata*), *Dacryomya inflata* (Ziet.), *Tancredia bicarinata* Schur., фораминифер *Lenticulina multa* Schl., *Astacolus praefoliaceus* (Gerke), *Ammodiscus glutaceus* Gerke et Sossip., *Trohammina* sp. (ex gr. *kisselmani*), *Ammobaculites* sp. (ex gr. *lobus*) и белемнитов *Pseudodicoelites hibolitoides* Sachs, *P. bidgievi* Sachs, *Hastites motorschunensis* Nalın., *Mesoteuthis longirostris* Sachs. Анализ вертикального распространения макрофауны (прежде всего аммонитов и двустворок) позволяет датировать свиту, развитую в долине р. Моторчуна, тоаром–ранним ааленом, коррелируя ее с китербютским и надояхским горизонты региональной шкалы Севера Сибири [340, 98ф].

### СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднеюрские отложения представлены чекуровской свитой в Лено-Оленекской СФПЗ Лено-Анабарской СФЗ и кыстатымской и хоронгской свитами в Жиганско-Джарджанской СФПЗ Лено-Алданской СФЗ.

Чекуровская свита (J<sub>2</sub>čk). Свита завершает крупный ритм седиментации и представляет собой глинисто-песчаную толщу [209]. Практически на всей территории она залегает согласно на келимярской свите и лишь на северо-западе листа (бассейн р. Кыра-Хос-Терютях), вследствие размыва аален-байосских отложений (келимярская свита), чекуровская свита залегает непосредственно на битуминозных породах курунгской свиты. Отложения свиты представлены морскими и прибрежно-морскими фациями. В районе устья р. Буотар (левый приток р. Лена) в структуре разреза выделяются слои (от 1–3 до 4–7 м) и пачки (от 30,0–50,0 до 60,0–85,0 м) грубого и тонкого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Здесь подошва свиты резкая, обычно представлена песчаниками (1,5–2,0 м) светло-серыми среднезернистыми крупноглыбовыми кослоистыми с включениями растительного детрита. Кровля свиты также контрастная: песчаники (4,0–7,0 м) серые мелко- и среднезернистые плитчатые тонкослоистые, нередко их пласты массивные известковистые, с включениями шаровидных (0,5–0,7 м в диаметре) известковистых конкреций, с растительным детритом и обломками углефицированной древесины. В песчаниках кровли отмечаются рассеянные зерна глауконита. В пачках чередования – песчаники (8–10 м) серые, темно-серые мелкозернистые плитчатые. Алевролиты (от 4–6 до 8 м) темно-серые и серые плитчатые, тонколистоватые и оскольчатые. Аргиллиты (1–4 м) черные и темно-серые тонколистоватые с овальными (0,5×0,8 м в диаметре) известково-глинистыми и лепешковидными (0,25–0,3 м) железисто-глинистыми стяжениями и конкрециями, часто присутствует зернистый пирит, обильные включения растительного детрита и обломков обугленной древесины. По кровле песчаников нередко выражены «западины» и «карманы» (до 3 см), с глинистым материалом вышележащих пород, что дает основание считать

кровлю местами размытой. С севера на юг отмечается увеличение объема глинистых слоев, а мощность свиты увеличивается от 180 до 297 м. В свите обнаружены *Artioceras* spp., *Paracephalites(?) belli*, двустворки *Retroceramus vagt*, *R. anabarensis* и др. [209]. Данный комплекс свидетельствует о ранне-среднебятском возрасте свиты и отвечает верхней части малышевского горизонта региональной шкалы Севера Сибири [340, 162].

Кыстатымская свита ( $J_2ks$ ) согласно залегает на нижележащих отложениях и состоит из нижней, песчано-глинистой и, верхней – глинисто-песчаной частей. Стратотип – на мысе Кыстатымский (правый берег р. Лена, Жиганский район) [37]. Мощность свиты в стратотипе оценена в 150 м, в бассейне р. Моторчуна имеет мощность, близкую к стратотипу – 160 м, а в междуречье Моторчуна–Молодо увеличивается до 210 м [156]. Аналоги свиты распространены по левобережью р. Лена и прослежены геологическим картированием от мыса Хоронгко до р. Молодо; изучены в керне поисковых скважин («жиганские» скважины: К-42 и К-65) и скважин глубокого бурения (Алысардахская скважина 2480; Приленская скважина 1 и др.). В последних свита выделяется как единое тело. В скв. К-65 (район пос. Жиганск) залегает трансгрессивно на сунтарской свите. Повсеместно согласно перекрыта хоронгской свитой.

В междуречье Моторчуна–Молодо нижняя часть (80–130 м) представлена прибрежно-морскими и дельтовыми, в основном песчано-глинистыми отложениями. Эта часть построена циклично. В структуре разреза участвуют переслаивающиеся (по 2–4 м) алевролиты темно-серые мелко- и крупнозернистые плитчатые, аргиллиты (1–2 м) черные плитчатые и песчаники (0,5–2 м) серые и темно-серые мелкозернистые. К северу от р. Моторчуна в разрезе нижней части свиты возрастает роль морских глинистых осадков, прослой алевролитов и аргиллитов в мощности увеличиваются до 3–6 м. В целом нижняя часть охарактеризована двустворками *Arctotis lenaensis* (L a h.), *A. sp.*, *Retroceramus lucifer* (E i c h w.), *Retroceramus elongates* (K o s c h.), *R. ex gr. porrectus* (E i c h w.), *R. kystatymensis* (K o s c h.). Верхняя часть (70–80 м) представлена темно-серыми глинами и алевролитами, серыми плитчатыми разномзернистыми, переслаивающимися с пачками чередования песчаников (1–5 м) серых и темно-серых мелкозернистых, алевролитов (0,1–0,5 м) темно-серых мелко- и крупнозернистых плитчатых с песчано-глинистыми и известняковыми конкрециями (3×5 см в диаметре) и тонкими (0,1–0,2 м) прослоями афанитовых известняков. Эта часть свиты охарактеризована аммоноидеями *Lissoceras psilodiskus* S c h l o e n b., *Boreiocephalites kononovae* (V o r.), *B. cf. laptinskaje* (V o r.), двустворками *Retroceramus tongusensis* (L a h.), *R. porrectus* (E i c h w.), *R. elongates* (K o s c h.), *R. kystatymensis* (K o s c h.). Комплекс аммоноидей и двустворок позволяет датировать свиту поздним ааленом–ранним байосом и коррелировать ее с лайдинским, вымским и нижней частью леонтьевского горизонта региональной шкалы Севера Сибири [340, 98ф].

Хоронгская свита ( $J_2hr$ ) залегает согласно на подстилающих отложениях. Нередко в основании свиты присутствует прослой (0,3 м) галечника. Верхняя граница с перекрывающими осадками в большинстве естественных разрезов (мыс Джяской) и по керну глубоких скважин

(Приленская скважина 1) трансгрессивная. Сложена монотонной толщей преимущественно прибрежно-морских песчаных пород [137, 340, 98ф]. Песчаники светло-серые мелкозернистые известковистые, на плоскостях наложения их наблюдаются многочисленные следы жизнедеятельности илоядных, гиероглифы, знаки волновой ряби, мелкие рассеянные включения обломков древесины и растительного детрита. В разрезах естественных обнажений и глубоких скважин, в нижней и верхней частях выделяются маломощные прослои алевролитов темно-серых крупнозернистых, а в верхней части свиты нередко маломощные прослои углей. Характерным является преобладание песчаных осадков с крупной косою слоистостью. По всему разрезу свиты встречаются округлые конкреции (до 0,6 м в диаметре) и линзовидные прослои (до 0,3 м) крепких известковистых песчаников. В линзовидных прослоях песчаников часто содержатся конкреции антраконита радиально-лучистого строения. Конкреции известковистых песчаников концентрируются в виде цепочек вдоль слоистости пород, указывая тем самым на сингенетичность их образования. Уменьшение роли глинисто-алеритовых осадков в составе свиты свидетельствует о начале регрессии среднеюрского цикла осадконакопления [124]. Мощность свиты изменяется в районе пос. Жиганск от 35 до 90 м, увеличиваясь на прискладчатом крыле Предверхооянского прогиба от 150–180 м (на юге) до 250–280 м (на севере). На разных стратиграфических уровнях свиты в Жиганском районе найдены аммоноидеи *Cranocephalites* spp. [156], двустворки *Arctotis lenaensis* (L a h.), *Entolium* ex gr. *demissum* (P h i l l.), *Retroceramus porrectus* (E i c h w.), *R. kystatymensis* (K o s c h.), *R. retrorsus* (K e y s.), *R. ex gr. marinus* (K o s c h.) [98], *Pseudocardinia* sp. [156]. Этот комплекс аммоноидей и двустворок не противоречит датированию свиты верхнебайосским подъярусом и позволяет коррелировать ее с верхами леонтьевского и низами малышевского горизонтов региональной шкалы Севера Сибири [340, 98ф].

### СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Представлены отложениями стан-юряхской и джаской свит, развитых соответственно в Лено-Анабарской СФЗ (Лено-Оленекская СФпЗ) и Лено-Алданской СФЗ (Жиганско-Джарджанская СФпЗ).

Стан-юряхская свита ( $J_{2-3}sju$ ) на территории листа обнажается локально, только в западном крыле Приверхооянского прогиба. Опорный разрез выделен Р. О. Галабалой в 1991 г. [486] и находится за пределами листа в долине р. Стан-Юрях, впадающей в Оленекский залив моря Лаптевых, в 18 км западнее устья р. Оленек. На территории листа в разрезе свиты сохранились лишь нижнекелловейские отложения. Они представлены морскими песчано-глинистыми фациями, с размывом залегающими на песчаниках чекуровской свиты. В основании разреза залегают линзы конгломератов (0,2–0,3 м) или гравелиты (0,1–0,3 м), в составе которых преобладают гальки кремневых пород, кварцитов, известняков и местных пород. Кроме того, по данным предшественников [87], среди галек обнаружены кремневые кораллы силура–девона. В шлихах из базальных конгломератов получены минералы-спутники алмаза (пикроильменит и пироп)

и единичные кристаллы алмазов [486ф, 49, 37а ф, 38а ф]. Впервые они установлены в 1962 г. Б. И. Прокопчуком [49, 250]. В пробе объемом 3 м<sup>3</sup> обнаружен один кристалл алмаза весом 12 мг, бесцветный, октаэдрический. Содержание пикроильменита и пироба – десятки знаков на шлих, размеры их зерен 1–2 мм [49, 37а ф]. Вверх по разрезу конгломераты сменяются песчаниками кварц-полевошпатовыми мелко-среднезернистыми буровато-серыми с прослоями алевролитов и крупными (диаметром до 4 м) глинисто-карбонатными конкрециями с остатками аммонитов. Отложения свиты содержат органические остатки аммоноидей раннекембрийского возраста *Cadoceras falsum* V o r o n, *C. tenuicostatum* (D e s l.), *C. elatmae* (N i k), *C. tschefkini* (O r b.). Характерно наличие следов неоднократных размывов, несмотря на незначительную мощность (от 1–2 до 20 м) свиты. Некоторые исследователи (в том числе один из авторов данного раздела) склонны выделять на данном возрастном уровне не стан-юряхскую, а точинскую и сивговскую свиты с существенно более глинистым (алевролиты, аргиллиты) типом разреза. Однако большая удаленность от стратотипических районов развития последних (междуречье Анабар–Хетта), а также существенные различия в вещественном составе не позволяют поддержать данную точку зрения. На большинстве фондовых и опубликованных геологических карт (в том числе масштаба 1 : 50 000) образования данного возрастного уровня закартированы в составе стан-юряхской свиты [486, 72 и др.]. Эта же точка зрения нашла отражение в Нижнеленской СЛ-200 [190].

Д ж а с к о й с к а я с в и т а ( $J_{2-3ds}$ ) согласно залегает на отложениях нижележащей хоронгской свиты и выполнена существенно песчаниковыми осадками континентального происхождения. В своей нижней части (150–250 м) сложена песчаниками светло-серыми и белесыми мелко- и среднезернистыми с редкими прослоями алевролитов серых мелкозернистых и аргиллитов серых и темно-серых плитчатых; средняя часть (60–130 м) представлена переслаивающимися алевролитами темно-серыми, мелко- и крупнозернистыми, аргиллитами черными плитчатыми и листовато-плитчатыми, песчаниками светло-серыми мелкозернистыми плитчатыми и прослоями углей (от 0,2 до 1,5 м). Верхние 90–100 м свиты сформированы толщей «немых» осадков, нацело состоящих из песков и песчаников светло-серых и серых разнозернистых, содержащих обугленный и окаменелый растительный детрит. Общая мощность свиты колеблется в пределах 300–480 м. Наличие в ее подошве остатков двустворчатых моллюсков и флоры в средней части не противоречит отнесению в целом всей свиты к верхней части малышевского (ранний бат) и нижней части георгиевского (ранний кимеридж) горизонтов региональной шкалы Севера Сибири [162].

## ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнеюрские отложения представлены на территории чонокской свитой, как в Лено-Енисейской, так и в Лено-Вилуйской СФО, которая в обоих типах разреза залегает несогласно на подстилающих отложениях и согласно перебивается вышележащими меловыми образованиями.

Чонокская свита ( $J_3\check{c}n$ ) в границах исследованной территории непрерывной полосой протягивается по левым притокам р. Лена – от междуречья Сюнгиюде–Моторчун на юге до бассейна р. Тас-Эекит на севере. Залегает трансгрессивно на подстилающих отложениях, охватывает морские отложения в объеме волжского региояруса [156] и имеет преимущественно песчаниковый состав. В Жиганско-Джарджанской СФпЗ в ее основании наблюдается конгломерат (0,1–0,6 м) с галькой кварца, кремней и осадочных пород с аммонитами келловае (*Longdeviceras* sp.), раннего кимериджа (*Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf.) и волжского региояруса (*Subplanites* sp.). Совместно с ними найдены белемниты *Pachyteuthis* sp. и двустворки *Buchia mosquensis* (Buch.), *B. rugosa* (Fisch.). В подошве свиты достаточно широко (на реках Саята, Бычкы, Арылах-Сене, Улахан-Бягей, восточнее р. Сюнгюде) развита кора выветривания (мощность 3,8–4,2 м), возникшая по песчаникам чекуровской и джаскойской свит и представленная в основном каолинизированными песчаниками. Тонкая фракция состоит из монтмориллонита, каолинита или сульфат-хлорит-монтмориллонита [49]. Поверхность несогласия перекрывают волжские песчаные отложения, в подошве которых (0–12 м) наблюдаются прослой (0,2–0,4 м), пропластки (до 0,6 м) и линзы (до 0,8 м) конгломератов с желваками (3–5 см в диаметре) фосфоритов и массовыми включениями зерен глауконита. Выше по разрезу состав отложений преимущественно песчаный. Мощность ее варьирует от 100–120 до 180–280 м. Из нижней части свиты определены *Arctotis* sp. (ex gr. *intermedia* Bodul.), *Oxytoma* aff. *interstriata* (Eichw.), *Entolium nummulare* (Fischer), *Buchia* ex gr. *mosquensis* (Buch.), *B. lahuseni* Pavl., *Camptonectes* (*Boreionectes*) *broenlundi* Rawn., *C. (B.) breviarus* Zakh., *Thracia incerta* (Desh.). Средняя часть охарактеризована двустворками *Goniomya bolchovitinovae* Kosch., *Bureiomya* sp. (aff. *cardissoides* Vorn.), а верхняя – двустворками *Buchia* sp.(?) *terebratuloides* Lah.

В Лено-Оленекской СФпЗ свита сложена песками желтовато-серыми разнозернистыми, песчаниками серыми и светло-серыми мелко- и среднезернистыми плитчатыми. В прослоях алевролиты серые и темно-серые мелко- и крупнозернистые, чаще песчанистые, аргиллиты черные плитчатые. Отмечаются линзы пелитоморфных известняков, темных песчанистых глин. В породах в виде включений часты щебень и валуны глинистых пород, плохоокатанная галька кварца, кремней, лепешковидные извесково-глинистые стяжения, мелкий растительный детрит. Мощность свиты изменяется с юга на север района исследований (междуречье Унгуохтах–Кенгей) от 120 до 180 м, возрастая к западу и северу от Булкурской антиклинали, а в пределах Атырканской седловины мощность свиты составляет 300 м [19, 20, 122, 156]. На разных стратиграфических уровнях найдены двустворки *Buchia mosquensis*, *B. lahuseni*, *Oxytoma* aff. *interstriata* (Eichw.), *Arctotis* sp. (ex gr. *intermedia* Bodul.), что позволяет датировать свиту волжским региоярусом и коррелировать ее с баженовским горизонтом региональной шкалы Севера Сибири [340, 162].

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На территории листа к данному возрастному интервалу отнесены отложения буолкалахской свиты, развитые вдоль северной границы листа R-51 и входящие в состав Лено-Оленекской СФпЗ Лено-Анабарской СФЗ, залегающие трансгрессивно на нижележащих отложениях с выпадением кимериджских слоев.

Буолкалахская свита ( $J_3-K_1bl$ ) развита в пределах северного обрамления Оленекского свода. На территории листа (южный борт Лено-Анабарского и северное замыкание Предверхоанского прогиба) залегают трансгрессивно на отложениях средней и верхней юры. Нижнюю часть разреза свиты (70–100 м) слагают слои волжского возраста, которые в основании представлены линзами конгломератов, с хорошей степенью окатанности галек. Нередко мощность конгломератов (в раздувах) достигает 1,5 м. В конгломератах гальки представлены кремнями, кремневыми известняками, кварцем и кварцевыми порфирами и, в меньшем количестве, алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Цементирующая масса – разнородные кварц-полевошпатовые песчаники с фосфатным или известковистым цементом. Отличительной особенностью конгломератов является присутствие в них рассеянных зерен глауконита и мелких галек «фосфоритоносных» осадочных пород. В тяжелой фракции шлихов, отобранных из конгломератов, повсеместно присутствуют спутники алмаза, в основном пиропы и пикроильмениты (до сотен зерен на шлик), как правило, плохой окатанности, а также единичные кристаллы хромдиоксида и алмаза. На конгломераты чаще ложатся уплотненные пески. Выше по разрезу прослеживаются песчаники и алевролиты, в которых отмечаются линзы и нередко выдержанные горизонты внутриформационных конгломератов, степень сортировки обломочного материала которых низкая. В ряде разрезов буолкалахской свиты отсутствуют в ее подошве линзы и прослои базальных конгломератов, а непосредственно в основании свиты прослеживаются песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, насыщенные рассеянными по породе гальками окремнелых песчаников и алевролитов, а также наблюдаются гальки терригенных пород с повышенным содержанием  $P_2O_5$  (до 1%). Мощность этих песчаников соразмерна мощности базальных конгломератов подошвы свиты и достигает 1,0–1,5 м. В минералах тяжелой фракции этих песчаников встречаются спутники алмаза – пиропы и пикроильмениты. Верхняя часть свиты (30 м) представлена глинами, глинистыми алевролитами и аргиллитами, содержащими прослои песчаников, обогащенных рассеянными гальками осадочных пород, а также неокатанными, в виде щебня, обломками эффузивов и грубоокатанными валунниками осадочного генезиса. Прослеживаются прослои темно-серых аргиллитов, черных углифицированных аргиллитов, темно-серых алевролитов и тонкие слойки бурых глин с выветрелыми конкрециями, с остатками раковинной фауны волжского (титонского) регионаруса. В самой верхней части свиты располагаются чередующиеся между собой маломощные слои алевролитов с мелкими сидеритовыми конкрециями и

песчаники зеленовато-серые мелкозернистые песчано-глинистые до алевроитистых, в которых находятся остатки двустворок, характерные для низов берриасского яруса. Общая мощность свиты изменяется от 100 до 130 м. На основании присутствия остатков аммонитов *Pseudocraspedites anglicus* (Schulg.), *Taimyrosphinctes excentricum* Mesezhn., волжских (*Bushia mosquensis* Buch., *B. fischeriana* (d'Orb.), *B. terebratuloides*) и берриасских (*Buchia okensis* Pavlov, *B. volgensis* Lah., *B. lahuseni* Pavl., *B. uncitoides* Pavl.) двустворок, возраст буолкалахской свиты был принят М. Я. Фолисевичем как позднеюрский–раннемеловой [90ф].

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемой территории породы меловой системы представлены нижним отделом. Они согласно или с перерывом перекрывают подстилающие отложения юры [49, 96, 100а], имеют преимущественно континентальный генезис и только на юго-востоке Лено-Анабарского, на севере и северо-западе Предверхоаянского прогибов (северо-восточный угол листа R-51) замещаются морскими фациями, являющимися отражением позднеюрско-раннемеловой Арктической трансгрессии [1, 31ф]. Эти особенности седиментогенеза позволяют установить в рассматриваемом стратиграфическом интервале переходную – от морских к континентальным (берриас–валанжин) и континентальную (берриас–альб) «области» седиментогенеза [267].

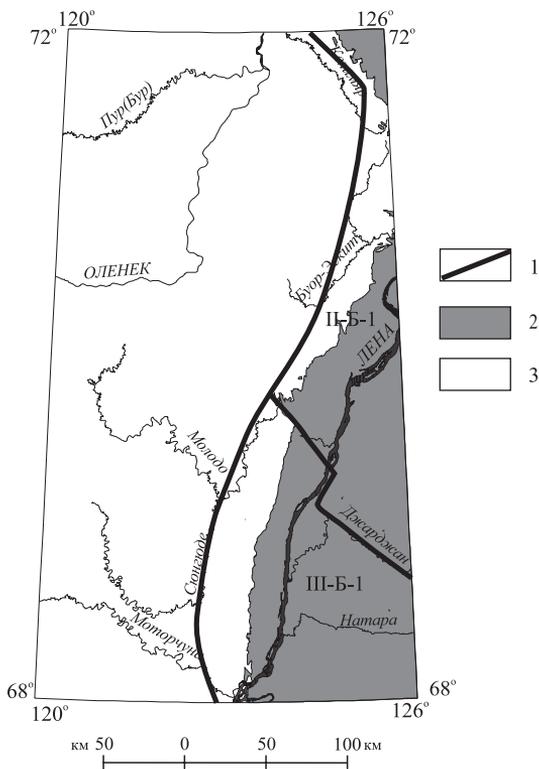
На севере и северо-востоке Сибирской платформы морские и прибрежно-морские отложения коррелируются посредством семи «сибирских» региональных стратиграфических горизонтов, снизу вверх: буолкалахским (берриас), харабылским (конец берриаса–средняя часть позднего валанжина), балагачанским (конец позднего валанжина–ранний готерив), тигянским (поздний готерив–баррем), санга-салинским (ранний–средний апт), рассохинским (поздний апт), огневским (альб) [31ф]. Континентальный нижний мел Вилюйской синеклизы и Предверхоаянского прогиба [49, 76, 80] увязан в межрегиональных корреляциях с Лено-Анабарским прогибом на основе четырех региональных фитохронологических горизонтов: батылхского (берриас–баррем), эksenяхского (апт), хатырыкского (нижний альб) и аграфеновского (верхний альб–сеноман). При сопоставлениях удаленных друг от друга разнофациальных разрезов широко используются фитостратиграфические комплексы – ынгырский (берриас–валанжин), чонгунгарский (готерив) и сангарский (баррем), являющиеся составной частью батылхского фитохронологического горизонта [99, 155, 159]. Большинство местных подразделений нижнего мела, установленных в ходе геологической съемки [51, 55, 57–60, 64, 65], совпадают с объемами региональных стратиграфических подразделений, используемых в Западной Сибири [267] и на востоке Сибирской платформы [11, 35–37, 108, 158, 159, 285, 324 и др].

В основу районирования (рис. 16) положены генезис отложений, их стратиграфическая полнота и мощность [96, 97, 267, 31ф]. На рассматриваемой территории поле развития нижнемеловых образований относится к Буолкалах-Нижнеленской структурно-формационной подзоне, входящей

**Рис. 16. Схема геологического районирования меловых образований.**

Элементы районирования. Структурно-формационные области (СФО): II – Лено-Енисейская, III – Лено-Вилуйская. Структурно-формационные зоны (СФЗ): II-Б – Лено-Анабарская, III-Б – Вилуйско-Предверхоанская. Структурно-формационные подзоны (СФпЗ): II-Б-1 – Буолкалах-Нижнеленская; III-Б-1 – Натара-Джарджанская.

1 – границы СФО, СФпЗ; 2 – выходы на поверхность осадочных отложений, 3 – площади, где меловые образования отсутствуют или не установлены.



в Лено-Анабарскую переходную СФЗ (Лено-Енисейская СФО), южнее нижнемеловые образования отнесены к Натара-Джарджанской структурно-формационной подзоне Вилуйско-Предверхоанской континентальной СФЗ (Лено-Вилуйская СФО).

В Буолкалах-Нижнеленской СФпЗ с берриаса до нижнего альба выделены хаиргасская, кигильхская преимущественно морские или прибрежно-морские и кюсюрская, чонкогорская, булунская, бахская, сиктяхская огонер-юрская и лукумайская континентальные свиты. Чонкогорская, булунская и бахская свиты в представленном типе разреза объединены в говоровскую серию. В Натара-Джарджанской СФпЗ тот же возрастной интервал представлен (снизу вверх) ынгырской, кюсюрской, сиктяхской, джарджанской и менгеринской континентальными свитами (рис. 17). На рассматриваемой территории верхняя часть верхнего альба редуцирована [80, 35ф].

Хаиргасская свита ( $K_1hr$ ) залегает согласно, иногда с размывом на нижележащих юрских отложениях (чонокская свита). Размыв иногда подчеркивается линзами гравелитов и конгломератов (1–2 м). Галька представлена кварцитами, гнейсами, гранодиоритами, сиенитами, эффузивами кислого и основного составов, осадочными (гравелиты, песчаники, доломиты) породами. В конгломератах отмечаются хаотически ориентированные обломки ростров белемнитов позднеюрского периода. Встречаются

округлые и эллипсоидные желваки фосфоритов (5–10 см в диаметре), которые в прослое конгломератов нередко занимают до 20–30 % его объема.

В свите установлены морские и прибрежно-морские осадки [76, 80]. Нижняя часть (10–30 м) сложена мелководными бассейновыми фациями, представленными алевролитами, переслаивающимися с пластами песчаников (1–4 м) и аргиллитами (1–2 м). Алевролиты серые разномерные глинистые с растительным детритом на плоскостях наслоения. Песчаники мелкозернистые тонкослоистые с мелкими включениями углефицированной древесины и скоплениями растительного детрита. Аргиллиты темно- и светло-серые глинистые. В подошве (до 1–2 м) свиты нередко присутствуют волжские двустворки *Buchia mosguensis* В u s h., а также, совместно с ними, переходные от юры к мелу, верхневолжские–нижнемеловые фораминиферы *Ammodiscus veteranus* К o z u r., *Trochammina rosaceae* Z a s r. и собственно нижнемеловые берриасские двустворки *Buchia volgensis* L a h., *B. fischeriana* O r b. [49, 80]. Верхняя часть (115–120 м) преимущественно прибрежно-морская представлена монотонной песчаниковой толщей. Песчаники серые и буровато-светло-серые мелкозернистые слоистые, с включениями мелких обломков обугленной древесины, с растительным детритом на плоскостях наслоения. Среди них отмечаются маломощные прослои (2–4 м) алевролитов серых разномерных с мелким растительным детритом на плоскостях наслоения и аргиллитов (1–2 м) серых и светло-серых плитчатых. В виде отдельных линз и небольших, в форме шаров, отмечаются конкреции известковистых песчаников. Мощность свиты в районе изменяется с запада на восток от 125 до 150 м, увеличиваясь к осевой зоне Предверхоанского прогиба.

В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым отмечены находки берриасских аммонитов *Hectiroceras kochi* S h a t h., *Subcraspedites* sp., *Surites spasskensis* (N i k.) и двустворок *Buchia volgensis* L a h. СПК включает споры семейств Dicksoniaceae (*Coniopteris divaricata* К.-М., *Coniopteris* sp., *Cibolium junctum* К.-М.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* К.-М.), Osmundaceae (*Osmunda* sp., *O. jurassica* К.-М.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* К.-М., *Anemia tricostata* В o l c h., *Anemia* sp., *Lygodium* aff. *japonicum* S w., *L. gibberulum* К.-М., *L. planotuberculatum* К.-М., *Lygodium* sp.). Пыльца представлена видами семейств Ginkgoaceae (*Ginkgo elongata* К.-М.), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus prolongata* К.-М., *Podocarpus elliptica* К.-М., *P. tricocca* (M a l.) В o l c h., *P. cretacea* (N a u m.) К.-М., *P. kasakhstanensis* В o l c h., *P. flava* К.-М., *P. unicum* В o l c h., *P. dipterelliformis* К.-М., *Podocarpus* sp.), Pinaceae (*Paleopicea biangulina* (M a l.) К.-М., *Protopicea*, *Picea* sp., *Pinus sacculifera* (M a l.) var. *arctica* К.-М.) [35, 80]. Фаунистические остатки и СПК позволяют датировать свиту берриасским ярусом и коррелировать ее с буолкалахским региональным стратиграфическим горизонтом Сибири [31ф] и с нижней частью ынгырского фитостратиграфического комплекса батылыхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [158].

Кигильяхская свита (К<sub>1</sub>kg). Свиту формируют осадки, переходные от морских к континентальным угленосным, вследствие чего она имеет различную структуру разрезов в прибортовых зонах как на юго-востоке

Эратема	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Фитогоризонт	Палино-комплекс	СФО Лено-Енисейская – II							
							СФЗ Лено-Анабарская – II-Б							
							СФпЗ Буолкалах-Нижнеленская – II-Б-1							
							СФО Лено-Виллойская – III							
							СФЗ Виллойско-Предверхоанская – III-Б							
							СФпЗ Натара-Джарджанская – III-Б-1							
МЕЗОЗОЙСКАЯ	МЕЛОВАЯ	Верхний	m	Аграфеновский фитогоризонт										
			km											
			st											
			k											
			t											
			s											
			al						on	Хатырыкский ф/г	K <sub>1</sub> lk	10	K <sub>1</sub> mn	11
			a						rh	Эксянхский ф/г	K <sub>1</sub> gv+og	6	K <sub>1</sub> sk	6
			br						tg	Батылхский фитокомплекс	K <sub>1</sub> ks	5	K <sub>1</sub> ks	5
v	bg	Батылхский фитокомплекс	K <sub>1</sub> kg	3	K <sub>1</sub> yn	4								
							hb	Ынгырский						
b	bk	Батылхский фитокомплекс	J <sub>3</sub> -K <sub>1</sub> bl (верхняя часть)	1	K <sub>1</sub> hr	2								

Рис. 17. Схема корреляции отложений мелового периода.

Названия геологических подразделений: 1 – буолкалахская свита (верхняя часть) (J<sub>3</sub>-K<sub>1</sub>bl); 2 – хаиргасская свита (K<sub>1</sub>hr); 3 – кигиляхская свита (K<sub>1</sub>kg); 4 – ынгырская свита (K<sub>1</sub>yn); 5 – кюсюрская свита (K<sub>1</sub>ks); 6 – сиктяхская свита (K<sub>1</sub>sk); 7 – огонер-юряхская свита (K<sub>1</sub>og); 8 – говоровская (чонкогорская, булунская, бахская свиты объединенные) серия и огонер-юряхская свита объединенные (K<sub>1</sub>gv+og); 9 – джарджанская свита (K<sub>1</sub>dg); 10 – лукумайская свита (K<sub>1</sub>lk); 11 – менгеринская свита (K<sub>1</sub>mn).

Региональные подразделения. Горизонты: **bk** – буолкалахский; **hb** – харабылский; **bg** – балагачинский; **tg** – тигянский; **ss** – санга-салинский; **rh** – росохинский; **on** – огневский.

Лено-Анабарского прогиба, так и на северо-западе Предверхоанского [35, 49, 76, 80, 108]. В Лено-Анабарском прогибе развиты фации преимущественно морского генезиса. Там свита залегает согласно на верхневольтско-берриасской алевритно-глинистой буолкалахской свите и перекрывается угленосными континентальными осадками кюсюрской [90ф]. В осевой зоне Предверхоанского прогиба (на сопредельной с востока территории) в основании свиты установлен переходный (от морских к континентальным) тип осадков, а в средней и верхней частях разреза развиты – сугубо континентальные фации [49, 76, 80]. Фациальная изменчивость свиты проявляется как с запада на восток, так и с севера на юг изученной части района. Здесь кигиляхская свита согласно залегает на подстилающей хаиргасской свите и включает как морские внизу, так и континентальные угленосные фации в средней и верхней частях [49, 51]. В основании (40–50 м), как правило, залегают песчаники светло-серые, серые мелко- и среднезернистые, часто со знаками волновой ряби, со следами биотурбации и с частыми включениями галек алевролитов и аргиллитов углистых на плоскостях наслоения, с включениями комковатых стяжений известковистых песчаников, с мелкими линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов (нередко конгломераты в прослоях бывают крупногалечными и достигают в раздувах мощности 1–2 м), с редкими непотраженными, чаще линзующимися прослоями алевролитов серых и буровато-серых разнозернистых и аргиллитов темно-серых и серых глинистых. В средней части свиты отмечается угленосная толща (60–70 м), состоящая из переслаивающихся песчаников серых и светло-серых, нередко косослоистых, мелко- и разнозернистых; алевролитов серых и темно-серых разнозернистых глинистых с включениями углефицированных остатков и линзовидных прослоев аргиллитов углистых и каменных углей (0,1–0,6 м) буровато-серого цвета. Среди песчаников и алевролитов, в маломощных (от 1,0–2,0 до 4,0 м) и, чаще невыдержанных по простиранию пакетах, отмечается чередование тонких (от первых см до 10–15 см) прослоев песчаников, алевролитов и аргиллитов, среди которых выделяются прослои аргиллитов темно-серых и серых углистых и углей рыхлых и каменных буровато-серых. Выше угленосной толщи прослеживается песчаниковая часть (80–130 м) разреза, в которой в самых верхах отмечаются маломощные (1,0–2,0 м) прослои алевролитов и аргиллитов с маломощными (от 0,07–0,1 до 0,15 м) линзами углей. Песчаники серые мелко- и разнозернистые с неясной и косою слоистостью; алевролиты серые и светло-серые мелко- и крупнозернистые глинисто-песчаные; аргиллиты серые комковато-плитчатые и нередко углефицированные; угли каменные в виде отдельных слоев или мелкой дресвы. Общая мощность свиты в восточном и южном направлениях изменяется от 180–220 и 230–250 до 300 м. В нижней части свиты, по данным Н. Д. Василевской и В. В. Павлова, встречаются двустворки *Buchia keyserlingi* (Tr d.), *B. sublaevis* (Key s.), *B. bulloides* Z a h., *B. crassa* P a v l., *B. crassicollis* Key s. и др., а в верхней – папоротники *Coniopteris* sp. Аммониты *Polyphychites romulicosta* P a v l., *P. stubendorffi* S c h m i d t найдены в низах свиты (среднее течение р. Оленек, за пределами изученной площади). В СПК В. В. Павловым выделены споры

семейств Dicksoniaceae (*Cibolium junctum* К.-М., *Coniopteris divaricata* К.-М.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* К.-М.), Osmundaceae (*Osmunda* sp.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* К.-М., *Anemia tricostrata* В о l c h., *Lygodium* aff. *japonicum* S w., *L. gibberulum* К.-М.). Пыльца представлена видами семейств Ginkgoaceae (*Ginkgo? elongata* К.-М.), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus prolongata* К.-М., *Podocarpus elliptica* К.-М., *P. cretacea* (N a u m.) К.-М.), *P. dipterelliformis* К.-М., *Podocarpus* sp.), Pinaceae (*Paleopicea biangulina* (M a l.) К.-М., *Picea* sp. [35]. Комплексы фауны, флоры и СПК позволяют диагностировать отложения как валанжинские, сопоставимые с объемом харабылского регионального стратиграфического горизонта [31ф], с верхней частью ынгырского фитостратиграфического комплекса батылхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

Ы н г ы р с к а я с в и т а (К<sub>1yn</sub>) является возрастным аналогом хаиргаской и кигиялхской свит. Свиту формируют континентальные угленосные породы [308], которые со следами многочисленных размывов залегают на подстилающих морских осадках волжского (титонского) яруса (чонокская свита). Размывы проявлены маломощными линзами (1–5 см) и прослойками (от 5–8 до 10 см) конгломератов. Для свиты характерна цикличность строения разреза, обусловленная закономерным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и каменных углей. Их формирование обусловлено периодической сменой обстановок осадконакопления. Отложения каждого цикла подразделяются на пачки – песчаниковую (нижнюю) и алевроито-глинистую (верхнюю). В пачках (от 4–25 до 40–60 м) пески и песчаники серые, светло-серые, нередко с поверхности коричневато-бурые, неравномернозернистые (более грубозернистые в подошве) от крупнолинзовидно-слоистых (в подошве) – до косо- и тонкогоризонтальнослоистых (в кровле). В алевроито-глинистых пачках переслаивания (от 4–6 до 10 м) алевролиты и аргиллиты чаще серые, темно-серые слоистые, обогащены углисто-глинистым веществом. Угли в прослоях серые и буровато-серые, их мощность по простиранию изменчива (от 0,1 до 1,0 м). Они чаще приурочены к алевроито-глинистым пачкам. Мощность свиты с запада на восток района изменяется от 120 до 200 м. В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым собраны остатки папоротников *Coniopteris nympharum* (H e e r.) V a c h r., *C. cf. nympharum* (H e e r.) V a c h r., *C. arctica* (P r y n.) S a m., *Cladophlebis* ex gr. *denticulata* (B r a u n.), хвойных *Pityophyllum* ex gr. *nordenskioldii* (H e e r.) N a t h. В ее подошве – остатки пресноводных двустворок *Limnocyrena wiljuica* M a r t i n s., *L. amgensis* M a r t i n s. В спорово-пыльцевых комплексах (СПК) В. В. Павловым отмечено значительное количество нижнемеловых видов семейств Sphagnaceae (*Sphagnites* sp.), Selaginellaceae (*Selaginella gilva* К.-М., *S. granata* К.-М.), (Schizaeaceae (*Lygodium* sp.) и пыльца семейств Polypodiaceae, Podocarpaceae (*Podocarpus papilioformis* К. М., *P. unica* В о l c h.), Pinaceae (*Pinus* sp.) [35]. Органические остатки и СПК позволяют относить свиту к берриасу–валанжину и коррелировать ее с буолкалахским и харабылским региональными стратиграфическими горизонтами [31ф], а также с ынгырским фитостратиграфическим комплексом батылхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

К юсюрская свита ( $K_1ks$ ) широко развита на изученной территории и представлена в обеих СФО. Свита залегает согласно на подстилающих кигиляхской (Лено-Анабарская СФЗ) или ынгырской (Вилуйско-Предверхоанская СФЗ) свитах [49, 76, 80]. В Буолкалах-Нижнеленской СФЗ с запада на восток и с севера на юг отмечается фациальная изменчивость отложений, выраженная в невыдержанности состава и мощности как по отдельным литологическим пачкам и слоям, так и по всему разрезу в целом. Обычно в нижней части свиты развита толща (250–270 м) песчаников серых и светло-серых мелкозернистых пятнистых. Стратиграфически выше залегает угленосная толща (180–200 м), которая сложена алевролитами и аргиллитами с подчиненными пачками (5–6 м) тонкого чередования песчаников и алевролитов, среди которых отмечаются маломощные (0,1–0,4 м) прослой углей. Нередко данная часть разреза состоит из чередующихся между собой песчаников (20–30 м) серых и темно-серых, преимущественно мелко- и среднезернистых полимиктовых, алевролитов (5–10 м) темно-серых и серых глинистых разнозернистых и аргиллитов (1–2 м) серых глинистых. К глинистым алевролитам и аргиллитам обычно приурочены слои (0,5–0,7 м), реже пропластки (0,1–0,3 м) и тонкие линзы каменных углей. Мощность свиты в СФЗ изменяется с юга на север от 250 до 400 м и возрастает к востоку (за пределами территории листа) до 450 м. По данным Н. Д. Василевской и В. В. Павлова, свита содержит флору папоротников *Jacutopteris lenaensis* Vassilevsk. и двустворок *Buchia crassicolis* (Keys.). В СПК В. В. Павловым выделены споры семейств Dicksoniaceae (*Cibolium junctum* K.-M., *Coniopteris divaricata* K.-M., *Coniopretis* sp.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* K.-M.), Osmundaceae (*Osmunda jurassica* K.-M., *Osmunda* sp.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* K.-M., *Anemia tricostata* Bolch., *Anemia* sp., *Lygodium* aff. *japonicum* Sw., *L. gibberulum* K.-M., *Lygodium* sp.), Lycopodiaceae (*Lycopodium rotundum* K.-M.), Selaginellaceae (*Selaginella granata* K.-M., *Selaginella* sp.), Gleicheniaceae (*Gleichenia delicata* Bolch.). Пыльца представлена видами семейств Ginkgoaceae (*Ginkgo? elongata* K.-M.), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus prolongata* K.-M., *Podocarpus elliptica* K.-M., *P. cretacea* (N a u m.) K.-M.), *P. dipterelliformis* K.-M., *Podocarpus* sp.), Pinaceae (*Pinus sacculifera* (M a l.) var. *arctica* K.-M., *Paleopicea biangulina* (M a l.) K.-M., *Picea* sp.) и пыльцой порядка Bennettitales [35]. Флористические и фаунистические остатки позволяют датировать свиту нижней частью готеривского яруса, что не противоречит корреляции ее с балагачанским региональным горизонтом [31ф], а также с чонкогорским фитостратиграфическим комплексом батыльхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [31а-ф, 98, 158].

В Натара-Джарджанской СФЗ представлена континентальными образованиями [308] и по диагностической характеристике близка к разрезам стратотипической местности (Чекуровский мыс, устье р. Кигилях, за пределами площади исследований). Свита со следами размыва залегает на подстилающих отложениях и прослеживается в районе западного борта Предверхоанского прогиба по наличию ярко выраженных озерно-болотных и озерных фаций. В целом свита представлена отдельными слоями

и пачками алевролитов, аргиллитов, песчаников и углей, которые по протиранию часто фациально изменчивы и поэтому структура разреза по латерали крайне неустойчива. Нередко наблюдаются «мелкие» и «крупные» волноприбойные знаки (возможно, речных отмелей и крупных озерных водоемов), что в совокупности с обломками листьев папоротников, развитых по наслоению песчаных фаций, позволяет судить о крайне неустойчивых фациальных обстановках осадкообразования западного борта прогиба. В основании свиты – различные песчаники, чередующиеся между собой прослоями по 10–12 и 20–36 м, в отдельных слоях серые, буровато-серые и желтовато-серые мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые, нередко светло-серые грубозернистые с угловатыми обломками (в виде гравия и мелкого щебня) глинистых и кремнистых пород. В них также присутствуют (в меньших количествах) угловатые и окатанные гальки микропегматитов и эффузивных образований. Песчаники более высоких частей разреза нередко грубозернистые и косослоистые. Алевролиты (2–4 м) серые и темно-серые разнозернистые плитчатые, неяснослоистые глинистые. Аргиллиты (1–2 м) серые плитчатые глинистые. Угли в виде прослоев (0,1–0,5 м) немногочисленны, как правило, располагаются в алевролитоглинистых пачках, мощность которых также изменчива (от 4 до 18 м). Мощность свиты в Натара-Джарджанской подзоне существенно меньше, чем в Буолкалах-Нижнеленской и изменяется с юго-запада района на северо-восток от 80–100 до 200–250 м. В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым найдены хвощи *Equisetites burejensis* (Heer.) Krysh t. var. *parva* var. nov., папоротники *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sow., *C. kolymensis* (Pryn.) comb. nov., *C. cf. arctica* (Heer.), *Adiantites* sp., *Cladophlebis whitbensis* Braun, *C. lenaensis* Vachr., *C. cf. atyrkanensis* Heer., *Sphenopteris* sp., цикадофиты *Nilsonia* cf. *schaumburgensis* (Dunk.) Nath. и др. СПК, по данным В. В. Павлова, включают споры семейств Schizaeaceae (*Lygodium* и *Anemia*), Dicksoniaceae (*Coniopteris triquetra* K.-M., *C. tajmyrensis* K.-M., *Cyathea* sp.) и в большем количестве Osmundaceae (*Osmunda jarassica* K.-M.). Подчиненное место в СПК занимают споры семейства Gleicheniaceae. В пыльцевой части спектров преобладает пыльца семейств Podocarpaceae (*Podocarpus unica* Volch., *Protopodocarpus*) и Pinaceae, среди которых, наряду с юрскими видами (*Paleoconiferus funarius*, *P. jurassicus*), в меньшем количестве, встречена пыльца нижнемелового облика (*Pinus sacculifera* var. *chetensis* K.-M., *Pinus insignis* Volch.) [35]. Флористические остатки и СПК не противоречат датированию свиты нижней частью готеривского яруса, при этом свита коррелируется с балагачанским региональным стратиграфическим горизонтом Сибири [31ф, 31а ф], а также с объемом чонгунгарского фитостратиграфического комплекса батылхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

Сиктяхская свита ( $K_1sk$ ) распространена в Буолкалах-Нижнеленской и Натара-Джарджанской структурно-формационных подзонах на западном крыле Предверхоанского прогиба в бассейне р. Лена, соответствует апту и коррелируется с говоровской серией низовьев р. Лена [308]. Залегает согласно на подстилающих отложениях кюсюрской свиты. Ранее сиктяхская свита выделялась под названием «бекчеренской угленосной

свиты», а в 1983 г., при подготовке к изданию миллионного листа новой серии, была описана вновь уже как сиктяхская свита [49]. Континентальная угленосная толща представлена песками и песчаниками серыми и зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми косослоистыми. Отмечаются многочисленные включения мелких лепешковидных стяжений и крупных овально-уплощенных конкреций (2–6 м) карбонатного состава. В разрезах присутствуют линзующиеся прослои (от 0,5–1 до 2–4 м) алевролитов серых разнозернистых плитчатых глинистых с тонкими (первые см, редко 0,1 м) прослоями каменных углей, а также многочисленными и невыдержанными по простиранию шлейфы рассеянной гальки черных кремней и песчаников. Мощность свиты изменяется с юго-запада на северо-восток района от 180 до 200 м, увеличиваясь в восточном направлении до 350 м (Булкурская антиклиналь, бассейн р. Лена). В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым найдены папоротники *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew., *C. cf. nympharum* (Heer.) Vachr. СПК, по данным В. В. Павлова, состоят из спор семейств Dickosoniaseae (*Coniopteris divaricata* K.-M.), Schizaeaceae (роды *Mohria* (*M. tersa* K.-M.) и *Lygodium* (*L. aff. japonicum* Sw., *L. planotuberculatum* K.-M., *L. asperatum* K.-M.) [35]. Стратиграфическое положение, остатки флоры и СПК не противоречат датированию свиты готеривским (верхняя часть)–аптским ярусами, что позволяет коррелировать ее с тигянским, санга-салинским и росохинским региональными стратиграфическими горизонтами Сибири [31ф, 31а ф], а также с эксеняхским фитохронологическим горизонтом востока Сибирской платформы [98, 158].

Огонер-юряхская свита ( $K_{1og}$ ) залегает согласно на подстилающих отложениях: на бахской свите на северо-востоке территории и на сиктяхской свите в центральной части листа вдоль его восточной рамки [49, 76, 80, 308]. Представлена толщей, в которой незакономерно переслаиваются угленосно-глинистые пачки (20–30 м), состоящие из алевролитов темно-серых разнозернистых с включениями (в виде небольших маломощных стяжений) желваков глинистых сидеритов; прослои аргиллитов глинистых углистых; песчаники (0,4–0,5 м) серые и темно-серые плитчатые; слои (0,1–2,8 м) и линзы (0,1–0,3 м) каменного угля с пластами (10–40 м) песчаников светло-серых мелкозернистых, реже среднезернистых косослоистых полимиктовых, нередко с волноприбойными знаками. Эти пласты, как правило, безугольные. Прослои каменных углей не выдержаны по простиранию и изменчивы по мощности. На отдельных участках в структуре разрезов пачек количество прослоев углей также изменчиво и, как правило, их количество достигает 5–10, редко доходя до 20. Отмечаются в большей степени (за восточной рамкой площади исследований), глинистые пачки, в которых количество маломощных прослоев каменных углей достигает 40 [49]. Мощность свиты изменяется в восточном направлении от 180 и 200 м до 300 м (бассейн р. Лена).

В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым собраны папоротники *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *Asplenium rigidum* Vassilevsk., *Gleichenia lobata* Vachr., цикадофиты *Anomozamites arcticus* Vassil., гинкговых *Ginkgo* ex gr. *adiantoides* (Ung.) Heer. и

хвойные *Podozamites* ex gr. *eichwaldii* Schmp., комплекс которых характерен для альбского яруса. За пределами исследованной территории (низовья Лены), в свите П. И. Глушинским и Н. Д. Василевской найдены пресноводные двустворки *Unio* aff. *senectus* White, *U. soleniformis* Chen, *Neocardinia ovalis* (Martins.), *N. arctica* (Martins.), позволяющие относить описанные отложения к верхам нижнего мела [35, 49].

В СПК, по данным В. В. Павлова, присутствуют споры семейств Disksoniaceae (*Conioperis divaricata* K.-M., *Coniopteris* sp.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* K.-M.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* K.-M., *Anemia tricostata* Bolch.), Osmundaceae (*Osmunda jurassica* K.-M.) и споры порядка Lycosporiales. В пыльцевой части спектра – пыльца семейств Cycadaceae (*Cycas elliptica* K.-M.), Ginkgoaceae (*Ginkgo elongata* K.-M.), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus prolongata* K.-M.), Pinaceae (*Paleopicea biangulina* (Mal.) K.-M., *Pinus sacculifera* Mal. var. *arctica* K.-M., *Pinus* sp.), Araucariaceae (*Podozamites* sp.) [35]. Комплекс фаунистических и флористических остатков, СПК не противоречат датированию свиты альбским веком и позволяют проводить корреляции с огневским региональным стратиграфическим горизонтом [31ф], с хатырыкским и низами агрофеновского фитохронологическими горизонтами востока Сибирской платформы [98, 158].

Джарджанская свита ( $K_1dg$ ) развита в пределах осевой зоны Предверхоханского прогиба, южнее долины р. Джарджан и залегает согласно на подстилающей сикстяхской свите. Свита по возрасту соответствует объему более двух третей альба [308]. На исследованной территории эта толща фациально изменчива и представлена преимущественно слоями песков и песчаников (15–30 м) с пластами каменных углей (0,1–0,5 м), чередующихся с пачками (6–35 м) грубого и незакономерного чередования уплотненных алевролитов, аргиллитов и углистых глин, отдельные литологические разновидности которых выклиниваются по простиранию. В подошве пластов рыхлых песков наблюдаются непротяженные линзы (0,1–0,2 м) плотных мелкогалечных конгломератов. Пески светло-серые и желтовато-серые грубозернистые уплотненные, с включениями единичных рассеянных галек кварца, черных кремней и осадочных пород. Песчаники светло-серые, серые, буровато-, и желтовато-серые разнозернистые, нередко грубозернистые с непротяженными (0,5–1,0 м) линзами (0,05–0,15 м) галечников и гравийников, сцементированных грубозернистым песчаным материалом. В песчанистых прослоях нередко встречаются округлой формы конкреции. Алевролиты серые и темно-серые разнозернистые плитчатые слоистые глинистые. Аргиллиты серые и темно-серые плитчатые глинистые. По всему разрезу толщи отмечаются отдельные включения обломков минерализованной древесины, скоплений углефицированного черного растительного детрита. В глинисто-алевритовых пачках повсеместны включения рассеянных галек кварца и черных кремней, обломков и мелких валунов осадочных пород, линзочки черных углей. По наслоению встречаются скопления черного углефицированного растительного детрита.

Угленосность свиты по площади не выдержана. На западном крыле Приверхоханского прогиба насчитывается 5–7 угленосных пачек мощностью от 7 до 30 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. Мощность свиты с запада на восток изменяется от 250 до 300 м. Максимальные мощности (до 500 м) отмечаются в прискладчатой зоне прогиба. В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым найдены отпечатки папоротников *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et K.-M.) Samyl., *B. saportana* (Heer.) Vachr., *Adiantopteris gracilis* Vassilevsk., *Asplenium rigidum* sp., *Cladophlebis* sp., *Gleichenia lobata* Vachr., гингковых *Phoenicopsis* ex gr. *angustifolia* Heer., цикадофитов *Nilssonia comtula* Heer., хвойных *Podozamites gramineus* Heer., *P. gracilis* Heer., *P. lanceolatus* (L. et H.) Braun. СПК, по данным В. В. Павлова, включает спектры, состоящие из спор семейств Dicksoniaceae, Schizaeaceae, Osmudaceae, Lycopodiaceae. Доминантами являются *Coniopteris divaricata* K.-M., *Cibotium junctum* K.-M., *Mohria tersa* K.-M., *Osmunda jurassica* K.-M., *Lycopodium rotundum* K.-M., *L. microdictyon* (N a u m.) K.-M. Кроме спор выделена пыльца семейств Cycadaceae, Ginkgoaceae и Araucariaceae. Здесь доминируют *Cycas elliptica* K.-M., *Ginkgo elongate* (N a u m.) K.-M., *Podozamites* sp. [35]. Стратиграфическое положение (согласное залегание), флористические остатки и СПК позволяют датировать свиту альбским ярусом (объем нижнего подъяруса и нижняя часть верхнего подъяруса), а также коррелировать ее с огневским (две трети объема) региональным стратиграфическим горизонтом Сибири [31ф], с хатырыкским и агрофеновским (низ) фитохронологическими горизонтами востока Сибирской платформы [98, 158].

Говоровская серия и огонер-юряхская свита объединены ( $K_{1gv}+og$ ) закартированы локально в бассейне р. Келимяр на северо-востоке территории. На сопредельной с севера площади листа S-51 Государственной геологической карты третьего поколения выделена одновозрастная говоровской серии сиктяхская свита. Однако основываясь на материалах предшественников [49, 72, 16ф, 17ф и др.], на территории листа R-51 аптские отложения северо-восточной части Буолкалах-Нижнеленской СФПЗ были приняты в рамках говоровской серии.

*Говоровская серия* включает в себя континентальные чонкогорскую, угленосную булунскую и бахскую свиты. В пределах листа говоровская серия объединена с вышележащей огонер-юряхской свитой вследствие близости их литологического состава и увязкой с сопредельными листами Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) с севера и востока.

*Чонкогорская свита* залегает согласно на неровной поверхности угленосной кюсюрской свиты и согласно перекрывается булунской свитой [49, 51, 308]. Представлена сравнительно монотонной толщей песков серых, зеленовато-серых разномелкозернистых или песчаников зеленоватых, зеленовато-серых и, реже, светло-серых чаще мелко- и среднезернистых горизонтально- и волнистослоистых кварц-полевошпатовых, реже косослоистых кварцевых. В подошве, в песчаниках иногда наблюдаются рассеянные включения галек эффузивных и интрузивных (микропегматиты) пород. По разрезу отмечаются включения уплощенно-шаровидных (1,5–2,5 м) или овально-лепешковидных (0,3–1,0 м) известковисто-песчаных конкреций и

отдельных черных галек (1,5–2,5 см) кремнистых и глинистых пород, а также мелких (10–15 см) валунов и щебня (2,5–5,0 см) песчаников мелкозернистых серых известковистых. Песчаники в основной своей массе насыщены мелкими зеленовато-серыми и темно-серыми линзочками обугленного растительного детрита, повсеместно встречаются обломки окаменелой буровато-серой и черной древесины. Нередко в средней и верхней частях разреза свиты отмечаются прослои (от 10–20 до 25 м) алевролитов серых и темно-серых разнозернистых с прослоями и линзами (до 0,1 м) каменных углей черных, темно-серых и бурых. С юго-запада на северо-восток района (прибортовая зона Предверхоанского прогиба) мощность свиты изменяется от 370–380 до 400–480 м. Возраст свиты определяется по стратиграфическому положению условно.

На сопредельных площадях Предверхоанского прогиба (к востоку от исследованной части бассейна р. Лена) возраст чонкогорской свиты, по находкам Н. Д. Василевской и В. В. Павлова отпечатков папоротников *Coniopteris burejensis* (Zal.) Sw. и цикадофитов *Nilssonia orientalis* Heer, датируется нижней частью аптского яруса [49]. В СПК В. В. Павловым выделены споры семейств Disksoniaceae (*Conioperis divaricata* K.-M.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* K.-M., *Lygodium* aff. *japonicum* Sw., *L. asplenium* K.-M.), Osmundaceae (*Osmunda jurassica* K.-M., *Osmunda* sp.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* K.-M.) [35]. Это позволяет коррелировать свиту с нижней частью тигянского регионального горизонта Сибири [31ф, 31а ф] и параллелизовать ее с верхами батыльхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

*Булунская свита* на подстилающих отложениях чонкогорской свиты залегает согласно [49, 76, 80, 308]. Представлена глинистой, относительно маломощной континентальной терригенной толщей переслаивания, где участвуют (от подошвы к кровле) пласты и линзующиеся слои (от 1–4 до 5–6 м) алевролитов зеленовато-серых разнозернистых, аргиллитов серых и темно-серых глинистых и углистых плитчатых, песчаников зеленоватых, зеленовато-серых и светло-серых, иногда со стяжениями известковистых песчаников плитчатых. Среди пород отмечаются прослои (0,5–1,0 м) и линзы (0,1–0,4 м) углей каменных серых и буровато-серых. С запада на восток района угленосно-глинистая булунская свита изменчива фациально и по мощности (от 0–30 до 60 м). В алевролитах Н. Д. Василевской и В. В. Павловым собраны остатки папоротников *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sw., *C. setacea* (Pru.) Vachr., *Birisia onychioides* (Vassilevsk et K.-M.) Samul. и цикадофитов *Jakutiella amurensis* (Novor.) Samul. В спорово-пыльцевом комплексе В. В. Павловым выделены споры семейств Disksoniaceae (*Conioperis divaricata* K.-M.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* K.-M.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* K.-M., *Lygodium asplenium* K.-M.), Osmundaceae (*Osmunda jurassica* K.-M.). В пыльцевой части спектра присутствуют пыльца семейств Cycadaceae (*Cycas elliptica* K.-M.), Ginkgoaceae (*Ginkgo elongate* K.-M.), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus prolongata* K.-M.), Pinaceae (*Paleopicea biangulina* (Mal.) K.-M.), Araucariaceae (*Podozamites* sp.) [35]. Флористические остатки и СПК позволяют относить свиту к аптскому ярусу, сопоставляя ее в региональных корреляциях с санга-

салинским региональным стратиграфическим горизонтом [31ф, 31а ф] и эксеняхским региональным фитохронологическим горизонтом востока Сибирской платформы [98, 158].

*Бахская свита* залегает согласно на подстилающих отложениях и представлена континентальной существенно песчаниковой толщей [76, 80, 308]. На приплатформенном крыле Предверхоанского прогиба (бассейн р. Лена, севернее и восточнее изученной части района) [49, 194] отмечены следы незначительного размыва между булунской и бахской свитами. Свита сложена песчаниками зеленовато-серыми и светло-серыми мелкозернистыми, реже разномзернистыми, в отдельных прослоях полимиктовыми. В нижней части в песчаниках нередко присутствует «грубая» косяя слоистость, в верхней части разреза повсеместно отмечаются стяжения известковистых песчаников. Мощность свиты в районе не превышает 80–100 м. В восточном направлении она заметно увеличивается и за пределами изученной площади достигает 200–250 м. В средней части свиты Н. Д. Василевской и В. В. Павловым встречены папоротники *Birissia onychioides* (Vassilvsk. K.-M.) Samul. и хвойные *Podozamites eichwaldii* Schimper. Спорово-пыльцевой комплекс, по данным В. В. Павлова, включает споры семейств Disksoniaceae (*Conioperis divaricata* K.-M., *Cibotium junctum* K.-M.), Schizaeaceae (*Mohria tersa* K.-M., *Lygodium asplenium* K.-M.), Osmundaceae (*Osmunda jurassica* K.-M.), Dipteridaceae (*Hausmannia alata* K.-M.). В пыльцевой части спектра присутствуют пыльца семейств Cycadaceae (*Cycas elliptica* K.-M.), Ginkgoaceae (*Ginkgo elongata* K.-M.), Podocarpaceae (*Pseudopodocarpus prolongata* K.-M.), Pinaceae (*Paleopicea biangulina* (Mal.) K.-M., *Protopicea mesophytica* (Pockr.) K.-M., *Pinus sacculifera* Mal. var. *arctica* K.-M., *Pinus* sp.), Araucariaceae (*Podozamites* sp.) [35]. Флористические остатки и СПК позволяют датировать свиту верхним подъярусом аптского яруса, сопоставляя ее с рассохинским региональным горизонтом [31ф] и верхней частью эксеняхского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

Суммарная мощность говоровской серии 370–400 м.

Огонер-юряхская свита по своим литологическим характеристикам и мощности соответствует описанному выше разрезу.

Общая мощность объединенного таксона – до 550 м.

Лукумайская свита ( $K_{1lk}$ ) залегает с размывом на огонер-юряхской свите и представлена монотонной континентальной песчано-угленосной толщей [37, 49, 76, 80, 108, 109, 194, 308]. В песчаниках выделяются разной мощностью (0,1–0,15 м) и невыдержанные по простиранию (линзы, прослои замещения) алеврито-глинистые угленосные толщи. Песчаники зеленовато-серые разномзернистые с пластами (в основании) разногалечных (гальки песчаников, алевролитов, кремней, кварца, эффузивов) конгломератов и линзами гравелитов. В незначительном количестве в песчаниках присутствует примесь рассеянных галек окремненных пород, в том числе гальки кварцитов, кварца и эффузивов кислого состава, а также мелкие углефицированные черные включения аргиллитов, обугленные и минерализованные обломки древесины и растительный детрит. Мощность свиты (видимая) в районе не превышает 80–120 м. К востоку, в бассейне нижнего

течения р. Ысы-Хая-Юргэ (за пределами исследованной территории) мощность составляет 550 м. В свите Н. Д. Василевской и В. В. Павловым найдены папоротники *Birisia onychioides* (Vassilevsk. et. K.-M.) Samyl., *Gladophlebis dluschinskii* Vassilevsk., *Coniopteris onychioides* Vassilevsk. et K.-M., *Sphenopteris* sp., цикадофиты *Anomozamites arcticus* Vassilevsk., хвойные *Podozamites olenekensis* Vassilevsk., *P. lanceolatus* (L. et H.), *P. eichwaldii* Schimp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Cephalotaxopsis* sp., гинкговые *Gingko adiantoides* (Ung.) Heer, *Sphenobaiera flabellate* Vassilevsk. и остатки окаменелой древесины *Sahnioxylon rajmahalense* Sahni, *Pinuxylon* sp. СПК, по данным В. В. Павлова, включает споры семейств Osmundaceae (*Osmunda jurassica* K.-M.), Sphagnaceae (*Sphagnum* sp.), Lycopodiaceae (*Lycopodium rotundum* K.-M., *L. marginatum* K.-M., *L. triquerta* K.-M., *Lycopodium* sp.), Dipteridaceae (*Hausmania alata* K.-M.). Среди пыльцы отмечаются представители семейств Podocarpaceae (*Podocarpus unica* Bolch., *P. cretacea* (Naum.) K.-M.) и Pinaceae (*Paleopicea biangulina* (Mal.) K.-M.) [35]. Флора и СПК позволяют относить свиту к верхнеальбскому подъярису, коррелировать ее с верхней частью огневского регионального горизонта [31ф] и нижней частью аграфеновского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

Менгкеринская свита ( $K_{1mn}$ ) залегает несогласно на джарджанской свите; представлена континентальной угленосной толщей, состоящей из песчаных прослоев (10–20 м) и пачек (20–25 м) чередования песков светло-серых и серых разномерных рыхлых, песчаников серых среднезернистых кварц-полевошпатовых, нередко косослоистых, с включениями овально-уплощенных стяжений известковистых песчаников и с непротяженными горизонтами сидеритовых конкреций. В подошве свиты, в косослоистых песчаниках встречаются прослои конгломератов и линзы гравелитов. В верхней части разреза в чередовании принимают участие прослои (0,5–1,0 м) алевролитов и аргиллитов серых и темно-серых плитчатых. В алевролитах крупнозернистых глинисто-песчаных встречаются небольшие по протяженности (1–2 м) линзы угля (2–5 см), а в прослоях песчаников – мелкие линзы (5–8 см) конгломератов и гравелитов. Мощность (видимая) свиты не превышает 80–100 м. Максимальная мощность (до 350 м) свиты по данным геологической съемки установлена в верхнем течении р. Мэнкэрэ (за пределами исследованной части района). Широкое площадное развитие отложений свиты в юго-восточной части листа дискуссионно. Ввиду того, что в бассейне р. Лена свита практически повсеместно перекрыта современными аллювиальными отложениями и ее выходы в современном эрозионном срезе весьма локальны, некоторые исследователи [70, 72а] полагают, что большее распространение здесь имеет джарджанская свита, а отложения менгкеринской локальны и ограничены. Однако в данной работе была принята точка зрения В. С. Андреева и др. [3ф] о более широком развитии здесь именно отложений менгкеринской свиты и локальных выходов джарджанской в ядрах пологих антиклинальных структур северо-восточного простирания (Улахан-Тиряхтяхской и Натарской). В возрастном отношении свита, по данным Н. Д. Василевской и В. В. Павлова,

охарактеризована отпечатками папоротников *Asplenium foersteri* Deb. et Ett., *A. sp.*, цикадофитов *Anomozamites arcticus* Vassilevsk. и хвойных *Podozamites latifolius* (Heer), *P. ex gr. eichwaldii* Schimp. В спорово-пыльцевом спектре В. В. Павловым установлено присутствие спор семейств Osmundaceae, Sphagnaceae, Lycopodiaceae и Dipteridaceae [35]. Выделенный спорово-пыльцевой спектр в совокупности с растительными остатками позволяет отнести свиту к верхнему подъярису альбского яруса. Стратиграфическое положение свиты позволяет увязывать ее в межрегиональных корреляциях с верхней частью огневского регионального стратиграфического горизонта [31ф], с низами агафеновского фитохронологического горизонта востока Сибирской платформы [98, 158].

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

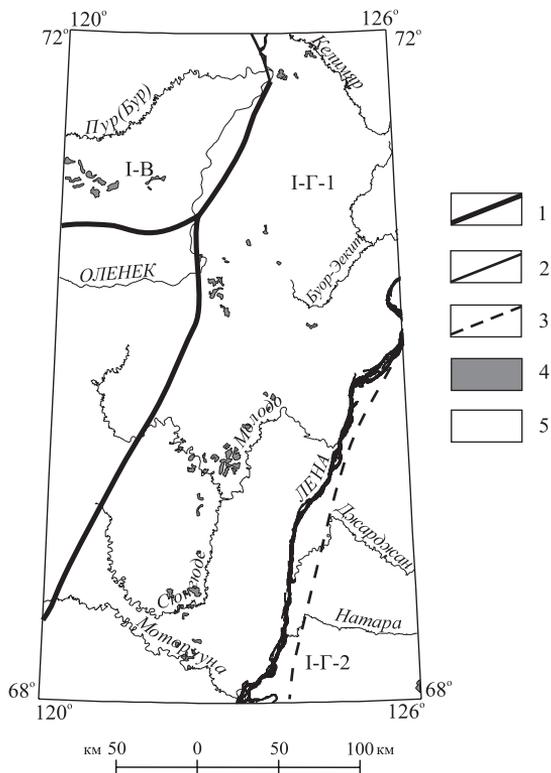
### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Формирование неогеновых образований происходило в пределах Анабаро-Бурской СФЗ и Лено-Виллюйской СФЗ Средне-Сибирской СФО (рис. 18, 19). В этих районах выделяются аллювиальные образования, лежащие террасовые уровни реликтовой гидросети на междуречье Лена–

**Рис. 18.** Схема геологического районирования неогеновых образований.

Элементы районирования: I – Средне-Сибирская СФО: I-B – Анабаро-Бурская СФЗ; I-Г – Лено-Виллюйская СФЗ; I-Г-1 – Молодо-Тюянская СФЗ, I-Г-2 – Менгкере-Унгуахтакская СФЗ.

1–3 – границы: 1 – структурно-фациальных областей (СФО), 2 – структурно-фациальных зон (СФЗ), 3 – структурно-фациальных подзон (СФЗ), 4 – выходы осадочных и вулканогенно-осадочных образований на поверхность, 5 – районированные осадочные и вулканогенно-осадочные образования отсутствуют или не установлены.



Эратема	Система	Отдел	Подотдел	Горизонт	СФО Средне-Сибирская – I							
					Кайнозойская Неогеновая	Плиоценовый	Верхний	СФЗ Анабаро-Бурская – I-B		СФЗ Лено-Вилуйская – I-Г		
								Средний	N <sub>2</sub> ?bn	СФЗ Молодо-Тюкянская – I-Г-1		СФЗ Менгкере-Унгуохтахская – I-Г-2
										Нижний	N <sub>2</sub> vg	
Миоценовый		Верхний	bNbs			1						
Средний	Мамонтовогорский											
				Нижний	Намский							
					Подстилающие породы							

**Рис. 19. Схема корреляции образований неогенового периода.**

Названия геологических подразделений: 1 – токурская толща (N<sub>1</sub>tk); 2 – беенчима-салаатинский коптогенный комплекс (bNbs); 3 – толща водораздельных галечников (Nvg); 4 – беенчиминская толща (N<sub>2</sub>?bn); 5 – табагинская свита (N<sub>2</sub>tb).

Оленек и в бассейне р. Мэнкэрэ, и коптогенный комплекс, выполняющий беенчима-салаатинскую астроблему в верховьях р. Беенчима-Салата (правый приток р. Беенчима).

## МИОЦЕН

Миоценовые образования представлены токурской толщей и беенчима-салаатинским коптогенным комплексом, развитыми соответственно в Менгкере-Унгуохтахской СФЗ (Лено-Вилуйская СФЗ) и Анабаро-Бурской СФЗ.

Токурская толща (N<sub>1</sub>tk). Толщу образуют пески, базальные галечники, прослой гравийников и глин. Мощность – более 50 м.

Разрез изучался в обнажении, шурфах и насыпках по склону долины р. Мэнкэрэ в местах, где моренный покров разрушен склоновыми процессами. Залегает толща несогласно на раннемеловых породах и перекрыта верхнеплейстоценовыми ледниковыми образованиями. Отложения аллювиальные [190, 13].

Песок разномзернистый светло-серый кварцево-полевошпатовый, иногда глинистый, с отдельными гальками, слабосортированный, неясно слоистый, иногда горизонтальнослоистый, слабоуплотненный. В прослоях – гравийник (мощностью до 2,2 м) и глина (мощностью до 0,3 м). Гравий преимущественно кварцевый рыхлый, мелкая галька кварца и кремней, отдельные гальки песчаников верхоянского облика; глина темно-коричневая пластичная, «жирная» на ощупь и светло-серая пластичная, иногда мелкокомковатая. В верхней половине толщи в песке рассеянная крошка угля.

Спорово-пыльцевой спектр, содержащийся на глубине 5 м, следующий:

– пыльца голосеменных составляет 18,5–35,5%, покрытосеменных 45,5–51,2%, спор 19–30,3%. Из голосеменных преобладает *Pinus* subgen. *Haploxyylon* (9,3–32,5%), пыльцы *P.* subgen. *Diploxyylon* – 0,6–0,9%, *Picea* – 1,2–3%, *Abies* – 1,5%. Кроме того присутствуют *Tsuga* – 2,6%, Cupressaceae–Taxodiaceae – 0,9–1,2%, *Cedrus* – 0,3%;

– из покрытосеменных: *Alnus* – 16,7–19,8% и *Betula* sp. – 8,8–11%, Betulaceae (мелкие) – 0,9–1,2%, *Alnaster* – 1,5–3,7% и *Salix* – 0,6%;

– из широколиственных (умеренных широт) присутствуют: *Corylus* (0,9%), *Carpinus* (0,3–1,2%), *Tilia* (1,5%), *Quercus* (0,6%), *Fagus* (0,6–1,3%), *Acer* (0,3–1,3%). Из субтропических и вечнозеленых: *Carya* (0,9–1,3%), *Pterocarya* (1,6%), *Juglans* (4,3–4,6%) и *Castanea* (0,3%), а также жестколистные *Nyssa* (0,3%) и *Rhus* (0,6–0,9%). Кроме того, содержатся *Ilex* (1,8–2,6%), *Lyquidambar*;

– кустарнички представлены только вересковыми Ericaceae (0,3–0,6%), травы – злаками Gramineae (до 1,3%) и Iridaceae (до 3%);

– в составе спор преобладают папоротники Polypodiaceae (18,4–28%). Экзотических папоротников мало: *Lygodium* – 1,5%, *Gleichenia* – 1,2%. Единично отмечаются *Lycopodium* и *Osmunda*.

Состав голосеменных в образцах, взятых с глубины 20–21,5 м, следующий (%): *Pinus* subgen. *Haploxyylon* – 32,9, *P.* subgen. *Diploxyylon* – 15,6, *Picea* sp. – 26,8, *Abies* – 4,8, *Tsuga* – 6,1, *Cedrus* – 1,2, *Podocarpus* sp. – 1,2, *Ginkgo* sp. – 2,4, Coniferae – 1,2. Из покрытосеменных встречена лишь *Betula* sp. – 2,4, из спор – Polypodiaceae – 2,4, *Ligodium* sp. – 1,2 и *Gleichenia* sp. – 1,2.

На глубине 31–32 м встречена пыльца *Pinus* subgen. *Haploxyylon* (50 зерен), *Picea* sp. (11 зерен) и отдельные зерна *Pinus* subgen. *Diploxyylon*, *Abies*, *Tsuga*, *Podocarpus* sp., *Ginkgo* sp. Из покрытосеменных – единичные *Betula* sp., *Alnus*, *Carpinus* и Ericaceae. Из спор содержится лишь Polypodiaceae.

Присутствие широколиственных и других теплолюбивых растений свидетельствует о том, что формирование рассматриваемых отложений происходило в условиях теплого и влажного климата. По заключению Л. Г. Молиной и Н. П. Беляковой (ВАГТ), приведенный выше спектр характерен для неогеновых отложений Восточной Сибири.

При сравнении спорово-пыльцевых спектров, содержащихся в данном разрезе и в известном, ближайшем к нему, разрезе третичных отложений на Алдане улавливается сходство – присутствие пыльцы теплолюбивых широколиственных *Tsuga*, *Tilia*, *Ilex*, *Corylus*, *Carpinus*, *Carya*, *Quercus*, *Nyssa*, *Rhus* и др. Таким образом, данные образования могут быть сопоставлены по возрасту с раннемиоценовыми отложениями Нижнеалданской впадины [13].

Беенчиме-салаатинский коптогенный комплекс (bNbs). Толща брекчий, со щебнем и глыбами доломитов, известняков, алевролитов, песчаников, мощностью до 600 м выполняет кратерную воронку одноименной астроблемы, расположенной в бассейне левого притока р. Оленек – р. Беенчиме [189].

Впервые как самостоятельная структура была выделена Л. Я. Пинчук [241] и впоследствии М. В. Михайловым диагностирована как метеоритный кратер [216], расположенный в поле развития терригенно-карбонатных отложений венда–кембрия. В рельефе астроблема представляет собой депрессию округлой формы, окруженную концентрическим валом. Диаметр депрессии по днищу – 6 км, по гребню вала – 7–9 км. Ширина вала – от 1,5 до 2,5 км. Относительные превышения гребня вала над днищем депрессии 50–75 м. По периферии кратера развиты многочисленные центробежные надвиги, в плане образующие очень характерный для метеоритных кратеров рисунок «раскрытого цветка». Вертикальная амплитуда перемещения по надвигам 100–150 м, горизонтальная 1–1,5 км. В настоящее время кратер сильно эродирован, лишь в северной и северо-западной его частях сохранился цокольный вал.

В коптогенный комплекс входят аллогенная, пестрая и аутигенная брекчии. Первая состоит из раздробленных и смешанных в различных соотношениях обломков песчаников, известняков и углистых сланцев венда–кембрия. Размер обломков – от единиц до первых десятков сантиметров. Пестрые брекчии распространены ограниченно у южного борта астроблемы, сложены перемещенными блоками разновозрастных пород мишени, размером до нескольких сот метров, с нарушенным первоначальным залеганием и элементами ударного воздействия на них. Аутигенными брекчиями являются породы мишени с характерной структурой «грис», состоящие из остроугольных трещиноватых обломков, сцементированных мелкораздробленным веществом того же состава (карбонатный суглинок со щебнем). В юго-восточной части вала в светло-серых прочных кембрийских известняках обнаружены конусы разрушения (высота конусов от первых сантиметров до 10 см). Коптогенные образования от предыдущего возрастного среза отделены значительным региональным стратиграфическим перерывом.

Возраст Беенчиме-Салаатинского кратера и соответственно коптогенного комплекса условно принимается как неогеновый [189, 215].

## ПЛИОЦЕН

Естественные выходы плиоцена на территории развиты на северо-восточном обрамлении Оленекского поднятия, вдоль Келимярской впадины, на водоразделах Никабыт–Келимяр, Хорбусуонка–Никабыт, Хорбусуонка–Оленек, в бассейнах рек Буор-Эекит и Кютюнгде, в верхнем течении р. Беенчиме (левый приток р. Оленек), а также в нижних течениях рек Молодо, Сюнгюде, Моторчуна и Муна. Они выполняют Анабаро-Бурскую СФЗ и Молодо-Тюкянскую СФЗ (Лено-Виллюйская СФЗ), где представлены

соответственно беенчиминской толщей, толщей водораздельных галечников и табагинской свитой.

Беенчиминская толща (N<sub>2</sub>?bn). Распространена в верхнем течении р. Беенчима (левый приток р. Оленек), где плащеобразно залегает на водораздельных поверхностях с абсолютными отметками около 130 м [25ф]. Ее формируют галечники бурые, желтые и пески разнотравные с гравием и гальками кислых эффузивов, кремнистых пород; отдельные прослои пестроокрашенных глин. Мощность – до 14 м.

В разрезе, описанном в долине р. Беенчима, аллювий залегает на размытой поверхности докайнозойских пород, сложен на всю мощность галечниками ржаво-желтыми и буровато-коричневыми хорошо сортированными, с песчаным крупнозернистым заполнителем или песками глинистыми с линзами и прослоями галечников. Пески и галечники слабоглинифицированы или плотно сцементированы гидроокислами железа. Обломочный материал состоит из хорошо окатанных галек кремнистых пород, кварца, халцедона, кварцевых песчаников и щебня подстилающих пород. Видимая мощность – до 3 м. Часто верхи разреза сложены глинами или суглинками темно-серыми, темно-бурыми пластичными, с рассеянными гальками кремней, кварца, кварцита, песчаников, растительным детритом и обломками древесины (реки Эбелях, Маят). Палинокомплексы не выразительны. Немногочисленные карпоиды представлены влаголюбивыми растениями (Caryophyllacea, *Potentilla* sp., *Potamogeton* sp.) и разнотравьем.

СПК, выделенный из аналогичных образований, расположенных западнее границы листа в бассейне р. Уджа, характеризуется преобладанием древесной пыльцы семейства сосновых – *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *P. subgen. Haploxyton*, *P. subgen. Diploxyton*, *Picea* sp., *Larix* sp., в некоторых спектрах преобладает высокоствольная береза. Травянисто-кустарниковый ярус представлен карликовой березкой, ольховником, вересковыми, присутствуют осоковые, злаковые, полынь, лютиковые. В спорах отмечаются папоротниковые, плауны, сфагновые и зеленые мхи. Встречается переотложенная пыльца теплолюбивых: *Ulmaceae*, *Juglandaceae*, *Cedrus*, *Rhus*, *Tsuga*. Данный СПК близок к спектрам плиоцена о-ва Сардах и сергеевской свиты Омолойской впадины [248, 302]. Таким образом, возраст отложений, по аналогии с соседними территориями, условно определяется как плиоценовый(?).

Неогеновые осадки р. Беенчима отличаются низкими значениями алмазоносности [25ф].

Толща водораздельных галечников (N<sub>2</sub>vg) представлена ожелезненными галечниками и песками с гальками и валунами. Мощность – до 15 м. Залегает толща на размытой поверхности палеозоя и мезозоя на абс. выс. 170–200 м, понижающихся к северу до 45 м. Полоса, в которой на водоразделах встречены останцы древнего покрова галечников, протягивается в субмеридиональном направлении от нижнего течения р. Муна до низовьев р. Оленек, через долины рек Моторчуна, Сюнгюде, Молодо, Кютюнгде.

Разрезы водораздельных галечников на разных участках неодинаковы. В одних случаях они состоят из чередующихся галечниковых и песчаных прослоев, в других отложения представлены исключительно галечниками

или только песками с галькой. Отмечено понижение уровней подошвы галечников с юга на север и с запада на восток.

На левобережье р. Сюнгиуде на гипсометрическом уровне 160 м (линия 4) (184) водораздельные галечники представлены песчано-гравийно-галечными отложениями светло-серого, буроватого цвета, нередко с прослоями светло-серых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песков. Гальки в основном мелкие (до 2–3 см), среднеокатанные, коэффициент окатанности – 0,53–0,58. Петрографический состав галек и гравия: кремни – 25–30% от общего количества гальки, цвет – от серого до черного, окремненные известняки (до 25%) серого цветов. Битуминовые известняки (25–30%) серого и черного цветов. Также отмечены редкие обломки песчаников темно-серого цвета. Пески, содержащие гальку и гравий, – кварц-полевошпатовые, ожелезненные среднезернистые светло-желтого цвета. Мощность – до 3 м [71ф].

Для спорово-пыльцевого спектра, выделенного из этих отложений, характерно доминирующее положение пыльцы древесно-кустарниковых растений (68,5%), среди которых преобладает пыльца хвойных – диплоидных сосен (*Pinus* subgen. *Diploxylon* – 12,6%, *Pinus silvestris* – 15,6%), меньше отмечается пыльцы елей (*Picea* sect. *Omorica* и *P.* sect. *Eupicea* в сумме 5,7%) и гаплоидных сосен (3,1%); единичны пыльцевые зерна пихты (*Abies*), лиственницы (*Larix*), можжевельника (*Juniperus*). Среди мелколиственных больше всего пыльцы кустарников: березки – 17,7%, ольховника – 4,2%, меньше крупноствольных берез – 3,6%, единична пыльца древовидной ольхи (*Alnus*), лещины (*Corylus*), комптонии (*Comptonia*). Описанный состав древесно-кустарниковой группы является типичным для плиоценовых палинокомплексов северо-восточных регионов России.

Группа трав составляет всего 9,2%, это – единичные зерна верескоцветных, гречишных, полыней и другого разнотравья. Обращает на себя внимание присутствие реликтовых для данной территории родов: кувшинки (*Nuphar*), двулестника (*Circaea alpina*), линнеи (*Linnaea borealis*) и др.

Споровая группа, составляющая 22,3% от спектра, представлена в основном сфагновыми и зелеными мхами (*Sphagnum* – 6,5%, *Bryales* – 6,8%) и содержит в себе реликтовые для данной территории лесные виды плунов – *Lycopodium complanatum* L., *L. clavatum*, а также папоротника *Polypodium vulgare*.

Таким образом, мы имеем палинокомплекс, свидетельствующий о существовании сосново-березово-еловых с примесью древовидной ольхи, восковницы и комптонии лесов, с реликтивными видами трав и споровых растений, которые могли иметь место на данной территории только в плиоценовое время.

В верховьях р. Дебенгде, в Дебенгдинской котловине и на водоразделе рек Улахан-Уэтгях и Дебенгде водораздельные галечники сохранились в линейных депрессиях – реликтах древней речной сети они выполняют узкие погребенные ложбины, ориентированные в северо-западном направлении. Под льдистыми верхнечетвертичными илисто-супесчаными отложениями мощностью до 4,0 м залегают аллювиальные галечно-гравийные отложения с глинисто-песчаным заполнителем желтовато-серого цвета.

Соотношение галечно-гравийного материала к песчано-глинистому 1:2, глинистого к песчаному 2:1. Мощность – до 2,2 м. Подстилаются галечники элювиальной глиной зеленовато-серого цвета (др 0,2 м). Все границы четкие, волнистые.

Большинство галечного материала представлено устойчивыми к выветриванию породами – кварцем и кремнем (51–65%), которые имеют хорошую и среднюю окатанность, изометричную и уплощенную формы и размеры в основном от 1 до 5 см. Постоянно присутствует (в количествах от 8 до 32%) гальки кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов, имеющие размеры от 2,5 до 10 см. Эти гальки также имеет среднюю и хорошую окатанность, уплощенную и изометричную форму.

Из местных пород отмечаются (13–32%) гальки алевролитов, доломитов, отличающихся плохой окатанностью, остроугольной формы. Преобладающий размер – от 2,5 до 5 см, форма уплощенная.

Для шлихов характерен малый выход тяжелой фракции (0,02–0,04 кг/т), в минеральном составе преобладают (%): гранат (43–60), ильменит (25–35) гидроокислы железа (до 10), в подчиненном количестве встречаются магнетит, циркон, рутил, кианит, лейкоксен. В знаковых содержаниях присутствуют монацит, колумбит, касситерит, золото, халькопирит, галенит, сфалерит, пироп [22ф, 81ф].

По обоим бортам долины Хотугу-Эекит толща водораздельных галечников вскрыта горными выработками – шурфы 1173а, 1173b, 1173с (116). Представлена толща песчано-гравийными отложениями с линзами торфяников (1–1,5 см). Мощность – до 11,0 м.

По данным полного минералогического анализа, в составе тяжелой фракции песков преобладают (%): роговая обманка – до 35, гранат – до 32, эпидот – до 29, в переменном количестве (до 23) присутствуют циркон, рутил, ильменит, касситерит, фосфаты, корунд, шпинель, силлиманит, андалузит, ставролит, монацит, биотит, хромшпинелиды, пироксены (до 16,8), апатит (до 10,3) единичные знаки пироба.

Из отложений (шурф 1173с) (116) выделено два диатомовых комплекса.

Нижний диатомовый комплекс, типичный для субфаций русловой отмели, представлен пресноводными видами (*Navicula reinhardtii*), предпочитающими проточные азрированные воды. Кроме того отмечен речной планктон, а в их числе бентосные диатомеи – обитатели дна. Эпифитон представлен незначительным числом видов. Флора – умеренно-холодно-водная. По ареалу распространения преобладают бореальные виды и космополиты.

Верхний диатомовый комплекс характерен для старичных озер и содержит ныне вымершую неогеновую форму – *Tabellaria celatom*. Численность планктона уменьшается вверх по разрезу от 10 до 4% за счет обмеления озера. При этом по мере снижения уровня оно зарастает и заболачивается, о чем свидетельствует господство эпифитов (до 62%). Процент холодноводных диатомей в этом интервале увеличивается до 28%.

По мнению С. Н. Жигулевцевой, наличие неогеновой диатомеи *Tabellaria celatom* позволяет относить рассматриваемые осадки к плиоценовым отложениям [37ф].

По правому притоку р. Кютюнгде – руч. Лагерный шурфами 816, 819, 820, 8153 и др. (102) вскрыты отложения, включающие переотложенные компоненты коры выветривания. Толща представлена светло-серыми мелко- и среднезернистыми сильно каолинизированными (по данным рентгеновского дифрактометрического анализа) кварцевыми песками с переменным (от 18 до 50%) количеством галек и гравия полупрозрачного дымчатого кварца. Иногда наблюдаются постепенные переходы от крепких песчаников и конгломератов к дезинтегрированным уплотненным, рыхлым пескам и галечникам. Мощность – до 1,7 м.

В правом борту р. Келимяр (правый приток р. Оленек) в 1 км выше устья руч. Булункан-Юряге в 7-метровом уступе над урезом воды на протяжении 130 м в виде разобщенных выходов прослеживается пласт мощностью около 0,4 м, который представляет собой галечник слабосцементированный. Цемент – интенсивно ожеженный песок охристо-ржавого цвета. Иногда встречаются отдельные линзочки белесоватых и рыжеватых глин [300].

Крупнообломочный материал несортированный, мелко-, средне- и крупногалечный, изредка встречаются валуны. Окатанность – средняя и плохая, нередки угловатые обломки. Петрографический состав галек – преимущественно осветленные известковистые песчаники, реже кремни, кварц, крайне редко интрузивные породы.

Залегают галечник на размытой поверхности юрских алевролитов, содержащих линзовидные прослои песчаников бурого цвета и большое количество фрагментов окаменелой древесины. В тяжелой фракции: гранаты, пылевидное золото, лимонит, пирит.

Для палинокомплекса, выделенного из данных образований, характерна превалирующая роль пыльцы древесно-кустарниковых растений (65,2–43,0%), внутри которой основное место (55,1–21,4%) занимает пыльца ольховника (*Alnaster*), меньше (17,4–1,1%) отмечается в пробах пыльцы кустарниковых берез – *Betula fruticosa* P a 11., *Betula Middendorffii* T r a u t v. et M e u., *Betula* sp. (мелкая); единично – пыльца крупноствольных берез – *Betula* sect. *Costata*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sp. (крупная).

Среди хвойных чаще других отмечается пыльца двух видов лиственницы (*Larix* cf. *dahurica* и *Larix* sp. (тонкая форма)) – 12,0–4,4%. Сходное с лиственницей значение имеет сосна обыкновенная (*Pinus silvestris* L.) – 6,0–4,0%. Единичны пыльцевые зерна трех видов елей (*Picea* sect. *Eupicea*, *Picea* sect. *Omorica*, *Picea* sp. (тонк. мелкосетчатая) и двух-трех видов сосен (*Pinus* subgen. *Haploxyton*, *P.* sect. *Cembrae*, *P.* subgen. *Diploxyton*).

Особо необходимо отметить присутствие в спектрах пыльцевых зерен древовидной ольхи (*Alnus*) в трех пробах из четырех, пыльцы лещины (*Corylus*) – во всех четырех пробах, пыльцы, по форме напоминающей пыльцу граба (cf. *Carpinus*) – в одной пробе, пыльцы лоховых (*Elaeagnaceae*) – в двух пробах из четырех, а также пыльцы двусемянника альпийского (*Circaea alpina* L.). Среди голосеменных в одной пробе встречается пыльца хвойника (*Ephedra*). В сумме эта группа пыльцы составляет от 2,0 до 4,5% от спектров. Перечисленные таксоны представляют собой реликтовые для данной территории и для плейстоцена элементы флоры.

Они произрастали на территории севера Сибирской платформы на протяжении первой половины плиоцена.

В недревесной группе, занимающей чаще около 20% от спектров, основными фигурантами являются пыльца верескоцветных (Ericales, *Ledum* sp., cf. *Rhododendron* sp., Pirolaceae gen. sp. и др.), чаще других отмечается пыльца багульника (*Ledum* sp.). На втором месте по встречаемости – пыльца полыни (*Artemisia*) – до трех-четырех видов, и среди них *Artemisia vulgaris* L. – также реликтовый для данной территории вид. В единичном количестве отмечается пыльца Ranunculaceae, Caryophyllaceae, Onagraceae, Rubiaceae, Surgraceae, Gramineae и др.

Небольшая по объему (18–20%) споровая группа составлена в основном сфагновыми (*Sphagnum*) и зелеными (Bryales) мхами, кочедыжниковыми папоротниками (Polypodiaceae).

Среди спор плаунов присутствуют как лесные виды, не характерные для современных растительных формаций данной территории – *Lycopodium complanatum* L., *L. annotinum* L., так и горные, скальные виды – *L. alpinum* L., *L. pungens* L. и Рyl.

В результате проведенного анализа экологической приуроченности компонентов спорово-пыльцевого комплекса можно сказать, что во время накопления изучаемых галечников существовали по крайней мере две растительные формации, продуктом которых являлась накопленная в отложениях пыльца. Это – скальная, склоновая растительность и светлохвойная, в основном лиственничная тайга с редкой примесью сосен, елей, ольхи, древовидных берез и лещины, с мощным кустарниковым (ольховниковым) ярусом с редкими лоховыми, двусемянниковыми кустарниковыми формами.

Подобные растительные формации существовали на данной территории в первую половину плиоцена.

Необходимо отметить, что залегание в настоящее время водораздельных галечников на больших высотах, прорезанных речными долинами, и в значительной степени уничтоженных склоновыми процессами, не позволяет судить о первоначальной мощности толщи и о масштабах их площадного распространения, поэтому чаще мы наблюдаем их залегание на отдельных останцовых возвышениях.

В распределении петрографического состава галек намечается три района [195]. В бассейнах рек Муна, Моторчуна, Сюнгюде основная роль принадлежит галькам разноцветных кремней, содержание которых всегда выше 50%; много галек кварца и известняков кембрия. Встречаются гальки черных битуминозных сланцев кембрия, юрских песчаников, долеритов. Второй район занимают бассейны среднего и нижнего течения р. Молодо. Для него характерно резкое преобладание галек черных битуминозных сланцев, которые встречаются в коренном залегании в среднем течении р. Молодо. Содержание этих галек достигает 50–80%, причем количество галек битуминозных черных сланцев уменьшается от галечников, лежащих на высоких уровнях, к расположенным ниже. Третий район охватывает бассейны рек Буор-Экит и Келимяр. Состав галечников очень сходен с составом первого района: здесь несколько больше галек черных битуминозных известняков и сланцев ленско-амгинского яруса кембрия.

В минеральном составе тяжелой фракции также отмечаются существенные различия по рассмотренным выше районам. В первом, Муна-Сюнгюдинском районе характерными минералами являются кианит и циркон. Наибольшие содержания кианита (16–20% от веса тяжелой фракции) отмечены в галечниках, залегающих на наиболее высоких отметках; к более низким отметкам идет его постепенное уменьшение. В содержании циркона (8–30%) отмечена обратная закономерность. Второй, Молодинский район характеризуется высоким содержанием граната (40–60% от веса тяжелой фракции). Характерными минералами являются также пироксены и роговая обманка. В отличие от Муна-Сюнгюдинского района здесь мало циркона. Из минералов-спутников алмаза присутствуют пикроильменит и пироп. Алмазы и его парагенетические спутники несут следы значительного износа. Третий по составу минералов тяжелой фракции имеет сходство с Муна-Сюнгюдинским районом. Однако кианита и циркона здесь намного меньше (около 4% кианита и до 6% циркона) при большом содержании граната (20–40%).

Описываемые отложения можно рассматривать как аллювиальные накопления быстрых потоков, неоднократно менявших русла, блуждавших по широкой площади [195, 71ф]. Неогеновые водораздельные галечники алмазоносны.

Табагинская свита ( $N_2tb$ ) распространена на междуречьях Оленек–Хорбусуонка, Хорбусуонка–Никабыт, Никабыт–Келимяр, в верховьях р. Эекит. В составе свиты галечники, гравийники, пески ожелезненные, прослойки песчаников, конгломератов. Мощность – до 33 м.

На правом берегу р. Никабыт послойный разрез табагинской свиты (снизу вверх)\*:

1) конгломерат крупногалечный слабосцементированный. Цемент – песок гравийный ожелезненный рыжего цвета	0,4
2) песок светло-серый, желтоватый мелко- и среднезернистый полевошпат-кварцевый горизонтально-слоистый с прослойками (1–2 см) песка светло-коричневатого, обогащенного тонким растительным детритом	1,5
3) песок кварцевый, преимущественно среднезернистый, светло-серый, горизонтально-слоистый с редким рассеянным гравием	0,5
4) песок кварцевый разнозернистый, с гравием (до 37%) светло-серый горизонтально-слоистый с редкой галькой. В нижней части слоя количество обломочного материала уменьшается	1,6
5) песок полевошпат-кварцевый средне- и мелкозернистый светло-серый с желтоватым оттенком, преимущественно горизонтально-слоистый с редкой рассеянной галькой, гравием и единичными мелкими валунами. Слоистость подчеркнута тонкими (1–1,5 см) светло-коричневыми слоями, обогащенными растительным детритом. Присутствуют прослойки (до 0,15 м) диагонально-слоистых песков, обогащенных обломочным материалом	0,9
6) песок гравийно-галечный средне- и мелкозернистый желтовато-буроватый бесструктурный, обломочный материал составляет до 20%	0,85
7) почвенно-растительный слой с корневищами кустарников	0,15

\*Здесь и далее описание дается снизу вверх. Мощность дана в метрах.

Мощность табагинской свиты в данном разрезе – 5,9 м.

Состав тяжелой фракции (%): ильменит – до 9,9; гранат – до 29,4; амфибол – до 31,9; пироксены – до 32,1; кианит – до 0,8; сфен – до 0,15; апатит – до 0,5; турмалин – до 0,6; эпидот – до 0,8. Встречаются единичные знаки пиропы и пикроильменита. В легкой фракции (%): кварц – до 81,4; полевые шпаты – до 10,0; зерна неопределимых пород – до 8,3.

Петрографический состав галек (%): кварциты и кварцитовидные песчаники, главным образом желтоватые и розовые – 36; окремненные битуминозные сланцы – 26; кремни – 16; кварц – 10; аргиллиты – 5; гранитоиды – 5; эффузивы кислого состава – 2; андезиты – 1. Обломки неустойчивых к выветриванию пород, например, эффузивы и т. п., сильно выветрелые.

В направлении Оленекского поднятия отложения табагинской свиты становятся более грубыми. В значительной степени меняется и петрографический состав обломочного материала (%): карбонатные породы – 18; кварцитовидные песчаники желтые и розовые – 13; кварцит – 11; песчаник – 10; аргиллит – 8; диабаз – 7; кварц – 7; неопределимые породы – 6; андезит – 1; брекчия карбонатных пород – 1; конгломерат с карбонатным цементом – 1.

Мощность табагинской свиты, установленная на водоразделе р. Никабыт–Келимяр, достигает 10,0 м [15ф].

Одной из возможных провинций питания обломочным материалом мог быть Анабарский массив, так как среди галек и валунов много кварцитов и кварцитовидных песчаников. Присутствие среди обломочного материала, галек и гравия карбонатных пород, можно объяснить привносом их мелкими ручьями с Оленекского поднятия.

В шурфе на правом берегу р. Буор-Экит вскрыт песок серо-желтый мелкозернистый глинистый, в нижней части разреза с единичными гальками; с глубины 0,3 м насыщенный (до 30% породы) гальками красных, реже черных и серых кремней, единично – молочно-белого кварца и песчаника. Размер галек – от 1 до 5 см, преобладает – 3 см, окатанность – хорошая. Видимая мощность – 1,2 м.

На междуречье Хорбусуонка–Оленек (шурфы 1137, 1142) (27) вскрыт двуслойный разрез табагинской свиты. Нижняя часть разреза – песок желтовато-серый средне- и мелкозернистый, с рассеянными гальками, гравием и мелкими валунами. Отложения промыты. Петрографический состав обломочного материала – кремни и окремненные породы, местные породы. Верхняя часть – алевроит ржаво-желтого цвета. Общая мощность – до 7 м.

Из данных образований выделено два спорово-пыльцевых комплекса [300]:

СПК I (нижняя часть) характеризуется доминирующим положением древесно-кустарниковой группы (61–69%), значительно меньше в спектрах спор (25–17%), еще меньше – трав (14,0%).

Среди древесных основное место занимает пыльца сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) – 23–30%, на втором месте 3–4 разновидности диплоидных и гаплоидных сосен (16–9%), два вида лиственницы (*Larix*) – 3–5% и 3–4 вида елей (*Picea* sect. *Eupicea*, *P. sect. Omorica*, *P. sp.* два морфологических типа) – 9–8%.

Травы представлены злаками (Gramineae), осоками (Cyperaceae) – по 3–2%, мелкими зернами полыни типа *Artemisia vulgaris* L., единичны зерна верескоцветных (Ericales), гречишных (Polygonaceae), лилейных (Liliaceae) и др.

Основная масса спор – это зеленомошники (Bryales) – 19–13%, сфагновые мхи (*Sphagnum*) – 3%, кочедыжниковые папоротники (Polypodiaceae) – 3–1%.

Описанный палинокомплекс является продуктом лесных (хвойных) растительных сообществ в основном сосново-лиственничного состава с примесью елей и березовых кустарников.

СПК II (верхняя часть) существенно отличается по количественно-статистическим параметрам от СПК I из серых песков. Здесь группа пыльцы древесно-кустарниковых растений занимает всего 29%, где основную массу составляет пыльца березовых кустарников: *Alnaster* – 11,9%, *Betula Middendorffii* – 4,5%, меньше (1%) определены *Betula exilis*, *B.* мелкая, *Salix*; единичны пыльцевые зерна древовидных берез – *Betula* sect. *Albae* и *B.* sp. (крупная). Особо необходимо отметить присутствие среди мелколиственных пород трех пыльцевых зерен лещины (*Corylus*), находки которой могут говорить о плиоценовой возрастной принадлежности данных отложений. Хвойная часть спектра практически повторяет пропорции СПК I: здесь больше всего (3,7%) пыльцы *Pinus silvestris*, на втором месте пыльца лиственницы *Larix*, единичны гаплоидные и диплоидные сосны (*Pinus* subgen. *Haploxyylon*, *P.* subgen. *Diploxyylon*).

Обращает на себя внимание большая по объему (53,6%) группа пыльцы недревесных растений, почти наполовину представленная пыльцой рогоза (*Typha* sp.) – 21,0%. Рядом с пыльцой этого растения, являющегося прибрежно-водным, определена пыльца других прибрежно-водных растений – аира (*Acorus*), лука лугового (*Allium*), триостренника (*Triglochin*), осок (Cyperaceae), злаков (Gramineae). Присутствие в спектре пыльцы перчисленных растений говорит о формировании отложений в условиях зарастающего водоема.

Разница в составе этих двух СПК объясняется тем, что пески серые, являясь скорее русловыми образованиями, аккумулируют в себе пыльцу и споры с больших территорий, отражая растительность, близкую к зональному типу, а алевриты ожелезненные отражают состав локальной – приозерной (или старичной) растительности.

Об одновозрастности этих двух СПК говорит одинаковый облик (сохранность) и таксономический состав пыльцы основной ландшафтообразующей группы – хвойных пород (пыльца сосен, елей, лиственниц во всех трех пробах имеет тонкую, хрупкую экзину и одинаковую морфологию). Учитывая состав спорово-пыльцевого комплекса и сохранность древесной пыльцы, считаем, что отложения, вмещающие данный палинокомплекс, сформировались в середине плиоцена. Приуроченность современных аналогов вышеприведенной доминирующей пыльцы прибрежно-водных растений к Центральной и Южной Якутии, также свидетельствует о плиоценовом возрасте отложений, вмещающих данные микрофоссилии.

Отложения табагинской свиты слабо алмазоносны. На междуречье Никабыт–Келимяр были найдены алмазы кимберлитового и импактного генезисов [61ф].

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

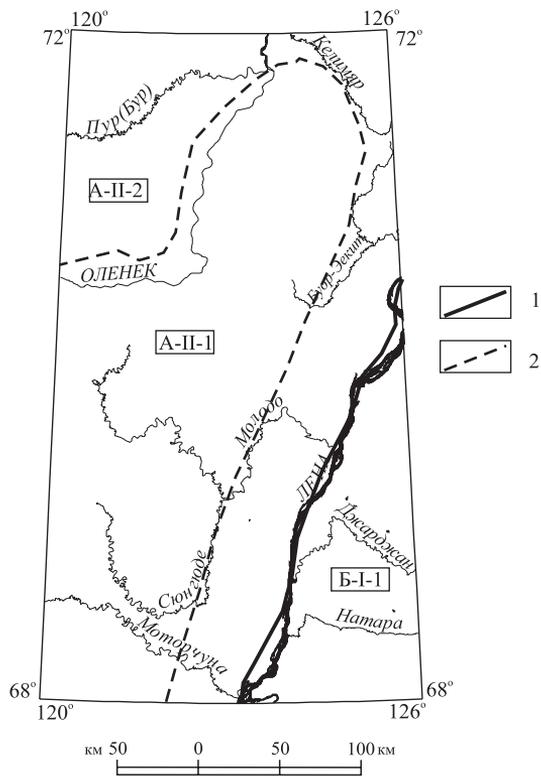
Рыхлые четвертичные отложения на территории листа развиты повсеместно. Они характеризуются разнообразием генетических типов и фациальных разновидностей пород. В генетическом отношении выделяются аллювиальные, элювиальные, элювиальные и делювиальные, делювиальные и солифлюкционные, коллювиальные (включают десерпций), гляциальные, гляциофлювиальные, озерно-аллювиальные, озерно-болотные, золотые отложения и лессоиды. Ряд образований четвертичного возраста имеет сложное полигенетическое происхождение. По возрасту подразделяются на плейстоценовые (эоплейстоцен и неоплейстоцен) и голоценовые.

Мощность четвертичных отложений меняется в широких пределах: на водоразделах она составляет 2–6 м, в понижениях дочетвертичного рельефа достигает 110 м. В пределах Сибирской платформенной равнины в строении разреза участвуют преимущественно разновозрастные аллювиальные отложения, образующие лестницы террасоувалов и террас. На водоразделах распространены элювий и нерасчлененные элювий и делювий, а склоны долин занимают коллювий и нерасчлененные делювий и солифлюксий. Покровные полигенетические образования располагаются как на водоразделах, так и в долинах.

Нижнеленская равнина отличается более сложным строением разреза. Здесь аллювиальные отложения переслаиваются с образованиями ледниковых комплексов. В целом оледенения охватывали около 20% территории листа R-51 в его юго-восточной части. Центром оледенений являлась Верхоянская горная страна, откуда ледники распространялись, занимая Предверхоянскую наклонную равнину.

Четвертичные отложения в пределах территории листа относятся к двум крупным СФО: Среднесибирской (А) и Северо-Восточной (Б). В Среднесибирской СФО образования квартера выделены в Вилюй-Оленекскую внеледниковую СФЗ (А-II), в которой, в зависимости от полноты разреза и литолого-палеонтологической характеристики, четвертичные осадки обособляются в Среднеоленекский СР (А-II-1) и Вилюйский СР (А-II-2). В Верхоянской ледниковой СФЗ (Б-I) образования квартера отнесены к Предверхоянскому СР (Б-I-1) (рис. 20) [189].

В схеме принята общая стратиграфическая шкала четвертичной системы, рассмотренная и утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 2009 г. [271]. Расчленение образований квартера произведено в соответствии со Стратиграфической схемой, утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом в 2009 г. [303] и согласно Решениям, принятым для Средней Сибири Межведомственным стратиграфическим совещанием 1981 г. [270].



**Рис. 20.** Схема геологического районирования образований квартера.

1–2 – границы: 1 – структурно-фациальных областей (СФО), 2 – стратиграфических районов (СР). Элементы районирования: А – Средне-Сибирская СФО: А-II – Вилуй-Оленекская СФЗ: А-II-1 – Среднеоленекский СР, А-II-2 – Вилуйский СР; Б – Северо-Восточная СФО: Б-I – Верхоянская ледниковая СФЗ: Б-I-1 – Предверхоанский СР.

При составлении карты четвертичных образований основой служили: Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000 (Нижне-Оленекский блок). Лист R-51-А, Б [72] и Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000 (Западно-Верхоанский блок). Лист R-51-В, Г [70]. Проанализированы также Государственная геологическая карта масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа R-51, 52 (Тикси) [3ф], составленная в экспериментальном порядке в 2001 г., Геологические карты СССР масштаба 1 : 200 000, фонд-овая и опубликованная литература по различным проблемам геологического строения территории.

## ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Эоплейстоцен представлен нижним и верхним звеньями. В генетическом отношении это аллювий высоких цокольных (черендейская и тустаахская) террас притоков р. Лена.

В Среднеоленекском (А-II-1) и Вилуйском (А-II-2) СР аллювий залегает либо на коренных докайнозойских отложениях, либо на плиоценовых образованиях (нижнее течение р. Моторчуна); перекрывается льдистыми лессовыми позднеэоплейстоценовыми накоплениями. В Предверхоанском СР (Б-I-1) на правом берегу р. Лена черендейская и тустаахская свиты залегают на неровной кровле меловых пород, перекрываются ледниковыми муруктинскими образованиями.

## Нижнее звено

В составе нижнего звена на площади листа выделена черендейская свита, слагающая аккумулятивную часть аллювиальных высоких цокольных террас. Абсолютная высота террас несколько отличается в стратиграфических районах, составляя от 100 до 180 м. Свита распространена в обеих структурно-фациальных областях, во всех стратиграфических районах. Аллювий – это галечники, гравийники, пески разнородные диагонально- и косослоистые, иногда с гальками, отложения интенсивно ожелезнены. Мощность – до 20 м. В части разрезов свита имеет двучленное строение.

В Среднеоленинском (А-II-1) и Вилуйском (А-II-2) СР вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмазов.

В Среднеоленинском СР (А-II-1) аллювий черендейской свиты (а *Elčr*) развит в нижних течениях рек Хорбусуонка и Кютюнгде, Молодо, Сюнгюде и Моторчуна. Он слагает аккумулятивную часть высоких террас с абс. отм. 110–150 м и относительными превышениями от 70 до 120 м. Аллювий залегает либо на коренных докайнозойских отложениях, либо перекрывает плиоценовые образования.

В бассейне р. Хорбусуонка черендейская свита сложена галечником, гравийником пестрого состава и песками. Обычно диагонально- и косослоистые галечники (0,15–0,25 м) неравномерно чередуются с прослоями (0,05–0,15 м) песков кварцевых разнородных с рассеянными гальками и гравием. Редко встречаются прослои песков чистых. Иногда в разрезе свиты песок и грубообломочный материал содержатся примерно в равных количествах, а местами песка – больше половины от общего объема породы. В нижней части разреза отложения светло-серого цвета, в верхней – значительно ожелезнены, до буровато-красного цвета. Мощность – до 8 м.

Гальки и гравий преимущественно средне и хорошо окатаны. В отличие от плиоценовых осадков в составе грубообломочного материала свиты постоянно присутствуют карбонатные неокремненные породы мезозоя, иногда содержание их достигает 50%. При этом по мере удаления от площади распространения плиоценовых образований количество карбонатных пород увеличивается, а кремнистых битуминозных сланцев кембрия падает. В целом же содержание черных кремней достаточно высокое, но заметно уступает количеству галек кремня в плиоценовых отложениях.

Наиболее характерный гранулометрический состав песка гравелистого следующего (%): 5–1 мм – 16,85, 1–0,5 мм – 23,9; 0,5–0,25 мм – 38,8; 0,25–0,1 мм – 16,0; 0,1–0,05 мм – 1,86; 0,05 мм – 2,59. В составе тяжелой фракции (%): ильменит – 19,9; пироксен – 22,0; амфибол – 23,4; гранаты – 23,8; в незначительном количестве присутствуют обломки пород траппов – 4,0; кианит – 1,0; циркон – 1,0; апатит – 0,5; турмалин – 0,4; рутил – 0,3; сфен – 0,2. В ряде проб отмечены единичные знаки пиропы и пикроильменита. Состав тяжелой фракции черендейской свиты отличается от состава тяжелой фракции плиоценовых образований лишь соотношением основных минеральных компонентов и наличием иных акцессорных минералов. В легкой фракции песка составляют (%): кварц – 72, полевые шпаты – 16, зерна неопределимых пород – 12 [61ф].

Исходя из петрографического состава галек и минерального состава песка, можно предположить, что источником кластического материала черендейской свиты была та же питающая провинция, что и для плиоценовых накоплений. В черендейскую свиту, кроме того, несомненно, поступал материал за счет перемива плиоценовых осадков, а большая доля карбонатных пород привнесена с Оленекского поднятия.

В среднем течении р. Моторчуна черендейский аллювий представлен галечно-гравийно-песчаными отложениями мощностью до 5,1 м (линия 9, шурф 2) (188) [71ф, 195]. Размер галек – 1–8 см, коэффициент окатанности – 0,27–0,35. Петрографический состав галек и гравия: известняки светло- и зеленовато-серые, кремни, кварц, кварциты, реже песчаники. Песок полимиктовый, мелко- и среднезернистый глинистый серовато-коричневый. В составе тяжелой фракции (%): ильменит – 45–50, барит – 15–25, гранат – 10–15, магнетит – 5–10. Кроме того, в шлихах отмечены пикроильмениты, пиропы [71ф, 97ф].

В Вилюйском СР (А-II-2) аллювий черендейской свиты развит незначительно, слагает аккумулятивную часть цокольной террасы с абс. отм. 130–160 м и относительными превышениями 80–130 м. Залегает свита либо на коренных докайнозойских отложениях, либо перекрывает плиоценовые образования (нижнее течение р. Моторчуна).

Образования черендейской свиты вскрыты скважиной 6206 (125) на междуречье Буор-Экит и Согуру-Экит:

- |  |     |
|--|-----|
| 1) пески темно-серые, голубоватые слегка глинистые мелкозернистые, с небольшим количеством рассеянных галек в кровле слоя. В низах пески обогащены растительными остатками ..... | 4,0 |
| 2) пески серые мелкозернистые со слоями песков серых и пятнами черного цвета (растительный детрит) .....   | 1,0 |

Общая мощность – 5,0 м.

Черендейская свита в скв. 6206 (125) подстилается глинами темно-серыми монолитными юркого возраста, перекрывается – верхненеоплейстоценовыми эйскими отложениями [42ф].

В нижнем течении рек Муна, Моторчуна и Сянгюде черендейская свита имеет двучленное строение. В ее нижней части мощностью до 5,0 м залегают галечник и пески грубозернистые, бурого цвета. Окатанность галек средняя, реже хорошая. Петрографический состав грубообломочного материала (%): кремни, окремненные и оолитовые известняки кембрия – до 80, известняки и песчаники юры – до 12, кварц – до 8, реже встречаются кварциты и кварцитовидные песчаники, кристаллические сланцы протерозоя, ортофиры, кварцевые порфиры, халцедоны.

Верхняя часть черендейской свиты мощностью до 3,0 м сложена песками кварц-полевошпатовыми ярко-желтыми мелкозернистыми, хорошо отсортированными, скрыто горизонтально-слоистыми. Общая мощность – до 8,0 м. В тяжелой фракции шлихов (%): рудные минералы (ильменит, магнетит, титаномагнетит) – до 90, гранат – до 20, циркон – до 10. Кроме того встречаются рутил, турмалин, монацит, лейкоксен, кианит, пироксен,

золото. Почти повсеместно содержится пироп [71ф, 64]. Черендейский аллювий в Среднеоленинском и Вилюйском СР вмещает средние россыпные месторождения (р. Молодо) и единичные кристаллы алмаза.

СПК (определения – Палинологическая лаборатория ЦЛ ПГО «Якутско-геология»; заключение о возрасте – Л. П. Жарикова), выделенные из галечников, характеризуются преобладанием древесно-кустарниковой группы (от 50 до 90, чаще 55–57%) и отражают лесную растительность, состоящую из трех-четырех видов елей (*Picea* sect. *Eupicea*, *P. obovata*, *P. sect. Omorica*, *P. sp.*, в сумме по 2–3%), гаплоидных и диплоидных сосен и лиственницы (в сумме по 6–10%), крупных берез (*Betula* sect. *Albae*, *B. sect. Costatae*, *B. platyphylla*, *B. sp.* – от 3 до 10%), чуть меньше кустарниковых берез (до 15–16%) и ольховника (до 1–2%), единичны пыльцевые зерна ивы и, что особенно важно, – древовидной ольхи (*Alnus*). Отмечаемые в спектрах единичные зерна лещины (*Corylus*), среди хвойных – пыльцы тсуги (*Tsuga*) скорее всего переотложены из более древних кайнозойских осадков.

Небольшое (3–7%) количество пыльцы трав дополняет картину достаточно сомкнутых, лиственнично-березово-еловых, с примесью сосен, лесов с небольшим количеством трав в виде осок, злаков, полыней, гвоздичных и другого разнотравья. В споровой группе (от 7 до 22%) отмечаются в основном споры зеленомошников (Bryales), меньше – *Meesia*, единичны – Polypodiaceae, *Sphagnum*, *Lycopodium*, в том числе – лесные виды – *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*. Отмечаемые в спектрах по 3–4 вида елей и берез, по 2–3 вида сосен позволяют реконструировать достаточно древние лесные формации, относимые большинством исследователей к эоплейстоценовому времени [71ф].

В Предверхоанском СР (Б-1-1) на правом берегу р. Лена к черендейской свите отнесен аллювий самой высокой ленокской террасы с цоколем 150–180 м, абс. выс. 130–160 м над урезом р. Лена, сохранившийся на ограниченных участках в среднем течении рек Кыра-Тирехтях, Атыркан и др. Залегает черендейская свита на неровной кровле меловых пород. В среднем течении р. Кыра-Тирехтях разрез двуслойный общей мощностью от 5 до 12 м.

В нижней части в составе свиты галечник (1–11 м) с заполнителем из песка средне- и крупнозернистого и гравия. Крупнообломочный материал, средние размеры которого 2–7 см, средне и хорошо окатан; петрографический состав (%): песчаник – до 72, кварц – до 9, диабазы – до 2. Источником сноса являются Верхоанские Горы. Кремни, граниты, порфиры и ортофиры, принесенные из значительно более удаленных районов верхней и средней Лены, составляют не более 17%. В тяжелой фракции шлихов, отмытых из галечников (%): ильменит – до 34–40, гранат – до 28–50, циркон – до 4, магнетит и титаномагнетит – до 3.

В верхней части свиты (1–5 м) пески серые и серовато-желтые мелкозернистые косослоистые. Они состоят из окатанных или угловатых зерен полевых шпатов (50–73%) и кварца (17–40%). В тяжелой фракции (%): гранат – 26, эпидот – 21, гидроокислы железа – 11, рудные минералы – 15, роговая обманка – 10 [60].

В песках содержатся пыльца и споры, свойственные спектру лесного типа (%): пыльца деревьев составляет 64% (береза – 56, ольха – 20, сосна – 15, кедровый стланик – 3, ель – 5), трав и кустарников – 30 (злаки – 24, полыни – 24, гречишные – 11, сложноцветные – 9) и споры – 6 (папоротникообразные и сфагновые) [59]. Возраст устанавливается по наиболее высокому гипсометрическому положению цоколя террасы и СПК, отражающему лесной тип растительности, характерный для первой половины эоплейстоцена [197].

### Верхнее звено

Верхнее звено представлено тустаахской свитой, слагающей аккумулятивную часть аллювиальных цокольных террас. Абсолютная высота террас составляет от 60 до 150 м. Свита распространена в обеих структурно-фациальных областях, во всех страгиграфических районах.

В Среднеоленинском СР (А-II-1) аллювий тустаахской свиты (аЕПтс) развит в бассейне рек Молодо, Сунгюде, Моторчуна, Муна. Он слагает аккумулятивную часть высоких террас с абс. отм. 90–150 м и относительными превышениями от 50 до 70 м. Аллювий залегает либо на неровной кровле докайнозойских отложений, либо перекрывает плиоценовые образования. В составе аллювия – галечники мелкие гравийные, пески разнозернистые. Мощность – до 10 м. В части разрезов свита имеет двучленное строение.

В долине р. Моторчуна отложения тустаахской свиты были вскрыты горными выработками на поверхности с абс. отм. 145 м (линия 8) (187), а в долине р. Муна – с абс. отм. 125 м (линия 13) (189). Здесь тустаахский аллювий представлен галечниками гравийно-песчаными с примесью глины. Размер галек – до 8 см. В составе галек и гравия преобладают битуминозные кембрийские известняки (до 70%), реже встречаются пестроцветные кремни протерозоя (30%). Коэффициент окатанности – от 0,23 до 0,42. Песок разнозернистый, полимиктовый серый и буровато-серый нередко глинистый. Мощность – до 5 м.

Тяжелая фракция шлихов (%): барит – до 50, ильменит – до 30, пироксен – до 25, гранат – до 10, магнетит – до 5 [71ф]. В шлихах отмечены минералы-спутники алмазов: пикроильмениты, пиропы, цирконы [76ф, 97ф]. Вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

Из галечно-гравийно-песчаных образований были выделены спорово-пыльцевые комплексы (определения – Палинологическая лаборатория ЦЛ ПГО «Якутскгеология»; заключение о возрасте – Л. П. Жарикова), характеризующиеся следующими показателями: древесно-кустарниковая, недревесная и споровая группы занимают почти равнозначное положение – они составляют порядка 30–35%. Основными ландшафтообразующими породами в реконструируемой растительности являются лиственницы и березы с небольшой примесью сосны обыкновенной. Кустарниковый ярус на 5–12, до 40% состоит из березок, в меньшей степени из ольховника, нескольких ив. Непостоянно присутствующие в спектрах единичные зерна елей и пихты представляют собой переотложение.

В недревесной группе чаще других отмечается пыльца полыней (*Artemisia*) – от 2 до 10–20%, чуть реже – осоки (Cyperaceae) – 2–12%. Постоянно в количестве 2–8% содержатся верескоцветные, гвоздичные. Основную массу споровой группы представляют зеленомошники – до 12–17%, единичны *Sphagnum*, Polypodiaceae, *Equisetum*, *Lycopodium*, *Selaginella*.

Данный палинокомплекс отражает растительность лиственничных редколесий с кустарниковым подлеском и полынно-осоково-злаковым травяным покровом. Подобные растительные формации характеризуют похолодания климата во второй половине эоплейстоцена. Основной лесообразующей породой стала лиственница – самый холодостойкий род из семейства сосновых, приспособленный к жизни в условиях многолетнемерзлых грунтов.

В Вилюйском СР (А-II-2) аллювий тустаахской свиты развит там же, где и черендейской, в нижних течениях рек Молодо, Сюнгюде, Моторчуна, Муна. Аллювий слагает террасы абс. выс. 80–100 м, и отн. выс. 50–60 м. В составе аллювия – галечники, пески светло-серые, желтые разномерные косослоистые, часто ожелезненные, в прослоях – алевроиты, глины. Мощность – до 8,5 м. Отложения вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

По правому склону долины Булбарангда–Юряге вскрыты пески буровато-серые мелкозернистые видимой мощностью до 3,5 м и галечники, представленные в основном галькой коричневатых и красных кремней, кварца, халцедона, песчаников. Форма галек плитообразная, часто с раковистым изломом уплощенных поверхностей, реже гальки овальной формы; окатанность средняя и хорошая; в поперечнике в среднем – 2–3 см. Заполнитель – песок буровато-серый мелкозернистый. В тяжелой фракции шлихов обнаружены зерна минералов: золото – 12, пикроильменит – 10, хромшинелиды – 4. Видимая мощность галечника – 1,5 м. На правом берегу р. Буор-Экит вскрыты пески глинистые мелкозернистые серо-желтые, видимой мощностью 1,2 м. В нижней части разреза в песках встречается единичная галька красных, реже черных и серых кремней, единично – молочно-белого кварца и песчаников. Размер галек – до 5 см, окатанность хорошая. Выше (с глубины 0,3 м) обломочный материал составляет до 30% от породы.

В СПК (определение С. Н. Жигулевцевой) преобладает пыльца травянисто-кустарничковой группы с преобладанием пыльцы ольховника, верескоцветных. В небольшом количестве отмечается пыльца злаков, осок, гвоздичных. В древесно-кустарниковой группе СПК преобладают ольховник и кустарниковая березка, присутствует пыльца березы, ольхи, хвойных (*Picea*, *Larix*, различные сосны). Отмечается присутствие единичных перетолженных пыльцевых зерен широколиственных пород [37ф]. Данный палинокомплекс отражает растительность лиственничных редколесий с кустарниковым подлеском и осоково-злаковым травяным покровом. Подобные растительные формации характеризуют похолодания климата во второй половине эоплейстоцена (заключение о возрасте Л. П. Жариковой).

В Предверхоянском СР (Б-I-1) на правом берегу р. Лена аллювий тустаахской свиты слагает одноименную террасу абс. выс. 80–140 м и отн. выс. 40–80 м, фрагменты которой расположены между устьями рек Мэнкэрэ и Уэль-Сиктях. В составе свиты галечники, гравийники галечные, пески светло-серые, желтые разнозернистые до гравийных, косослоистые, часто ожелезненные, в редких прослоях – алевриты, глины. Мощность – до 6,5 м.

В нижней части разреза преобладают галечники. Петрографический состав крупнообломочного материала (%): разноцветные кремни – 25–30, окремелые битуминозные известняки нижнего и среднего кембрия – 35–40, кембрийские серые известняки – 18–20, юрские песчаники – 8–10, также встречаются кварц – 3–5, кварцит – 3–5, долериты – до 3 и халцедон. В верхней части обычно залегают пески с редкой галькой. Пески светло-серые или светло-желтые тонко- и мелкозернистые, с прослоями (до 3 см) средне- и крупнозернистых песков, реже – гравийника или галечника (до 0,5 м). Для песков характерна горизонтальная и косая слоистость, которая подчеркивается тонкими прослойками углистого материала. В составе тяжелой фракций шлихов (%): ильменит – 40–50, гранат – 20–30, циркон – 5–10, магнетит – 5–10.

Время формирования тустаахской свиты – поздний эоплейстоцен – определено по гипсометрическому положению в ряду четвертичных террас р. Лена [59, 60, 65].

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Неоплейстоцен представлен нижним, средним и верхним звеньями, нерасчлененными отложениями среднего и верхнего звеньев. Генетически это образования ледниковых комплексов, аллювиальные, прибрежно-морские отложения и лессоиды.

### Нижнее звено

В составе нижнего звена на площади листа выделены пеледуйская (первая–пятая ступени, талагайкинский горизонт) и оручанская (шестая–восьмая ступени, лебедский горизонт) свиты, слагающие аккумулятивную часть аллювиальных высоких цокольных террас. Абсолютная высота террас несколько отличается в стратиграфических районах, составляя от 50 до 160 м (пеледуйская) и от 80 до 150 м (оручанская). Аллювиальные отложения этих террас, вложенные в образования эоплейстоценовых террас, в Среднеоленском (А-II-1) и Вилнойском (А-II-2) СР залегают на коренных докайнозойских породах и перекрываются позднеэоплейстоценовыми льдистыми накоплениями. В Предверхоянском СР (Б-I-1) пеледуйский аллювий ленской террасы залегают на цоколе, сложенном породами нижнего мела, и перекрывается неоплейстоценовыми ледниковыми либо аллювиальными образованиями.

В Среднеоленинском районе (А-II-1) аллювий пеледуйской свиты (apl) приурочен к нижнему течению рек Хорбусуонка и Кютюнгде, среднему течению рек Молодо, Сюнгюде, Моторчуна и Муна. Он слагает аккумулятивную часть высоких террас с абс. отм. 50–160 м и относительными превышениями от 40 до 60 м. Аллювий залегает на коренных докайнозойских породах. В составе свиты галечники, гравийники, пески желтые средне- и мелкозернистые горизонтально- и линзовиднослоистые, в прослоях пески глинистые, супеси, суглинки, алевриты, в нижней части с гравием и гальками, в верхней – с растительным детритом. Мощность – до 15 м. В части разрезов свита имеет двучленное строение. Вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

На левобережье р. Оленек, около устья р. Хорбусуонка в составе свиты нижняя часть (руслонная фацис) – пески светло-серые с мелкой галькой и гравием, содержание песка иногда достигает 45% объема породы, отложения параллельно-, диагонально- и линзовиднослоистые. Слоистость подчеркнута слойками (2–5 см) песка глинистого, обильно насыщенного растительным детритом, придающим прослоям желтовато-коричневатый цвет. Мощность – до 8,5 м. Петрографический состав обломочного материала (%): карбонатные породы кембрия – 80, кремни и кремнистые породы докембрия – 12, кварциты и кварцитовидные песчаники – 10, кварц – 7, другие породы – 7. В тяжелой фракции (%): ильменит – 19, пироксен – 22, амфибол – 23, гранаты – 23, отмечены единичные знаки пирропа и пикроильменита. В оставшей легкой фракции (%): кварц – 72, полевые шпаты – 16, зерна неопределимых пород – 12 [17ф].

На р. Молодо и ее притоках пеледуйская свита представлена галечниками и песками мощностью до 7 м. В 8 км ниже устья р. Таган пеледуйский аллювий обнажается в обрыве высотой 40 м, представлен песками желтыми мелкозернистыми. В нижней части разреза – пески с прослоями гравия и галек, в средней – пески нарушены криотурбациями и содержат линзы торфа.

Выше по течению р. Молодо аллювий пеледуйской террасы становится более грубым. Так, по левому берегу р. Молодо в 3 км ниже устья р. Огдому (т. н. 1816) (181) в пеледуйском аллювии общей мощностью 5 м выделяются две части. Нижняя часть – галечник ржаво-желтый сыпучий с заполнителем из песка разнозернистого и гравия. Галька мелкая и средняя (местные карбонатные породы кембрия – до 80%, кварц – до 29%, юрские песчаники – до 4%, кварциты – до 2%, кремни – до 2%). Мощность – 2,5 м. Верхняя часть – пески серовато-желтые тонкозернистые неслоистые или волнисто-слоистые. Мощность – 2,5 м [97ф].

Выделенный из отложений свиты в долине р. Моторчуна, линия 8 (187) и линия 13 (189) палинокомплекс (определение дано Палинологической лабораторией ЦЛ ПГО «Якутскгеология»; заключение о возрасте Л. П. Жарикова) носит ярко выраженный «травянистый» состав. В нем доминирует (от 45 до 94, чаще 64%) пыльца трав, представленная полынками (*Artemisia*) – чаще 30–33%, злаками (*Gramineae*), чаще 20–30%, осоками (*Cyperaceae*) – 2–10%, гвоздичными (*Caryophyllaceae*) – от 3–5 до 18–20% и другим разнотравьем. Минимальная по объему (чаще 5–7%)

группа пыльцы древесно-кустарниковых растений содержит в себе единичные зерна елей, крупных берез, ольхи. Чаще других отмечается пыльца кустарниковых берез. В споровой группе преобладают споры зеленомошников (*Bryales*) – от 2 до 20%, чаще 12%, единичны находки сфагновых мхов, плаунов, плаунков, некоторых папоротников.

Обращает на себя внимание практически постоянное, но немногочисленное (2,8–7,5%) присутствие в спектрах пыльцы маревых (*Chenopodiaceae*). Наличие этой пыльцы в СПК раннеэоценовых разрезов Северо-Востока России характеризует так называемые «маревые» слои, являющиеся своеобразным репером на границе эоценов и неогенов [71ф]. Аллювий вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

В Вилуйском СР (А-II-2) аллювий пеледуйской свиты слагает древние террасы рек Оленек, Келимяр, Молодо (нижнее течение) и образуют уровень с абс. отм. от 80 до 100 м и относительными превышениями 30–60 м. Включает в себя галечники, гравийники, пески желтые средне- и мелкозернистые горизонтально- и линзовиднослоистые, в прослоях пески глинистые, супеси, суглинки, алевролиты, в нижней части с гравием и гальками, в верхней – с растительным детритом. Мощность – до 15 м. Вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

По правому берегу р. Олонгдо в 5 км выше устья (т. 351) под супесями серыми льдистыми горизонтально-слоистыми видимой мощностью 2,7 м залегает галечник (70%) гравийный (20%) с песком (10%) разнозернистым в заполнителе. Размер галек от 1 до 8 см. Петрографический состав крупнообломочного материала (%): карбонатные породы кембрия – 83, кварц – 5, кварцит – 3, кремни – 2, диабазы – 2, песчаники – 2, алевролиты – 2, сидериты – 1. Песок по составу существенно кварцевый серый с бурым оттенком. Толща косослоистая с линзами песков и гравийника, серого цвета, в кровле и подошве окрашена в бурый цвет. Мощность – 7,0 м. Подстиляется юрскими алевролитами темно-серого цвета со стяжениями сидеритов, образующими цоколь высотой 30 м над урезом р. Олонгдо [16ф].

На междуречье Никабыт–Оленек у устья р. Хорбусуонка свита имеет двучленное строение. Русловая фацция мощностью до 5 м представлена песками гравийно-галечными светло-серыми. Гальки и гравий составляют около 45% объема. Отложения параллельно-, диагонально- и линзовиднослоистые. Редко присутствуют прослои (0,1–0,2 м) песков, практически не содержащих гравия и галек. Петрографический состав обломочного материала (%): карбонатные породы кембрия – до 80, кремни – до 12, кварцитовидные песчаники и кварциты – до 8, кварц – до 5, юрские аргиллиты и песчаники – до 4, диабазы – до 2. В тяжелой фракции (%): ильменит – 19, пироксен – 22, амфибол – 23, гранаты – 23, обломки пород – 4, кианит – 1, циркон – 1, единичные знаки пиропы и пикроильменита. В легкой фракции (%): кварц – 65, плагиоклаз – 21, карбонатные породы – 7. Пойменная фацция мощностью около 4 м представлена песками желтоватыми средне- и мелкозернистыми параллельно- и линзовиднослоистыми. Слоистость подчеркнута слоями (2–5 см) песков глинистых, обильно насыщенных растительным детритом, придающим прослоям желтовато-коричневый

цвет. Суммарная мощность – до 9 м. В Среднеоленинском и Вилуйском районах пеледуйский аллювий вмещает средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

В СПК, выделенном из отложений этой террасы – пыльца березы, ивы, гвоздичных, злаков, зонтичных, сложноцветных, бобовых и морошки, спор мхов и папоротников. Наличие в осадках этой террасы пыльцы бореальной растительности указывает на то, что они, несомненно, моложе неогеновых и эоплейстоценовых отложений, заключающих остатки более теплолюбивой флоры [17ф].

В Предверхоянском СР (Б-1-1) к пеледуйской свите относятся аллювиальные отложения ленской террасы с абс. отм. от 70 до 100 м и относительными превышениями 30–60 м, которые прослеживаются на правом берегу р. Лена в районе устьев рек Мэнкэрэ и Джарджан и сохранившиеся на ограниченных участках в среднем течении рек Куранах-Сиктях, Уэль-Сиктях [59]. В составе аллювия – пески, галечники, гравийники, реже супеси. Мощность – до 15 м. Залегает на меловых песчаниках, часто перекрыт верхнеэоплейстоценовыми ледниковыми образованиями.

В нижней части аллювиальной толщи (русловая фация), залегающей на коколе, сложенном песчаниками нижнего мела, преобладают галечники. Прослой песков желто-серого цвета между ними четко выражены, имеют подчиненное значение и мощность до 0,3 м. Гальки хорошо окатаны, имеют размеры от 1 до 8 см, встречаются отдельные валунчики до 0,2 м в поперечнике. Форма галек в большей части округлая, реже угловатая. Петрографический состав крупнообломочного материала (%): песчаники и алевролиты мезозоя – 50, цветные кремни и халцедон – 25. Остальные гальки состоят из кварцита, кварца, кремнелого известняка, кварцевых порфиров, гранита. Редко встречаются гальки аргиллитов, конгломератов и долеритов.

В верхней части аллювия (пойменная фация) – пески с четко выраженными прослоями галечников; мощность их от 0,2 до 0,8 м. Песок кварцполевошпатовый (кварц 25–30%, полевые шпаты 50–55%), с хорошо выраженной слоистостью. Зерна кварца окатаны, часто отполированы. Песок, как правило, хорошо отсортирован (на фракцию 0,5–0,1 мм приходится 98%, а количество глинистого материала не превышает 1,5%). В тяжелой фракции шлихов содержатся (%): роговая обманка – до 36, гранат – до 24, рудные – до 40, пироксены – до 15, эпидот – до 12. Встречаются (1–2%) турмалин, сфен, лейкоксен, рутил и гидроокислы железа.

СПК очень бедный: господствует пыльца деревьев (до 80%), из которой основную массу составляет пыльца березы (70%), меньше – ольха (17%) и хвойные (12%). Травянистые представлены весьма скудно. Здесь встречены вересковые, гречишные, злаки и полины. Здесь же переотложенная пыльца мезозойского возраста. Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют лишь о том, что эти отложения сформировались в четвертичное время [59].

Терраса расположена гипсометрически ниже эоплейстоценовой тустахской террасы и выше террасового уровня, содержащего териофауну хазарского фаунистического комплекса среднего неоплейстоцена и

параллелизуется с одновысотной террасой р. Вилюй, содержащей костные остатки млекопитающих, близких к тираспольскому комплексу: *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), *Equus* cf. *mosbachensis* Reich, *Dicerorhinus kirchbergensis* (Jaeger), *Alcer latifrons* (Johns), *Coelodonta* sp. [3, 65]. По совокупности данных возраст определяется как раннеоплейстоценовый.

Оручанская свита (alor). Аллювиальные образования, относимые к оручанской свите, встречены только в Среднеоленекском СР (А-II-1), где слагают придолинные участки правых притоков рек Молодо, Муна, Моторчуна, Сьонгюде, Кюскюрден на абс. отм. от 80 до 150 м с относительным превышением 30–80 м. В составе аллювия – гравийники, галечники, суглинки, глины, реже – пески глинистые, растительные остатки. Мощность – до 35 м. Вмещают средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

В бассейне р. Молодо аллювиальная толща имеет двучленное строение. Нижняя (русловая фация) мощностью до 8 м сложена песчано-галечными слоистыми отложениями, слоистость косая. Галечные отложения характеризуются выдержанным петрографическим составом галек. Среди них гальки (%): черных окремнелых известняков и битуминозных глинистых сланцев, часто содержащие фауну агносцид – до 70; кремней – до 30. В резко подчиненном количестве встречаются гальки кварца, кварцитов, гранитоидов. Верхняя (пойменная фация) мощностью до 2,5 м представлена суглинками или супесями светло-серого и светло-буроватого цветов [53ф].

По левому берегу р. Молодо, ниже устья р. Муогдан, аллювиальные отложения оручанской террасы мощностью до 1 м представлены галечником, заключенным в песках хорошо промытых сыпучих разнотельных. В составе галек много кремней, кварца, кварцитов, перемытых из отложений юры. По левому берегу р. Молодо ниже устья р. Сьонгюде обнажается более мощная толща оручанского аллювия. В основании разреза залегает галечник базальный ржавый, обогащенный валунами и плитчатой щебенкой песчаников юры. Верхнюю часть аллювия слагают пески желтые среднетельные хорошо промытые с неясно выраженной горизонтальной, волнистой или косой слоистостью, которая подчеркивается наличием заиленных или обогащенных гравием слоев. Мощность – до 4,5 м [97ф]. Оручанский аллювий вмещает средние россыпные месторождения и отдельные находки алмаза.

СПК (палинолог И. Н. Голуб, Центральная экспедиция ВСЕГЕИ), выделенный из верхней части разреза, отличается резким преобладанием в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы травянистых растений и кустарников (от 60 до 90%). Споры присутствуют в количестве от 2 до 9%, пыльца древесных составляет лишь 2–7%. Среди травянистых растений преобладает группа ксерофитов: лебедовые – 26–40%, гвоздичные – до 26%. Польша присутствует в количестве от 2 до 9%, встречаются осоковые, бобовые, вересковые. Приведенный спектр характеризует безлесную растительность холодной тундры [53ф].

Присутствие в спектрах так называемых «маревых» слоев (пыльца *Chenopodiaceae*) указывает на раннеоплейстоценовый возраст вмещающих отложений.

## Среднее звено

Среднее звено представлено бестяхской свитой, слагающей аккумулятивную часть аллювиальных цокольных террас и гляциальными, гляцио-флювиальными образованиями тазовского горизонта. Бестяхская свита распространена в обеих структурно-фациальных областях, во всех стратиграфических районах. Накопления тазовского горизонта встречены только в Предверхоянском СР Северо-Восточной СФО.

В составе бестяхской свиты (aIIbs) пески разнозернистые галечно-гравийные косо-, диагонально- и горизонтально-слоистые, галечники, гравийники, редко супеси, алевроиты, суглинки, глины, включения растительных остатков, в прослоях – торф. Мощность – до 45 м. В Среднеоленекском (А-II-1) и Вилуйском (А-II-2) СР вмещают отдельные находки алмаза и СА.

В Среднеоленекском СР (А-II-1) аллювиальные образования, выделенные в бестяхскую свиту, слагают на реках Молодо, Сюнгюде, Моторчуна, Муна террасу с абс. отм. 80–120 м и относительными превышениями 40–80 м [17ф]. Залегают на коренных породах и в основном перекрыты образованиями верхнего неоплейстоцена и голоцена. В составе аллювия пески разнозернистые галечно-гравийные, галечники, суглинки, включения растительных остатков. Максимальная мощность – до 25 м.

В бассейне р. Молодо в составе свиты преобладают пески грубозернистые с обломочным материалом, в отдельных разрезах с древесными остатками и шишками хвойных пород. В обломочном материале доминируют местные породы, процент «экзотов» незначительный. Пойменный аллювий представлен песками сероцветными разнозернистыми существенно кварцевыми, реже – кварц-полевошпатовыми, хорошо отсортированными, косо-, диагонально- и горизонтально-слоистыми, в верхней части разреза с тонкими прослойками супесей, глин, линзами торфа. Мощность – до 15 м [97ф].

В долинах рек Муна, Моторчуна, Сюнгюде аллювий залегают на цоколе высотой 40–50 м над уровнем р. Муна; 40 м – рек Моторчуна и Сюнгюде. Представлен 4–6-метровой толщиной (русловая фация) галечников и гравийников с песком в заполнителе и с прослоями песков. В составе галечников и гравийников преобладают местные палеозойские серые известняки (до 70%) и черные известняки куонамского горизонта (до 20%). Встречаются разноцветные кремни (до 15%), кварц и кварцит. Песок глинистый разнозернистый. Пойменный аллювий – песчано-супесчаный, глинистый или суглинистый. В старичной фации присутствуют прослои (до 0,7 м) торфа. В тяжелой фракции шлихов из отложений бестяхской террасы в отличие от плиоценовых и раннеоплейстоценовых террас повсеместно увеличивается содержание ильменита (до 70%), присутствует пирит (до 9%), появляется барит (до 1%). С аллювием этой террасы связаны отдельные находки алмазов и их спутников [57]. Мощность – до 10 м. Перекрывается образованиями верхнего неоплейстоцена и голоцена.

На р. Муна аллювиальный галечник, относимый к бестяхской свите, вскрыт горными выработками – шурфами 2 (интервал 5–10 м) и 4 (интервал 7–12 м) линии 13 (189) на поверхности с абс. отм. 115 м.

Из этой толщи выделены однотипные палинокомплексы (определения – Палинологическая лаборатория ЦЛ ПГО «Якутскгеология»; заключение о возрасте Л. П. Жарикова).

Из галечника определен спорово-пыльцевой комплекс, в котором почти равное соотношение основных групп пыльцы и спор. В древесно-кустарниковой группе доминирует пыльца лиственницы (*Larix*), она составляет 6–10–20, в одной пробе – 43% от спектров. Подобное содержание лиственницы свидетельствует о вполне сформированном северном (лиственничном) типе редколесий. Сосны (1–6–13%) и березы (1–3–6%) составляли небольшую примесь в древостое.

Как во всех лесных формациях в недревесных группах, заметное место занимают верескоцветные (*Ericales*) – 5–14–20%, меньше отмечаются осока – от 2 до 14%, злаки – от 3 до 12%, полыней – 3–8%, единичны – гвоздичные, крестоцветные, цикориевые, сложноцветные и др. Среди спор преобладают зеленые мхи (*Bryales*, *Meesia*). Наблюдаемые в основании разреза террасы почти чисто лиственничные лесные формации, отражают продолжающееся похолодание в среднем неоплейстоцене [71ф].

Данные отложения сопоставляются с аллювиальными образованиями аналогичной по высоте террасы р. Линдэ, где в аллювии 50-метровой террасы найден зуб *Elephas cf. trogontherii* [53], характерный для хазарского комплекса Восточной Сибири, т. е. для низов среднееоплейстоценового времени [31]. Таким образом, по совокупности данных, возраст определяется как среднееоплейстоценовый.

В бестяхских отложениях присутствуют диатомеи *Melosira italica* (Ehr.) Ktz, *Cydottella stelligera* Cl. et Grun, *Frugilaria construens* Penneae (определение С. А. Гаркуши) – представители старичных фаций аллювия [16ф].

В Вилуйском СР (А-II-2) аллювий бестяхской свиты развит незначительно, слагает аккумулятивную часть цокольной террасы с абс. отм. 60–90 м и относительными превышениями 40–50 м на правом берегу р. Хорбусуонка, в ее нижнем течении, на р. Молодо, в районе устья рек Уччугуй-Барка и Муогдан. Бестяхская свита залегает на коренных докайнозойских породах, перекрывается льдистыми лессовыми позднеоплейстоценовыми накоплениями. В составе свиты – пески разнозернистые косо-, диагонально- и горизонтально-слоистые с гальками и гравием, редко супеси, алевролиты, суглинки, глины, в прослоях – торф. Мощность – до 5 м. В Среднеоленинском и Вилуйском районах бестяхский аллювий вмещает отдельные находки алмаза и спутников алмазов. Возраст определен по геоморфологическому положению.

В Предверхоанском СР (Б-I-1) на правом берегу р. Лена к бестяхской свите отнесен аллювий ленской террасы с абс. выс. 50–60 м и относительными превышениями 20–50 м, которая прослеживается от устья р. Мэнкэрэ до р. Элитибие. В составе свиты галечники, пески разнозернистые косо-, диагонально- и горизонтально-слоистые с гальками и гравием, редко – супеси, алевролиты, суглинки, глины, в прослоях – торф. Мощность меняется от 4,5 м на западе до 45 м на востоке района. Бестяхская свита на

правобережье р. Лена перекрыта гляциальными образованиям позднего неоплейстоцена.

В обломочном материале (%): песчаники и алевролиты мезозоя – до 35, кварцит – до 30, кремни и окремненные породы – до 35, кварц – до 8, гранитоиды – до 5; встречаются порфириды, диабазы, халцедон. Пески – преимущественно кварцевые, реже кварц-полевошпатовые, хорошо отсортированные. Слоистость подчеркивается тонкими прослоями алеврита, обогащенного обугленной трухой или же неразложившимися растительными остатками [97ф, 59]. В тяжелой фракции шлихов (%): роговая обманка – до 40, эпидот – до 18, гранат – до 15, рудные минералы – до 15, пироксен – до 10, в небольшом количестве циркон, апатит, рутил, кианит, сфен, турмалин. В легкой фракции шлихов (%): полевые шпаты – до 60–80, кварц – до 15–25, слюда – до 2–3. Минеральный состав бестяхского аллювия достаточно выдержан и близок к минеральному составу аллювия раннеоплейстоценовых террас.

Бестяхский аллювий является аллювием крупной равнинной реки типа современной р. Лена. Об этом говорит его выдержанность на больших пространствах, большая мощность, отчетливая слоистость диагонального типа, а также резкое преобладание в его составе тонких песков, переходящих в алевриты. Он формировался как за счет материала, приносившегося рекой с удаленных участков, так и за счет местных источников. В частности, существенное преобладание полевых шпатов и наличие обломков и крошки угля, видимо, связано с размывом меловых пород на близлежащих площадях [65].

В спорово-пыльцевых спектрах, выделенных из бестяхских осадков, преобладает пыльца древесных растений – 75%, причем пыльца березы составляет 46–51%, сосны – 23–24%, ольхи – 25–27%, ели – 1–13%. Обращает на себя внимание присутствие пыльцы таких относительно теплолюбивых форм как сосна и пихта. На долю трав и кустарничков приходится 6,4 и 18%, на споры – 17 и 9%. Небольшое количество пыльцы и спор, обнаруженных в бестяхских образованиях, не позволяет сделать однозначного заключения о возрасте. Присутствие пыльцы сосны, пихты и ели, наряду с березой, свидетельствует о довольно мягком климате [60].

На сопредельных территориях в осадках бестяхской террасы обнаружены костные остатки крупных млекопитающих хазарского комплекса Восточной Сибири – *Bison priscus* aff. *longicornis* (W. Grom.) (в районе с. Намцы) [197], а также *Mammuthus chosaricus* Dubrovo, *Mammuthus* cf. *trogotherii* (Pohl.), *Bison priscus longicornis* (W. Grom.) и др. (бассейн рек Линдэ, Марха, Тюнг), характерные для начала или первой половины среднего неоплейстоцена.

В качестве дополнительных соображений о возрасте следует отметить врез бестяхской террасы в нижнеоплейстоценовые образования и приклонение к ней террасы, в отложениях которой был найден почти полный скелет мамонта раннего типа, характерного для верхней части среднего неоплейстоцена (р. Суола, бассейн средней Лены) [32].

Таким образом, формирование рассматриваемых песков по совокупности данных определяется началом среднеоплейстоценового времени [65].

## Тазовский горизонт

Образования тазовского горизонта распространены на правобережье р. Лена в Предверхоанском СР (Б-1-1) и представлены комплексом ледниковых осадков. Тазовское оледенение было самым крупным оледенением Верхоянья. Но его основная морена на Приверхоанской наклонной равнине прослеживается в виде фрагментов, так как в основном уничтожена муркунтинским ледником. В районе Жиганска (южнее территории листа R-51) тазовская морена распространяется на левый берег р. Лена. Но поскольку конец ледника подпирал реку Лена, то здесь также сохранилась в виде обрывков только основная морена. Подпертая и устремившаяся в обход ледника р. Лена боролась с ледником, и конечная морена в таких условиях накопиться не могла.

Г л я ц и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я (gIltz) – основная морена – представлена суглинками и супесями валунными, валунниками мощностью до 15 м. Фрагмент основной морены обнажается в урезе р. Лена в устье р. Натара, где залегает на бестяхском аллювии или меловых породах под аллювием каргинского термостадиала. Морена представлена суглинками валунными темно-серыми до черного. Валунно-галечный материал хорошо окатан, в подавляющей части состоит из песчаников и алевролитов, слагающих Верхоянские Горы [42ф].

Г л я ц и о ф л ю в и а л ь н ы е о б р а з о в а н и я (fIltz) представлены галечниками с валунами, песками мощностью до 20 м. Образования развиты ограниченно, они выделяются на правом берегу р. Лена ниже устья р. Кыра-Тирехтях, где лежат на коренных породах и перекрываются муркунтинскими образованиями. Валунны и гальки – песчаники и алевролиты Верхоянского комплекса [42ф].

Возраст тазовских образований обосновывается стратиграфическим положением: морена перекрывается аллювием каргинского термостадиала, датированным радиоуглеродным методом и содержащим остатки млекопитающих верхнепалеолитического комплекса позднего типа [155]. На реках Тумара – правом притоке р. Алдан, и Дянышка, правом притоке р. Лена, по данным К. Зигерт, наиболее древняя и наиболее эродированная морена (основная) имеет абсолютный возраст  $141 \pm 10$ – $135 \pm 9$  тыс. лет (IRSL-датировки), что соответствует тазовскому времени.

## Среднее–верхнее звенья

К отложениям этого возраста относятся покровные образования сложного генезиса (озерно-аллювиальные и аллювиальные), залегающие на обширных площадях по всей территории листа на различных гипсометрических уровнях. Они представлены средне-верхнеоплейстоценовым лимноаллювием и мавринской свитой.

Лимноаллювий и подстилающий его аллювий эекитской толщи (Ia, aII–IIIek) распространены в Среднесибирской структурно-фациальной области, в Среднеоленекском стратиграфическом районе (А-II-1). Осадки представлены песками разнотернистыми, реже супесями,

алевритами, в основании – галечники, в линзах – торф. Максимальная мощность – до 30 м. Отложения залегают в юго-западной части территории листа на гипсометрических уровнях от 200 до 300 м, перекрывая карбонатные толщи кембрия, а также в меньшей степени – пермские, триасовые и юрские породы.

На водоразделах рек Мерчимден, Сюнгуоде, в низах разреза содержание гравийно-галечного материала достигает 30%, причем в составе галек, помимо местных пород, присутствуют кремни, кварц, роговики, халцедон; встречаются мелкие валуны [64ф].

В верхнем течении руч. Экайбиль экитская толща представлена (шурф 325) (166) глинами с редкими хорошо- и среднеокатанными обломками размером от 1 до 3 см, кремней, кварца и битуминозных пород куонамской свиты. Глины темно-серые вязкие, слоистые с тончайшими прослойками льда, иногда заметно обогащены обуглившимся растительным детритом. В нижней половине толщи – линзы и гнезда размером до нескольких сантиметров песков желто-бурых. Снизу вверх по разрезу содержание крупнообломочного материала несколько уменьшается. Мощность – до 5,3 м.

В тяжелой фракции шлихов (%): лимонит – 61; моноклинный пироксен – 16; альмандин – 10; ильменит – 7; магнетит – 4. Содержание других минералов (роговая обманка, эпидот, турмалин, ставролит, циркон, дистен) не превышает 1% [53ф], присутствуют единичные зерна спутников алмазов [195].

По левым притокам р. Оленек (реки Беенчиме, Куойка) экитская толща развита на террасовидных уровнях от 80 до 140 м. В основании толщи песков залегают линзы и линзовидные прослои (0,4–1,2 м) галечников, состоящих\* (%): из окремненных известняков кембрия – 37, различных кремней – 31, кварцитов и кварцитовидных песчаников – 10, кварца – 6, пород перми (песчаники, окремненная древесина, сидериты) – 5 и различных песчаников из низов кембрия – 4. Коэффициент окатанности равен 50. В шлиховых пробах из галечников – в основном гранат, рудные минералы (ильменит и магнетит) и сфен. Реже встречаются циркон, апатит, рутил, анатаз, шпинель, кианит, ставролит, пироксен, эпидот, турмалин, единичные зерна золота, пиропы и алмаза.

Пески кварц-полевошпатовые желтовато-серые мелкозернистые, хорошо отсортированы, содержат рассеянную гальку. Состав песков и процентные соотношения минералов очень сходны с пермскими и отличаются от них лучшей сортировкой и окатанностью зерен, повышенным содержанием углистых частиц (до 15%), иногда пироксена (до 12%) и роговой обманки (до 1–2%).

Для озерно-аллювиальных песков характерны «холодные» тундростепные спектры, для подстилающего их аллювия более типичны «теплые лесные спектры». В озерно-аллювиальных осадках найдена фауна верхнепалеолитического комплекса, в том числе мамонта раннего типа. Погребенный аллювий охарактеризован более древней фауной.

---

\*Определения даны по 500 галькам.

Для кровли галечников и нижней части песков получены однотипные спорово-пыльцевые спектры, характеризующие открытые перигляциальные ландшафты с господством травянистых растений. Из более высоких частей разреза получены спорово-пыльцевые спектры, свидетельствующие о господстве преимущественно степных ландшафтов, по долинам произрастали заросли из березы и ольхи. Такая растительность указывает на холодный и сухой климат времени оледенения. Сходная в целом палеогеографическая обстановка имела место при формировании озерно-аллювиальных толщ, представленных в наиболее полных разрезах на р. Виллой (район впадения р. Чебыда) и р. Лена (район о-ва Кыллах), где в развитии растительности и климата наряду с «холодными» фазами фиксируются кратковременные «теплые» фазы [97ф]. Таким образом, возраст по палинокомплексам и фауне может быть определен как вторая половина среднего–поздний неоплейстоцен.

Средне-верхнеплейстоценовый лимноаллювий (IaII–III<sub>1</sub>) распространен в Виллюйском СР (А-II-2) Среднесибирской СФО в западной части территории листа на гипсометрических уровнях от 100 до 150 м и перекрывает пермские, триасовые и неогеновые породы. Лимноаллювий представлен песками мелко- и среднезернистыми с рассеянными гальками, с прослоями супесей и, реже, суглинков. Максимальная мощность – до 30 м.

В обнажениях по долинам рек Беенчимае и Беемчикян в песках наблюдается горизонтальная слоистость (размер серий 0,6–0,8 м), обусловленная присутствием темных глинистых прослоев. Галька в толще песков имеет несколько отличный состав от гальки из основания. Здесь\* наблюдается увеличение окремненных известняков кембрия (до 50%), кварца (до 13%), кроме того, присутствуют кислые изверженные породы, долериты, контактовые породы с сульфидами, кораллы и др. (до 1%). Коэффициент окатанности гальки изменяется от 0,35 до 0,56. В составе гальки наблюдается увеличение количества порфиоров (от 4 до 10%) и кварцитовидных песчаников (от 3 до 8%) с запада на восток. Валуны (до 15 см), встречающиеся в песках, хорошо окатаны и представлены окремненными известняками кембрия, розовыми и желтыми кварцитовидными песчаниками верхнего протерозоя, кварцитами, реже кремнями. Состав гальки и песков свидетельствует о том, что эти отложения формировались в основном за счет перемыва пермских пород. Появление гальки долеритов и значительное содержание пироксена и магнетита в песках говорят о дополнительном привносе материала с трапповых полей [66].

Отложения содержат костные остатки крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса – *Mammuthus primigenius* (поздний тип), *Rangifer tarandus*, *Bison priscus deminutus*, *Ovibos moschatus* и др. В верхних частях разреза присутствуют пресноводные моллюски *Pisidium dilatatum* West., *P. lillieborgi* Gless., *P. subtruncatum* Malm, *Sphaerium corneum*

---

\*Определения даны по 4000 галек.

(L.), *Gyraulus acronicus borealis* (L o v.), *Valvata aliena* West., *Limnaea* ex gr. *Radix*, остракоды *Limnocythere* ex gr. *pastconcava* Neg., *L. jontinalis* Schneid., *Candona* ex gr. *hyalina* Brady et Robert, *Eocypris jamosa* Schneid., *Cytherisse kipiani* Schneid. и многочисленные диатомеи, характеризующие последовательную смену от бедной в видовом отношении олиготрофной флоры среднего неоплейстоцена (низы разреза) до флоры с северо- и южнобореальными умеренно теплолюбивыми видами *Anomoeaneis sphaerophora* (Kutz.) Phitz., *Navicula oblonga* Kütz., *Cymbella chenbergii* (Kütz.), являющимися руководящими для казанцевских отложений [3ф].

СПК основной части разреза характеризует холодные условия с преобладанием безлесных тундро-степных ландшафтов, СПК верхней части разреза отвечает лесным ценозам (лиственнично-березово-ольховые леса), типичным для казанцевского межледниковья [3ф].

В Предверхоянском СР (Б-I-1) средне-верхненеоплейстоценовые озерно-аллювиальные отложения отнесены к мавринской свите (IaII–III<sub>mv</sub>), развитой в пределах древней долины палео-Лены на абс. выс. 50–100 м. Залегают на неровной кровле докайнозойских пород и частично перекрыты образованиями верхнего неоплейстоцена. Свита представлена мелко- и среднезернистыми, в прослоях – супеси, алевроиты, торф, погребенная почва. Мощность – до 55 м.

Пески кварцево-полевошпатовые отличаются хорошо выраженной горизонтальной, волнистой и косой слоистостью, подчеркнутой различиями в содержании углистых частиц и размерностью зерен. Мощность косых серий обычно составляет 0,1–0,5 м, углы падения слоев в большинстве случаев колеблются от 4 до 10°, реже 20–30°. Для песков характерна пре-красная сортировка зерен, что отличает их от других отложений района.

В основании толщи иногда наблюдаются неокатанные обломки нижележащих пород, редко гальки. В составе галек присутствуют местные породы, реже встречаются кремни, кварц, окремненные битуминозные сланцы и окремненные оолитовые известняки кембрия; кроме того, встречаются многочисленные углистые частицы. В тяжелой фракции шлихов – рудные минералы, гранат, пироксены, амфиболы, эпидот, реже встречаются циркон, рутил, лейкоксен, апатит, кианит, ставролит, турмалин, сфен [42ф].

Комплексы пылицы и спор из песчаных толщ весьма разнообразны. Они характеризуют условия тундры, разреженной лиственничной тайги, сосново-еловых лесов. В совокупности это свидетельствует о длительности времени формирования песчаных толщ и изменения ландшафтной обстановки, в которой они накапливались [58].

На реках Суола [32] и Линдэ [3] в песчаных отложениях мавринской свиты найдены остатки раннего мамонта. На горе Мамонтова Б. С. Русановым также найдены кости раннего мамонта (суольский мамонт) и длиннорогого зубра [279]. Таким образом, возраст по палинокомплексам и фауне может быть определен как вторая половина среднего–начало позднего неоплейстоцена.

## Верхнее звено

В составе верхнего звена на площади листа выделены образования первой ступени (казанцевский горизонт), второй ступени (муруктинский горизонт), третьей ступени (каргинский горизонт), четвертой ступени (сартанский горизонт), а также нерасчлененные отложения третьей–четвертой (каргинский, сартанский горизонты) и второй–четвертой ступеней (муруктинский, каргинский, сартанский горизонты).

Казанцевский горизонт представлен морскими и аллювиальными осадками, в муруктинском горизонте выделяются две части, которые соответствуют двум стадиям оледенения, сформировавшего гляциофлювиальные, гляциолимниевые и ледниковые образования. Каргинский горизонт представлен аллювием второй надпойменной террасы, сартанский – комплексом ледниковых образований. Третья–четвертая ступени соответствуют аллювию второй и третьей надпойменных террас, нерасчлененные вторая–четвертая ступени – лессоидам эйкской и едомной свит.

Изотопный возраст каргинского, сартанского горизонтов и голоценовых отложений приведен в табл. 8.

### Казанцевский горизонт

Аллювий III надпойменной аккумулятивной и эрозионно-аккумулятивной террас казанцевского горизонта ( $a^3\Pi k z$ ) распространен в Среднеоленинском районе (А-II-1). Относительная высота террас – от 30 до 50 м. Залегают на неровной кровле докайнозойских пород. В составе отложений галечники ожелезненные, иногда валунные, гравийники, суглинки, супеси, алевролиты, в прослоях – пески светло-серые разнозернистые, торф. Максимальная мощность – до 20 м. Терраса встречается в виде отдельных фрагментов по рекам Муна, Моторчуна, Сюнгюде (линия 2, 13) (185, 189).

Гальки и гравий представлены кембрийскими известняками, и в меньшей мере – пестроцветными кремнями протерозоя. Размер галек – от 1 до 10 см, коэффициент ее окатанности – от 0,3 до 0,4. Песок полимиктовый разнозернистый желтовато-бурого цвета, иногда глинистый. Видимая мощность – до 14,8 м.

В тяжелой фракции шлихов (%): ильменит – до 60, гранат – до 10, магнетит – до 10, лимонит – до 10, циркон – до 12, рутил и дистен – до 2. Кроме того, в шлихах отмечены алмазы и минералы-спутники алмазов – пикроильмениты, пиропы, хромшпинелиды.

Из галечников III надпойменной террасы р. Сюнгюде (абс. отм. 120 м) (линия 2, шурф 9) (185) выделен палинокомплекс (определения Палинологической лаборатории ЦЛ ПГО «Якутскгеология»; заключение о возрасте Л. П. Жарикова), для которого характерно преобладание пыльцы древесно-кустарниковых растений (59–54–78%), в них превалирует пыльца сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*) – 41–37–47%. Меньше отмечается пыльца лиственницы (*Larix*) – 4,8–4,5–10,5%, но это не умаляет ее долю участия в древостое. Единично отмечается пыльца елей двух секций (*Picea* sect. *Omorica*, *P.* sect. *Eupicea*). Кустарники в спектрах отмечаются

## Изотопный возраст кайнозойских образований

№ п/п	Наименование геологического подразделения	Индекс	Местонахождение разрезов	Изотопный возраст, лет назад	Источник информации	Метод определения
1	Каргинский горизонт	a <sup>2</sup> IIIkr	Река Ундюлюнг	37 300±700 (ГИН-343) 33 600±700 (ГИН-339)	[172]	C <sup>14</sup>
2	II надпойменная терраса	a <sup>2</sup> IIIkr	Река Молодо, пос. (182*)	40 600±1900 (ГИН-1429)	[97ф]	C <sup>14</sup>
3	II надпойменная терраса	a <sup>2</sup> III <sub>3-4</sub>	Река Лена, 8 км южнее пос. Жиганск	30 400±300 (ГИН-224) 29 500±50 (ГИН-345)	[155]	C <sup>14</sup>
4	Озерно-ледниковые образования сегемдинской стадии	IgIIIsg	Река Ундюлюнг	15 850±60 (ГИН-333) 15 100±50 (ГИН-332)	[42ф]	C <sup>14</sup>
5	I надпойменная терраса	a <sup>1</sup> IIIsr-H <sup>1</sup>	Река Молодо (175)	8600±90 (ГИН-1430) 8490±70 (ГИН-1431)	[97ф]	C <sup>14</sup>
6	I надпойменная терраса	a <sup>1</sup> IIIsr-H <sup>1</sup>	Река Молодо (179)	8390±40 (ГИН-1426)	[97ф]	C <sup>14</sup>
7	I надпойменная терраса	a <sup>1</sup> IIIsr-H <sup>1</sup>	Река Самальдикан	10 325±35 (ГИН-135)	[155, 42ф]	C <sup>14</sup>
8	I надпойменная терраса	a <sup>1</sup> IIIsr-H <sup>1</sup>	Река Ундюлюнг	9260±70 (ГИН-272) 7100±40 (ГИН-271)	[155, 45ф]	C <sup>14</sup>
9	Голоцен, пойма	aH	Река Молодо (180)	5230±70 (ГИН-1425) 4800±80 (ГИН-1428) 3200±100 (ГИН-1424)	[97ф]	C <sup>14</sup>

\*Номер на карте фактов

в единичном количестве, не много отмечается и пыльцы трав (1,5–16,0%), это – *Ericales*, *Artemisia*, *Syneraceae*, *Gramineae*. Споры больше чем наполовину представлены зеленомошниками (26–22–17%), единичны лесные виды плаунов (*Lycopodium clavatum*) и споры настоящих папоротников (*Filicales*). По преобладающим компонентам растительные формации, отраженные в палинокомплексе, определяются как сосново-лиственничные леса. Факт существования достаточно сомкнутых лесов в ряду ранне- и средненеоплейстоценовых редколесных формаций является свидетельством заметного потепления климата в казанцевское время [71ф].

В Вилюйском СР (А-II-2) к казанцевскому горизонту верхнего звена неоплейстоцена отнесены аллювиальные образования III надпойменной террасы рек относительной высотой от 22 до 60 м, встречающиеся в виде отдельных фрагментов по рекам Оленек, Муна, Моторчуна, Сянгюде, литологически однотипные с аллювием Среднеоленекского района. Залегают на неровной кровле докайнозойских пород. В долине р. Оленек аллювий третьей террасы (отн. выс. 55–60 м) сильно размыт, мощность сохранившейся толщи не превышает 3 м. В породе преобладает крупнообломочный материал (до 80% от общего объема породы), отмечается некоторая его сортировка. Петрографический состав (%): кембрийские известняки – до 45, кремни и окремненные породы протерозоя – до 30. Существенная роль принадлежит долеритам – до 10% и кварцитам – до 15%. В виде единичных галек встречаются кварц, песчаник, халцедон. В тяжелой фракции шлихов (%): пироксен – до 40, ильменит – до 25, магнетит – до 7, гранат – до 25, титаномагнетит – до 4, роговая обманка.

На левых притоках р. Лена аллювий представлен песками с прослоями галечников и гравийников; мощность – до 12 м. В галечниках основное место занимают местные кембрийские известняки и юрские песчаники, много кремней; встречаются кварц, халцедон, изверженные и метаморфические породы. Местами галечники сцементированы гидроокислами железа в конгломерат. Минералогический состав песков не отличается от состава песков более древних террас. В них также обнаружены алмазы и их спутники.

Для аллювия III террасы характерно включение погребенных стволов деревьев (белоствольная береза, лиственница диаметром до 60 см), а также наличие большого количества остатков млекопитающих и моллюсков, обнаружены также кости крупных млекопитающих *Equus caballus* L., *Elephas primigenius* Blum., *Alces alces* L. Среди моллюсков встречены *Anadonta* sp., *Giraylus gredleri* Gredler, *Pisidium* sp., *Radix* sp.

Учитывая находки в аллювии III террасы остатков фауны верхнепалеолитического комплекса и то, что они вложены в отложения, датированные средненеоплейстоценовым временем, а перекрываются покровными позднеоплейстоценовыми полигенетическими отложениями, возраст их определяется началом позднеоплейстоценового времени [17ф, 57].

Прибрежный мариний (mIIIkz) встречен в бассейне р. Пур (Бур) [96ф] в Вилюйском СР (А-II-2), где залегает на дочетвертичном цоколе и перекрыт эйкскими верхнеоплейстоценовыми образованиями

(рис. 21). В его составе алевриты, глины, пески с рассеянными гальками. Максимальная мощность – до 40 м.

В береговых обрывах р. Пур (Бур) и в верховьях рек Кыра-Хос-Терюттях, Вендяквири, Кюнтюкелях и др. (обнажения 118 (47), 246 (19), 505 (30), 583 (35) пески желтовато-серые, участками интенсивно железненные до красно-бурого цвета, мелко- или среднезернистые, кварцево-полевошпатовые, хорошо отсортированные, с тонкой косою слоистостью, обусловленной чередованием слоев чистого песка с разностями, обогащенными темновещными минералами тяжелой фракции. Характерной чертой песков является постоянное присутствие в них большого количества рассеянных галек и наличие линз галечников и слабо сцементированных конгломератов. Конгломераты ярко рыжего до бурого цвета, сильно ожелезненные, рыхлые, полимиктового состава. Гальки представлены кварцем, кварцитом, халцедоном, кремнистыми породами, кислыми и основными эффузивами, песчаниками, известняками. Сортировка крайне плохая, окатанность различная – встречаются как совершенно окатанные, так и угловатые обломки. Мощность линз галечников и конгломератов – 0,1–0,7 м, протяженность – 3–12 м, местами галечники переходят в гравелиты.

В тяжелой фракции шлихов (%): моноклинный пироксен – до 4, обыкновенная роговая обманка – до 12, гранат – до 26, минералы группы эпидота-цоизита – до 13, циркон – до 9, сфен – до 5, апатит – до 5, рутил – до 1, лейкоксен – до 4, черные рудные минералы – до 24 и др. Доли процента составляют турмалин, ставролит, ортит, кианит, брукит, монацит, пьямонит. В легкой фракции шлихов (%): кварц – до 58, калиевые полевые шпаты – до 15, плагиоклазы – до 20, мусковит, биотит и хлоритовые агрегаты – до 9, обломки пород и неопределимые минералы – до 46. Следует отметить, что в песках и особенно в галечниках в большом количестве встречаются сферические и сноповидные лимонитизированные колонии серо-зеленых водорослей, составляющие иногда до 99% тяжелой фракции.

В составе комплекса диатомей, состоящего из 123 видов, наряду с солоновато-водными и пресноводными формами присутствуют типично морские виды, голофилы и мезогалобы (например: *Rhoicosphenia* aff. *curvata* f. *gracilis* A. S., *Diploneis* aff. *fusca* (G r e g.) C l., *Navicula* *cincta* (E h r.) K u t z., *N. peregrina* (E h r.) K u t z., *Gyrosigma* *strigile* (W. S m) C l., *Burirella* *moelleriana* G r u n. и др. (определение А. М. Белевич), указывающие на повышенную минерализацию вод, что свидетельствует о тесной связи рассматриваемых отложений с бореальной трансгрессией. Таким образом, хорошая сортировка материала, однородный литологический состав и линзы галечников указывают на многократный перемыв и переотложение материала вблизи береговой линии в условиях мелководного бассейна. Наличие форм широкого географического распространения и видов, обитающих в умеренных климатических зонах, свидетельствует о сравнительно мягком климате того времени. Эти два обстоятельства наряду с видовым составом диатомовых водорослей, позволяют отнести рассматриваемые осадки к отложениям казанцевского горизонта [96ф].

В спорово-пыльцевых спектрах пыльца древесных составляет 31,1–41,4%, в основном это *Alnus* sp. (43,4–62,0%), *Betula* sect. *Albae* R g l.

(24,5%) и хвойные (11%). Пыльца трав, кустарников и кустарничков составляет 35–81%, преобладают осоковые (74%), в меньшем количестве присутствуют *Ericaceae*, *Gramineae*, *Betula* sect. *Nanae* Rgl., *Alnaster*. Споры зеленых и сфагновых мхов значительно доминируют над спорами семейств *Lycorodiaceae* и *Selaginella sibirica*. Кроме того, для всех образцов характерно наличие большого числа переотложенных дочетвертичных (пермских) видов (определение М. Н. Ивановой).

Приведенный характер спектра отвечает условиям ольхово-березового редколесья с примесью хвойных пород и является свидетельством заметного потепления климата в казанцевское время [96ф].

### Муруктинский горизонт

Ледниковые образования муруктинского горизонта распространены на правобережье р. Лена в Предверхоянском СР (Б-I-1). Муруктинское оледенение по масштабу было сопоставимо с тазовским и охватывало почти такую же площадь. Вдоль западного склона Верхоянского хребта выделяется ряд поясов конечно-моренных амфитеатров, соответствующих разным стадиям муруктинского оледенения: первой и второй. Для них не установлено разделяющих межморенных образований, морены выходят на поверхность. Разделение стадий производится преимущественно по геоморфологическим признакам [155].

Гляциальные образования первой стадии ( $gIII_{mr}^1$ ). Основная и конечная морены залегают на казанцевском аллювии или коренных породах. В составе морены суглинки валунные темно-серые, глины с валунами, галькой, гравием, в линзовидных прослоях супеси и песка. Мощность – до 100 м. Суглинок (в количестве до 30%) плотный темно-серый до черного. Крупнообломочный материал представлен породами верхоянского терригенного комплекса. Валунные – до 30%, гальки – до 60%, гравий – до 20%. Размер валунов – до 0,5 м, редко – до 1,4 м. Окатанность грубообломочного материала хорошая. Часто гальки и валуны несут следы волочения ледником. В линзах содержится супесь (до 3 м) коричневатая-серая, легкая, включающая гравий, гальки, валуны и линзы песков (до 0,3 м) серых, желтоватых мелкозернистых, с примесью гравия и галек.

Ледник первой стадии стагнировался недолго и в большинстве мест конечной морены не оставил. Исключением является междуречье Собопол–Мэнкэрэ (южнее территории листа R-51), где ледник упирался в обращенный к нему навстречу борт древней Ленской долины. Здесь выделяется конечно-моренный вал с характерным холмистым камовым рельефом. Пробуренные скважины вскрыли переслаивающиеся галечники и пески, линзы суглинков валунных [155]. В некоторых пробах из морены обнаружены спорово-пыльцевые спектры с преобладанием пыльцы березы, ольховника, сосен.

Гляциофлювиальные образования первой стадии ( $fIII_{mr}^1$ ) распространены внутри амфитеатров основной морены на правом берегу р. Лена от устья р. Мэнкэрэ до устья р. Куранах-Сиктях. Они

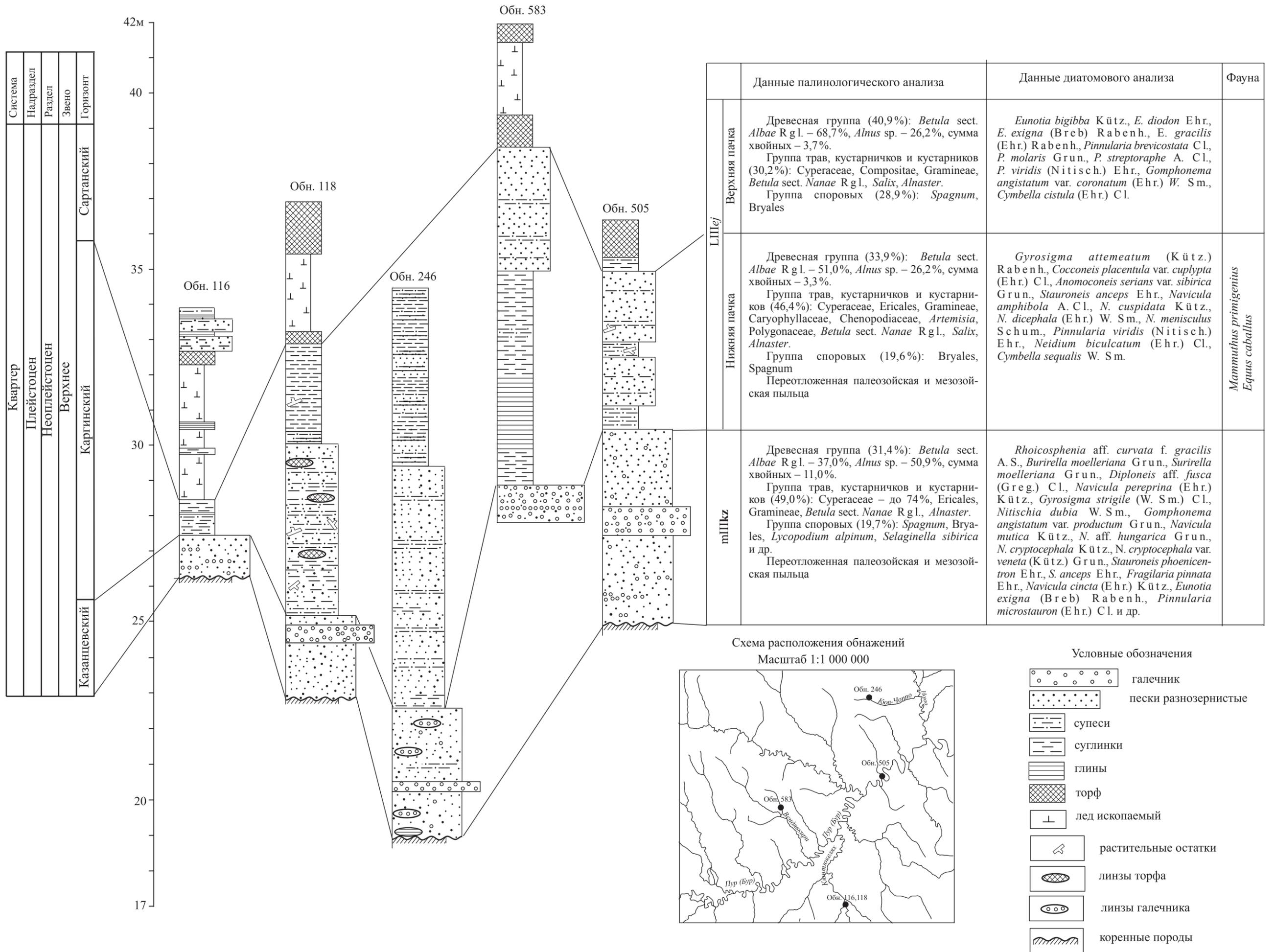


Рис. 21. Сопоставление разрезов отложений квартера в бассейне среднего течения р. Пур (Бур).  
По авторам Школа И.В., Зенков В.Н. [339] с изменениями.

представлены песками черными с галькой и валунами, галечниками. Мощность – до 20 м.

Гляциальные образования второй стадии муруктинского оледенения ( $gIII_{mr}^2$ ) в предгорьях Верхоянья оставили систему крупных конечноморенных амфитеатров, расположенных против выхода из гор троговых долин рек. Гляциальные образования залегают на казанцевском аллювии или коренных породах. Конечноморенные отложения имеют сложное строение и представлены суглинками валунными темно-серыми до черного, валунниками, галечниками, песками гравийно-галечными с валунами, глыбами. Мощность – до 120 м.

Гляциофлювиальные отложения второй стадии ( $fIII_{mr}^2$ ) развиты как за фронтом конечной морены в виде широких террас зандрового типа, так и внутри моренных амфитеатров. Цоколь этих отложений обычно не обнажен. Состав – пески с редкими валунами, в линзах – галечники. Видимая мощность в береговых обрывах – более 20 м. Пески серые, темно-серые, желтые мелкозернистые с неясной горизонтальной или косой слоистостью, с включениями разрозненных галек и валунов, редкими маломощными (0,2–0,3 м) прослоями суглинков, супесей и глин буровато-коричневых. Реже разрез состоит из хорошо промытых галечников с валунами (реки Сян-Юрях, Шапка, Уэль-Сиктях) или супесей и суглинков (р. Кыра-Тирехтях) [42ф].

Гляциолимний второй стадии ( $lgIII_{mr}^2$ ) вложен в основную морену. В его составе – пески, супеси, суглинки, в прослоях торф. Мощность – до 8 м. Пески преимущественно тонкозернистые, в верхней части присутствуют единичные прослои (0,1–0,3 м) песков грубозернистых, слоистость горизонтальная. Цвет осадков серый и серовато-зеленый. В долине р. Натара на зандровых песках залегают однородные ленточнослоистые суглинки и супеси бурые, серые, с прослоями и линзами глин темно-серых тонкослоистых и песков серых мелкозернистых [42ф].

В долине р. Джарджан в гляциофлювиальных образованиях найдены костные остатки фауны крупных млекопитающих, характерной для верхнего неоплейстоцена (определения Э. А. Вангенгейм, ГИН) [42ф]. На реках Тумара, правом притоке р. Алдан, и Дянышка, правом притоке р. Лена, по данным К. Зигерт (IRSL) возраст морен укладывается в интервал от 100 до >50 тыс. лет, что соответствует муруктинскому времени.

### Каргинский горизонт

К каргинскому горизонту отнесен аллювий II надпойменной террасы ( $a^2III_{kr}$ ), распространенный по всей территории листа R-51. В составе аллювия – галечники валунистые, пески разнозернистые косослоистые, алевриты, супеси, суглинки, глины; в прослоях – торф, растительные остатки. Мощность – до 22 м. В Среднеоленинском и Вилуйском СР отложения вмещают средние россыпные месторождения алмазов.

В Среднеоленинском районе (А-II-1) вторая терраса, эрозионно-аккумулятивная, развита в долинах всех рек. В долинах рек Муогдан, Далдын

и Молодо абсолютная высота II надпойменной террасы – 40–50 м, относительная высота – 20–27 м, мощность аллювия – от 5 до 20 м. В основании разреза – галечник мощностью до 1,2 м, остальная часть сложена песками разнозернистыми с линзами льда, в прослоях – супеси и суглинки льдистые, содержащие многочисленные растительные остатки.

В левом борту долины р. Муогдан, в 2 км ниже устья р. Экябиль, в 4 м выше уреза воды наблюдаются (описание снизу вверх):

1) галечник песчано-гравийный. Грубообломочный материал средней и хорошей окатанности; петрографический состав: кварц, кварциты, кремни, порфириты, известняки и битуминозные известняки кембрия, мезозойские песчаники и гравелиты . . .	0,4
2) пески кварцево-полевошпатовые, глинистые . . . . .	0,6
3) пески кварцево-полевошпатовые, глинистые, с рассеянными мелкими гальками и гравием кварца, песчаников, кварцитов . . . . .	17,0
4) супеси темно-коричневые льдистые, с растительными остатками . . . . .	4,0

Общая мощность – 22 м [51ф].

В долинах рек Муна, Моторчуна, Сюнгюде, Орусуока относительная высота II надпойменной террасы соответственно составляет 16–26 м, 15–23 м, 13–22 м, 9–14 м. Аллювий представлен галечно-гравийно-песчаным материалом. Гальки и гравий – это преимущественно известняки кембрия, в меньшей степени пестроцветные кремни протерозоя, реже встречаются кварциты и халцедоны. Коэффициент окатанности гальки 0,2–0,3. Песок полимиктовый, разнозернистый серовато-бурый. Видимая мощность – 11,9 м. В тяжелой фракции шлихов (%): ильменит – до 55, гранат – до 25, барит – до 22, хромит – до 11, циркон – до 8, магнетит – до 8. В шлихах отмечены также минералы-спутники алмазов: пикроильмениты, пиропы, хромшпенилиды, хромиты, цирконы, а также алмазы.

Из галечника II надпойменной террасы р. Сюнгюде (абс. отм. 116 м) (шурф 8, линия 2) (186) выделен палинокомплекс (определение Палинологической лаборатории ЦЛ ПГО «Якутскгеология»; заключение о возрасте Л. П. Жарикова), где наблюдается попеременное преобладание споровой (50–58%) группы с доминирующими зеленомошниками – 38–43% и травянистой (33–85%) с доминантами в виде полыней (*Artemisia*) – 32–47%. В древесно-кустарниковой группе (17–37%) постоянно отмечается значительное количество пыльцы лиственницы (*Larix*) – 4,8–18,6%, которая являлась основной лесообразующей породой. Таким образом, это были лиственничные редколесья, перемежающиеся с остепненными полынно-осоково-злаковыми формациями с зеленомошниковым покровом. Подобная обстановка могла существовать в условиях конца межледникового, скорее – каргинского [71ф].

В Вилуйском районе (А-II-2) аллювий II надпойменной аккумулятивной и эрозионно-аккумулятивной террас рек распространен также по всему району. Строение его чаще двучленное. В нижнем течении р. Молодо и по ее притокам, в русловой фации мощностью до 2,5 м содержатся галечник с заполнителем из песка темно-коричневого разнозернистого; гальки известняка, сланца, кремня и кварцита. Пойменная фация аллювия мощностью до

2,5 м представлена супесями и суглинками грязно-серыми, песчанистыми, с мелкими обуглившимися растительными остатками, с линзами гравия известняков и кремней. Общая мощность – до 5 м.

Близ пос. Говорово (138) наблюдался разрез эрозионно-аккумулятивной II надпойменной террасы (описание снизу вверх):

1) пески бурые, желтые и серые разнородные косо- и горизонтально-слоистые и гравий с галькой и валунами, окрашенными в бурый цвет за счет образования гидроокислов в гальках и конкрециях сидерита, присутствующих в большом количестве в основании слоя. Иногда косая слоистость подчеркивается присутствием в толще гравия и галечника прослоев желтовато-серого песка и линз мелкого растительного детрита . . . . . 4,7

Следует отметить, что галечниковый материал и отдельные валуны в основании II террасы у пос. Говорово по петрографическому составу принадлежат к Верхоянской области [3];

2) пески серые, мелкозернистые, хорошо отсортированные. Основной серый цвет местами сменяется желтым и бурым, обусловленным присутствием участков, обогащенных железистыми окислами. С глубины 0,4 м от поверхности слоя в песке появляются гальки, количество которых увеличивается книзу . . . . . 1,7

3) пески желтые мелкозернистые, без видимой слоистости . . . . . 0,8

4) тонко переслаивающиеся пески кварцевые желтовато-серые и пески серые тонкозернистые кварцево-слюдистые . . . . . 1,1

5) пески серые глинистые с мелкими желтыми выцветами неправильной формы, неслоистые . . . . . 0,7

6) супеси пылеватые серые и темно-серые, переходящие местами в суглинки . . . 1,4

7) почвенно-растительный слой . . . . . 0,1

Общая мощность 10,4 м.

Подстилаются отложения меловыми песчаниками светло-зеленого цвета, в верхней части элювирированными, превращенными в песок, книзу – переходящими в плотную серую породу. Высота цоколя – 12–15 м над урезом воды.

В слое с растительным детритом (слой 1) найдены семена *Pinus silvestris*, *Alnus fruticosa*, *Betula*, *Carex*, *Vaccinium oxycoccus*, *Myosotis palustris* (определение Ю. М. Трофимова, ГИН). Преобладают семена древесных растений. В этом же слое, по данным спорово-пыльцевого анализа (определение Р. Е. Гитерман, ГИН), содержится пыльца *Alnus*, *Pinus Cembrae*, *Pinus silvestris*, *Betula* (древовидная и кустарниковая). Пыльцы травянистых растений почти нет. Кроме пыльцы четвертичных растений, в том же образце обнаружена переотложенная пыльца широколиственных.

По правому берегу р. Молодо в 10 км ниже устья р. Тит-Юряге (т. 1864) (169) [97ф]) в обрыве высотой 22 м обнажаются пески крупнозернистые, включающие гальки мелкие, гравий, а также тонкие прослойки заторфованного детрита и растительные остатки. Выше по разрезу залегает монотонная толща песков желтых и светло-серых мелкозернистых тонкогоризонтально-, волнисто- или косослоистых, с редкими прослоями детрита. Из нижней части аллювия этой террасы происходят остатки позднеплейстоценовой фауны: *Bison priscus*, *Equus caballus*, *Elephas primigenius* [3, 97ф].

В нижней части аллювия, на правом берегу р. Молодо в 11,5 км выше устья р. Тит-Юряге (172), в скоплении растительного детрита были найдены шишки *Larix dahurica* и семена, принадлежащие к *Larix dahurica*, *Eriophorum schamisnii*, *Myosotis palustris*, *Vaccinium* (определение Ю. М. Трофимова, ГИН), в комплексе указывающие на увлажненные местообитания. СПК, выделенный из этих отложений (определение Р. Е. Гитерман, ГИН), относится к лесному типу, где в древостое господствует береза высокоствольная, незначительно участие ольхи и лиственницы, разнообразный травяной покров [3]. Палинологические данные, полученные для этих разрезов, свидетельствуют о распространении березово-лиственничных лесов. Открытые пространства были заняты злаково-попынными степями. Подобная обстановка могла существовать в условиях конца межледникового, скорее – каргинского.

На левом берегу р. Молодо, в районе пос. Молодо (182) в придорожном карьере для древесины, отобранной на глубине 4 м от поверхности, получена радиологическая датировка  $40\ 600 \pm 1900$  (ГИН-1429) [97ф].

Вторая надпойменная терраса хорошо коррелируется с таковой на реках Марха и Вилуей, где получены радиологические датировки в интервале от 50 000 до 38 600 лет [97ф]. Таким образом, возраст обосновывается палеонтологическими данными и радиологическими датировками, отвечающими каргинскому времени.

В Предверхоянском СР (Б-I-1) аллювий II надпойменной террасы распространен по долинам правых притоков р. Лена. Терраса эрозионно-аккумулятивная, абс. выс. – до 60 м, отн. выс. – до 25–40 м, в большинстве разрезов аллювий имеет двучленное строение. В предгорьях русловый аллювий, представленный галечником сероцветным, нередко с примесью валунов (до 0,7 м в поперечнике), перекрыт песками серыми, желтовато-серыми разнородными, иногда с тонкими прослоями галечников (пойменный аллювий). В нижнем течении крупных правобережных притоков р. Лена (реки Улахан-Тирехтях, Натара, Сян-Юрях) в основании террасы залегают пески серые с прослоями галечников. Вверх по разрезу они сменяются переслаивающимися песками, супесями, суглинками с мелким растительным детритом и линзами галечников. В старичном аллювии преобладают супеси и суглинки бурые, буровато-серые, темно-серые неяснослоистые с линзами глины гумуссированной и прослоями торфа. Максимальная мощность – до 20 м.

В отложениях присутствуют костные остатки крупных млекопитающих *Mammuthus primigenius* Blum. (поздний тип), *Equus caballus* L., *Bison priscus* var. *deminutus* W. Grom., *Equus caballus* sub sp. [154], *Alces alces* L., *Rangifer tarandus* L. и др. Абсолютный возраст этих отложений на сопредельной территории, по данным В. В. Колпакова [172], от  $37\ 300 \pm 700$  лет (ГИН-343) до  $33\ 600 \pm 700$  лет (ГИН-339) (179).

Таким образом, возраст установлен по комплексу органических остатков и радиологическими датировками, отвечающим каргинскому термостадиалу.

## Сартанский горизонт

Сартанские ледники в Предверхоянском СР (Б-I-1) занимали меньшие площади по сравнению с муруктинскими, отличаются прекрасно выраженными конечноморенными амфитеатрами. Возраст сартанского ледникового комплекса определен условно по стратиграфическому положению и относительно хорошей сохранности форм.

Гляциальные образования сартанского горизонта (gIIIsr?) – конечная морена. Она расположена при выходе из Верхоянских гор р. Джарджан, образует небольшие поля внутри моренных амфитеатров второй стадии муруктинского оледенения [42ф]. Ледниковые отложения – суглинки валунные темно-серые, галечники, в линзовидных прослоях – супеси и пески. Мощность – до 110 м.

Гляциофлювиальные отложения сартанского горизонта (fIIIsr?) распространены внутри моренного амфитеатра. Представлены песками галечными с редкими валунами, галечниками. Мощность – до 40 м. Пески серые, темно-серые, желтые мелкозернистые, неяснослоистые. Галечники хорошо промыты [42ф].

**Ледниково-озерные отложения сартанского горизонта** (lgIIIsr?) накопились в озерах, заполнявших внутренние части моренных амфитеатров при деградации ледников. В уступах террасовидных поверхностей обнажаются глины песчанистые, илы, пески, супеси, суглинки. Мощность – до 50 м. Накопление этих отложений было интенсивным, но непродолжительным, так как вода прорывала конечноморенные преграды и озера быстро спускались.

## Третья и четвертая ступени верхнего неоплейстоцена

В Предверхоянском СР (Б-I-1) аллювий II надпойменной террасы р. Лена, соответствующий третьей и четвертой ступеням верхнего неоплейстоцена (a<sup>2</sup>Ш<sub>3-4</sub>), имеет ограниченное распространение вдоль ее правых притоков – Улахан-Тирехтях, Джарджан, Уэль-Сиктях, Куранах-Сиктях. Абсолютные отметки террасы – 35–50 м, относительные – 20–30 м. В составе отложений пески разнозернистые косослоистые, супеси, алевриты, суглинки, глины, галечник, редко валуны, в прослоях – торф. Мощность – до 20 м. Накопление аллювия началось после отступления муруктинского ледника. В 8 км южнее пос. Жиганск Н. В. Кинд и В. В. Колпаковым [155] из аллювия были взяты пробы древесины, показавшие возраст 29 500±50 (ГИН-345) и 30 400±300 (ГИН-224) лет [42ф].

## Вторая–четвертая ступени нерасчлененные

В состав зрянского надгоризонта (вторая–четвертая ступени верхнего звена нерасчлененные) включены эйкская и едомная свиты, представляющие собой покровные образования, залегающие на обширных площадях по всей территории листа на разных гипсометрических уровнях с размывом и

резким стратиграфическим несогласием на разновозрастных докайнозойских и кайнозойских образованиях.

В Среднеоленекском (А-II-1) и Вилуйском (А-II-2) СР к эйкской свите отнесены лессоиды (LШej) – криогенные полигенетические образования, слагающие обширные пространства во внеледниковой зоне на междуречье Лена–Оленек и сочетающий в себе несколько генетических типов осадков (делювиальные, нивационные, солифлюкционные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, озерные, эоловые). Отличительными особенностями отложений являются преимущественно тонкодисперсный состав, высокая льдонасыщенность пород, повсеместное присутствие в разрезе сингенетических сегрегационных и полигонально-жильных конжеляционных льдов в виде крупных ледяных жил и массовые включения териофауны позднепалеолитического «мамонтового» комплекса.

В составе свиты суглинки, супеси, алевроиты, глины, реже – пески тонкозернистые илистые, послойно обогащенные растительными остатками, в основании щебень, в прослоях и линзах торф и лед, клинья ископаемого льда. Максимальная мощность – до 40 м.

В Среднеоленекском СР (А-II-1) в бассейнах рек Муна, Моторчуна, Сянгюде в составе эйкских образований пески и супеси желтовато-коричневого, коричневатого-серого цвета, с прослоями и линзами суглинков темно-серых плотных. Рассеянные в толще гальки (коэффициент окатанности 0,41–0,47) и гравий представлены окремненными известняками, кварцитами, халцедоном. Пески олигомиктовые, коричневатые-серые среднезернистые. Видимая мощность – до 8 м. В тяжелой фракции (%): ильменит – до 44, гранат – до 37, циркон – до 10, эпидот – до 10, сфен – до 6, магнетит – до 5, встречаются пикроильмениты, пиропы и алмазы [71ф]. В устье руч. Экябил в разрезе вскрываются супеси глинистые зеленовато-темно-серые однородные, в нижней части – с небольшими линзами и прослоями (до 10 см) песков желтовато-серых мелкозернистых. Видимая мощность – 7,8 м. В основании, на границе с подстилающими пермскими породами, отмечена линза льда мощностью до 2,5 м. В левом береговом обрыве правого притока р. Далдын (т. н. 1089) (165) выходит толща суглинков алевроитистых темно-серых однородных, участками желтовато-серых, мощностью 10 м. Аналогичная суглинисто-супесчаная однородная толща вскрыта в правом береговом обрыве р. Куччугуй-Барка (ш. 92) (174). Видимая мощность этой толщи 15,4 м.

На правобережье руч. Хангас-Тас-Юрэх (л. 10, ш. 1) (177) в составе разреза присутствуют (описание снизу вверх):

- 1) переслаивающиеся суглинки темно-серые илистые, глины, пески мелкозернистые «промытые» (глинистого компонента мало), с гравием кварцево-кремнистым . . . 0,8
- 2) глины темно-серые неслоистые, с редкими остатками обуглившейся древесины. Отмечена редкая мелкая щебенка пород куонамской свиты . . . . . 0,9
- 3) галечники глинистые темно-серые неслоистые. Окатанность грубообломочного материала хорошая и средняя. В составе галек (%): известняки и битуминозные породы кембрия – до 40, кремни, кварц, кварциты протерозоя – до 60, долериты, песчаники – до 5. Песчаная примесь незначительна . . . . . 0,8

4) алевриты илистые темно-серые неяснослоистые, с гнездами песка мелкокозернистого .....	2,5
5) супеси серые с голубоватым оттенком, с растительным детритом. В линзах песок мелкозернистый .....	5,0

Видимая мощность 10,2 м.

Подстилаются осадки породами куонамской свиты. Минералогическая ассоциация – ильменит-альмандиновая со значительным содержанием магнетита и моноклинного пироксена.

СПК (определение Н. В. Ермолаевой, КТЭ ЯТГУ) характеризуются преобладанием спор, принадлежащих к зеленым мхам, в подчиненном количестве встречаются споры кочедыжниковых папоротников, сфагновых мхов, печеночников. Второе место занимает пыльца недревесных растений, в первую очередь полыни, осоковые и злаковые. Спектры отвечают холодному времени среднего или позднего неоплейстоцена. Но поскольку данные образования перекрывают аллювий высоких террас, начиная с третьей, время формирования этих отложений принимается поздненеоплейстоценовым (вторая–четвертая ступени) [51ф].

В Вилюйском СР (А-II-2) лессоиды фрагментарно прослеживаются вдоль древней долины р. Лена по ее левым притокам, на левобережье р. Пур (Бур), в верховьях рек Кыра-Хос-Терюттях, Курунг-Нойуо, Беенчиме и др. в обнажениях 118 (47), 246 (19), 505 (30), 583 (35).

Отложения характеризуются пестрым составом и залегают как на казанцевских прибрежно-морских и средне-верхнеоплейстоценовых осадках, так и на неровном дочетвертичном фундаменте. Представлены в основном чередующимися прослоями супесей, суглинков и песков разнозернистых с линзами глин и плохо разложившегося торфа. Мощность прослоев – от 3–5 см до 1–2 м, по простиранию они быстро выклиниваются или постепенно замещаются. В одном случае в основании залегают суглинки и глины пластичные темно-серые, сменяющиеся вверх по разрезу песками пылеватыми плохо отсортированными, с прослоями супесей. В другом нижняя часть пачки сложена преимущественно песками с прослоями супесей, а верхняя – суглинками и супесями. В третьем наблюдается ритмичное переслаивание песков, супесей, суглинков и торфа.

Характерной чертой рассматриваемых отложений является их грязно-серая, до темно-серой окраска и присутствие большого количества неразложившихся растительных остатков: корневищ деревьев, обломков стволов и сучьев, коры березы, спрессованных листьев, среди которых нередко встречаются обломки панцирей насекомых. Максимальная вскрытая мощность пород – 18 м. В этих отложениях найдены кости млекопитающих *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus*, геологический возраст которых определяется поздним неоплейстоценом [96ф].

Комплекс диатомовых водорослей имеет большое видовое разнообразие (до 49 видов) при хорошей сохранности флоры. По сравнению с комплексом, характеризующим прибрежно-морские образования, он представлен более холодолюбивыми и более пресноводными видами. Такой состав диатомей свойственен каргинским отложениям.

Палинологические исследования (определение М. Н. Ивановой) показали, что пыльца древесных составляет в среднем 33,9%, содержание ее по разрезу изменчиво. Преобладает пыльца *Betula* sect. *Albae* R g l. (51%), *Alnus* sp, (20,8%), суммарное содержание хвойных уменьшается до 3,3%. Среди пыльцы кустарников и кустарничков (27–74%) резко доминирует пыльца семейства Сурегасеае (60,2%), в значительно меньшем количестве присутствует пыльца семейств Ericaceae, Gramineae, Polygonaceae, Gompositae, *Artemisia*, *Salix*, *Alnaster*, *Betula* sekt. *Nanae* B g l. Среди разнотравья пыльца Liliaceae, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Onagraceae. Среднее содержание спор 19,6%, преобладает **Blyales**, в подчиненном количестве *Selaginella sibirica*, *Lycopodium alpiatum*, *Sphagnum* и др. (обнажения 118 (47), 246 (19), 505 (30), 583 (35)). Судя по характеру спектров, на территории произрастали леса различной степени сомкнутости, в которых преобладала береза высокоствольная, меньше была распространена ольха; хвойные присутствовали в виде незначительной примеси. Климат, очевидно, был более суровым, чем в период отложения казанцевских отложений (уменьшение роли хвойных, увеличение процентного содержания березы в сумме древесной пыльцы и т. д.).

Формирование отложений происходило, по-видимому, в условиях озерно-аллювиальной равнины, о чем свидетельствует пестрый литологический состав пород, пресноводный состав диатомовых водорослей, наличие большого количества древесных остатков и находки скелетов млекопитающих [96ф].

В Предверхоанском СР (Б-I-1) лессоиды (криогенные полигенетические образования) выделены в е д о м н у ю с в и т у (LIIIed), представляющую собой своеобразную сильно льдистую толщу, слагающую пространство вдоль р. Лена от устья р. Мэнкэрэ до р. Бысыттах. В составе – алевриты, суглинки и пески льдистые, иногда со щебнем, в линзах и прослоях – торф, ископаемая почва, клинья сингенетичного повторно-жильного льда. Мощность – до 50 м.

Отложения имеют серый, темно-серый, буровато-серый цвет. В ископаемых почвах зачастую присутствуют корешки трав и кустарников, захороненные в прижизненном положении, характерны многочисленные криогенные нарушения слоистости. Лессовые накопления перекрывают речные террасы, сложенные неоплейстоценовыми осадками. Контакт с подстилающими породами резкий [173]. Разнообразные криогенные образования в составе пород (ледяные клинья, сетчатые, прерывисто-сетчатые криотекстуры и пр.) свидетельствуют об экстремально холодных климатических и геокриологических условиях времени осадконакопления, что хорошо согласуется с данными палинокомплексов.

В целом по СПК, определенным в различных разрезах, можно сделать вывод о господстве марево-полынных, злаково-осоковых сообществ. Небольшие участки, по-видимому, занимали лиственнично-березовые редколесья и кустарниковые формации. В верхней части толщи состав СПК отражает растительность тундровых ландшафтов, связанных, вероятно, со временем сартанского оледенения. Отложения включают кости животных верхнепалеолитического комплекса – позднего мамонта, шерстистого

носорога, короткого бизона, мелкой кабаллоидной лошади, лося, северного оленя и др. Радиологические датировки укладываются в интервал от >50 до 11 тыс. лет [173]. Характер палинокомплексов, находки фауны, абсолютные датировки позволяют отнести накопление толщи к поздне-неоплейстоценовому времени.

## ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения квартера охватывают комплекс пойменного и руслового аллювия, лимний и палюстрий, эоловые образования.

Аллювий русла, низкой и высокой пойм (аН) распространен во всех стратиграфических районах. В своем составе имеет валунники, галечники, гравийники, пески, алевриты, супеси, суглинки, в прослоях – торф, остатки древесины. Мощность – до 30 м. Состав отложений в значительной степени зависит от типа размываемых реками пород и характера самой реки и для большинства рек почти постоянен и имеет лишь отклонения в соотношении мощностей пойменной и русловой фаций. В Среднеоленинском (А-II-1) и Вилюйском (А-II-2) стратиграфических районах голоценовый аллювий вмещает крупные, средние и мелкие россыпные месторождения алмаза, золота, отдельные находки, шлиховые потоки и ореолы алмаза, золота, платины и СА.

В Среднеоленинском СР (А-II-1) высота поверхности поймы для рек района колеблется от 5 до 10 м, для более мелких водотоков составляет 1–5 м. Пойма аккумулятивная; в верховьях рек, на участках с проявившейся глубинной эрозией, отмечается скульптурно-аккумулятивная пойма с высотой цоколя до 1,0 м. Ширина пойменной части долин крупных водотоков колеблется от 0,4 до 2,0 км (реки Кютингде, Оленек и др.), а по более мелким – от 50 до 200 м. В подавляющем большинстве долин отложения поймы приурочены к внутренним частям многочисленных меандр [83ф] и представлены двумя группами аллювиальных фаций: пойменной и русловой.

Пойменный аллювий образован песками и суглинками в области развития рыхлых пермских и юрских отложений и суглинками, глинами, илами в долинах, размывающих нижнепалеозойские породы. Мощность его на р. Молодо достигает 6–7 м, а в долинах ее притоков – 2–3 м.

Русловой аллювий в поле развития рыхлых пермских и юрских отложений характеризуется песчаными и песчано-галечниковыми отложениями, в которых преобладает галька черных битуминозных сланцев и известняков при незначительном содержании гальки кварцита, кремня, песчаника и кварца. В долинах, размывающих кембрийские породы, русловые отложения образованы щебенчато-галечниковым и валунно-галечниковым материалом, состоящим из щебенки и гальки местных карбонатных пород, редкой гальки кремня и кварцитов, а также валунов долерита. Мощность руслового аллювия достигает на р. Молодо 3–3,5 м, по притокам – 2,5 м.

Для древесины из пойменных осадков р. Молодо (т. н. 1818) (180) получены радиологические датировки:  $3200 \pm 100$  (ГИН-1424),  $5230 \pm 70$  (ГИН-1425) и  $4800 \pm 80$  (ГИН-1428) лет [97ф]. Из этих же отложений

р. Молодо получен полный спорово-пыльцевой спектр, изменяющийся по разрезу. Спектр из нижней части характеризует холодную растительность с участием мелколиственных пород и злаково-разнотравных ассоциаций. В верхней части отложенных преобладают спектры темнохвойной, елово-сосновой и лиственничной тайги.

По заключению Г. Г. Молиной, спектры указывают на изменения климата от более холодного к более теплomu. Потепление связано, вероятно, со временем климатического оптимума. Такой же возраст имеет пойма и в других реках района, где для нее получены радиологические датировки от 6700 до 1500 лет [154, 42ф].

В Вилуйском СР (А-II-2) аллювий русла, низкой и высокой пойм распространен по всей территории, иногда целиком заполняя днища долин. В долине р. Пур (Бур) и в низовьях рек Кыра-Хос-Терюттях и Ары-Онгорбут ширина полосы аллювиальных отложений достигает 5–6 км, в долинах рек Кюнтюкелях и Тас-Сололу – не превышает 1,5–2,0 км.

Нижняя часть разреза террасовых отложений обычно представлена песками кварцево-полевошпатовыми мелкозернистыми косослоистыми, хорошо отсортированными. Вверх по разрезу пески сменяются супесями и суглинками желтовато-серыми пылеватыми, переслаивающимися с торфом коричневатого-серым. Нередко разрез заканчивается слоем торфа красновато-коричневого плохо разложившегося. Мощность – до 2 м. Иногда террасы нацело сложены торфом (левый берег р. Пур (Бур) на участке между устьями рек Кулады и Вендявкири и низовья р. Улахан-Хос-Терюттях) [69].

Аллювий р. Буор-Эекит сложен в основном песками мелкозернистыми, реже присутствуют гальки и щебень местных пород. В тяжелой фракции шлихов (%): гранат – до 45, ильменит – до 18, магнетит – до 11, амфиболы – до 11, пироксен – до 8, циркон – до 7, эпидот – до 6, титаномагнетит – до 2, сфен – до 2, рутил – до 5. В единичных зернах встречается лейкоксен, анатаз, силлиманит, турмалин и др. Кроме того, присутствует крупный ильменит, пироп, золото и алмазы. На реках Арылах-Сене, Бычыкы и Элиетибие аллювий представлен песками с гальками. Петрографический состав крупнообломочного материала (%): кембрийские известняки, сланцы битуминозные окремненные – 64, кремни – 22, кварциты – 4, кварц – 2, халцедон – 2, различные песчаники – 4. Мощность аллювия – до 5 м [58].

В долинах, размывающих кембрийские породы, русловые отложения образованы щебенчато-галечниковым и валунно-галечниковым материалом, состоящим из щебенки и гальки местных карбонатных пород, редкой гальки кремня и кварцитов, а также валунов долерита. Мощность русловой фации на р. Молодо – до 3,5 м, по притокам – до 0,5–2,5 м. Пойменная и старичная фации сложены суглинками, песками, супесями и илами с включением стволов деревьев диаметром 2–3 см. Мощность пойменного аллювия на р. Молодо достигает 6–7 м, в долинах притоков – 2–3 м [62].

В составе галек в зависимости от размываемых отложений преобладают либо мезозойские, либо кембрийские породы. Кремни, кварц и кварциты составляют до 40%. Встречаются единичные гальки долеритов, гранита, гнейса, порфирита, яшмовидных пород, халцедона. В тяжелой фракции шлихов присутствуют (%): рудные минералы – 40–70, гранат – 10–40,

эпидот – 5–20. В меньшем количестве, но постоянно, присутствуют пироксен, лейкоксен, турмалин, спутники алмазов – пироп и (реже) хромдиопсид. Пойменные суглинки на реках Молодо и Сюнгюде содержат клинья льда (ширина 0,7, высота 1,5 м), связанные с современной полигональной сетью. Русловой аллювий почти всех рек района алмазоносен.

В Предверхоянском СР (Б-1-1) к голоцену относятся пойменные и русловые отложения р. Лена и ее притоков. В их составе валунники, галечники, гравийники, пески, алевриты, супеси, суглинки, в прослоях торф, остатки древесины. Максимальная мощность голоценовых отложений на Лене достигает 25 м и более.

Русловая фация р. Лена представлена песком желтовато-серым разнозернистым с прослоями галечника. В составе пойменной и старичной фаций супеси, пески с прослоями торфа и клиньями льда. На остальных реках русловая фация пойм, дна и кос сложена преимущественно галечниками, а пойменная суглинками и супесями. Мощность пойменной фации к востоку заметно убывает. Суммарная мощность современного аллювия на правых притоках р. Лена – до 8 м [58, 65, 60]. На поверхности бечевника, а также на пойме часто встречаются крупные валуны размером до 1,5–2 м.

Петрографический состав галек разнообразный. Большой процент составляют гальки устойчивых пород: кварцитов, кварцевых песчаников. Существенную роль в составе галечников имеют порфиры, составляющие иногда до 30–40% от общего количества. В небольшом количестве присутствуют гранитоиды, аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры, кристаллические сланцы, роговики и др. Резко подчиненную роль играют известняки, мергели, известковистые песчаники.

Основные компоненты шлиха – магнетит и гранат, несколько меньше ильменита, амфиболов и эпидота. Кроме того, присутствуют пироксены, сфен, рутил, лейкоксен, кианит, ставролит, силлиманит, шпинель, корунд, циркон, апатит, турмалин, очень редко хромит, оливин, гематит и лимонит.

В верхней части аллювия высокой поймы найдены кости голоценовых млекопитающих. Последние (определение Б. Е. Гарутта, ГИН) принадлежат к *Capreolus pugargus* Pallas, *Alces americanus* Clinton, *Rangifer tarandus* L., *Cervus canadensis* Erxleben, *Equus caballus*, *Lynx lynx* L., *Ursus arctos* L., *Gulo gulo* L., *Martes zibeline* L., *Canis* sp.(?), *Lepus timidus* L., *Arvicola terrestris* [4].

Отложения поймы содержат многочисленные растительные остатки. На правом берегу р. Лена, у пос. Кюсюр, в скоплениях растительного мусора обнаружены семена (определение Ю. М. Трофимова, ГИН) *Larix dahurica*, *Papaver*, *Carex rostrata*, *Carex driandra* и Cruciferae. Семена *Larix* присутствуют в незначительном количестве [4].

В составе спорово-пыльцевых спектров (определение Р. Е. Гитерман, ГИН) преобладает пыльца древесной растительности современного таежного типа [4].

Л и м н и п а л ю с т р и й (l,pIH) также распространены во всех стратиграфических районах, включают в себя суглинки и супеси илистые, ил, алевриты, глины ленточнослоистые, пески, растительные остатки, в прослоях и линзах – торф и лед, клинья ископаемого льда. Мощность – до 20 м.

В Среднеоленинском СР (А-II-1) лимний и палюстрий приурочены к площадям распространения покровных и элювиально-делювиальных образований. В нижней части толщи залегают илы, пески тонко-мелкозернистые, алевроиты и суглинки с прослоями (0,5–1 см) детрита, линзочками (1–1,5 см) песков среднезернистых и обломками древесины. Слоистость сплошная пологоволнистая (мощность до 4 м). Обычно они перекрываются маломощным (до 1 м) чехлом торфа. В местах распространения элювиально-делювиальных образований лимний представлен преимущественно суглинками [38ф].

В Вилюйском СР (А-II-2) и Предверхоанском СР (Б-I-1) лимний и палюстрий современного этапа аласообразования развит по площади неравномерно. Отложения выполняют мелкие озеровидные понижения на междуречьях, речных террасах и в центральных частях древних озерных котловин. Залегают на размытой поверхности более древних четвертичных образований. В составе отложений в Вилюйском СР суглинки и супеси илестые, илы, алевроиты, глины, пески, растительные остатки, в прослоях и линзах торф, лед, иногда клинья льда. В Предверхоанском СР в составе лимния и палюстрия – суглинки и супеси, в прослоях и линзах торф, растительные остатки, реже – песок. Мощность – до 20 м.

Характерной особенностью является отсутствие во многих разрезах собственно аласной фации (торфяников), что, возможно, служит доказательством незавершенности процесса осадконакопления. На сопредельной с востока территории многочисленные датировки абсолютного возраста из этих образований отвечают второй половине голоцена.

Эолий (vH) развит на поверхности лессоидов в Среднеоленинском (А-II-1) и Вилюйском (А-II-2) стратиграфических районах. Представляет собой суглинки лессовидные, супеси, алевроиты и пески мелкозернистые горизонтально- и косослоистые с растительными остатками, в прослоях – ископаемая почва. Мощность – до 30 м.

В Среднеоленинском СР (А-II-1) эоловые пески и супеси накапливались на бровках и склонах уступов за счет перевевания покровных образований. В разрезе толщи доминируют пески хорошо отсортированные желтовато- и светло-серые, тонко- и мелкозернистые, полевошпат-кварцевые, с прерывистой пологоволнистой слоистостью, с прослоями ископаемой почвы. Поверхность эоловых отложений покрыта растительностью, неровная с невысокими овальными асимметричными буграми и плоскими, со сглаженными бортами, западинами. В настоящее время не развеивается [38ф, 42ф].

Составы спорово-пыльцевых спектров близки друг к другу. Для них характерно преобладание пыльцы древесно-кустарниковой группы (до 74%) и заметное увеличение пыльцы лиственниц (до 40–60%). т. е. в период накопления данных образований в понижениях рельефа были распространены лиственничные редколесья с кустарниковым березово-ольховниковым подлеском, разнотравно-вересковым покровом и сфагновыми болотами, а на водораздельных пространствах преобладала травянисто-кустарничковая растительность [38ф].

В Вилюйском СР (А-II-2) эолий расположен вдоль долины р. Лена, приурочен к разным гипсометрическим уровням. В составе суглинки

лессовидные, супеси, пески и алевриты с прослоями ископаемой почвы. Мощность – до 10 м. Песчаные дюны и дюнные массивы были образованы путем перевеивания средне-верхнелепестовых образований. В настоящее время это заросшие непереваемые накопления [42ф].

### ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Отложения развиты по всей территории листа R-51 во всех стратиграфических районах: Среднеоленинском (А-II-1), Вилюйском (А-II-2), Предверхожанском (Б-I-1) и включают в себя аллювий I надпойменной эрозионно-аккумулятивной и аккумулятивной террас, лимний и палюстрий.

**Верхнее звено, сартанский горизонт–голоцен, нижняя часть нерасчлененные.** Аллювий I надпойменной террасы (a<sup>1</sup>Пsr–Н<sup>1</sup>) представлен галечниками сероцветными, песками разномерными, супесями, суглинками, алевритами, в прослоях – торф, растительные остатки, ил, лед. Мощность – до 15 м. Литологический состав отложений I надпойменной террасы полностью зависит от состава разрушаемых коренных пород. В Среднеоленинском и Вилюйском СР аллювий вмещает крупные и средние россыпные месторождения алмаза, отдельные находки и шлиховые ореолы алмаза и СА.

В Среднеоленинском СР (А-II-1) по долинам рек Муогдан, Далдын и их крупных притоков I надпойменная терраса имеет относительную высоту от 7–12 м, мощность аллювия по долинам рек – 10–12 м, по притокам – 6–7 м.

На правом борту р. Далдын в 1,5 км ниже устья руч. Чорбох в разрезе I надпойменной террасы (линия II, шурф 122) (168) присутствуют:

1) пески глинистые разномерные, полимиктовые с гальками (до 25%). Грубообломочный материал хорошей и средней окатанности – это обломки карбонатных пород с примесью кремней	2,1
2) суглинки льдистые, илистые, однородные, темно-коричневые, с включением торфа	3,5
3) лед (линза)	2,1
4) суглинки илистые темно-серые льдистые	0,8
5) почвенно-растительный слой с корнями деревьев	0,2

Видимая мощность – 8,7 м.

На левом склоне р. Далдын, вблизи устья (линия III, шурф 25) (171) в нижней части разреза мощностью 4,7 м присутствует гравийник (гравия до 50%) с валунами (до 10%) и гальками (до 5%) с песком разномерным полимиктовым в заполнителе. Валунный размер не более 20 см, в основном карбонатных пород, иногда кварцитов. Гальки угловатые уплощенные, в основном местных пород, иногда кремней, кварцитов, долеритов. Гравий хорошей и идеальной окатанности представлен кремнями, долеритами и кварцитами. В верхней части разреза мощностью 2,0 м, – пески глинистые с примесью гравия и галек карбонатных пород, кремней, растительных остатков. Грубообломочный материал составляет до 10–15%. Видимая мощность 6,7 м.

Первая надпойменная терраса р. Муогдан в верхнем течении аккумулятивная, мощность аллювия – до 7 м. Ниже по долине она становится аккумулятивно-эрозионной, ее относительная высота увеличивается до 13 м. В нижней части разреза присутствуют пески полимиктовые, глинистые серые и желтовато-серые, мощностью до 5 м, в верхней – суглинки гумусированные льдистые, мощностью до 2 м [51ф].

Разрез террасы по левому берегу р. Молодо ниже устья р. Барка (т. н. 1845) представляет собой (175):

1) пески коричневые и желтые, книзу обогащенные органикой. В этом слое также встречаются скопления древесных остатков, в том числе березы с сохранившейся на стволах берестой .....	1,5
2) галечники горизонтально- и косослоистые, местами плотно сцементированные, содержат стволы деревьев диаметром до 0,1 м .....	3,5
3) пески серые и желтые льдистые .....	2
4) торф, включающий плохо сохранившиеся древесные остатки .....	0,1

Видимая мощность – 7,1 м.

На берегу, сложенном галечным аллювием террасы, на косе под ее обрывом обнаружены скопления бивней мамонта и челюсть с зубами, принадлежащая мамонту позднего типа, а также кости *Equus caballus* sub. sp.? и *Bison priscus* В о.ж. (определение Э. А. Вангенгейм, ГИН). Все кости обохрены, имеют хорошую сохранность. Нет сомнения в том, что они происходят из ожелезненных галечников террасы. Хорошая сохранность ископаемой фауны позволяет предполагать, что она не претерпела длительного переноса и отвечает позднему неоплейстоцену. Для древесины в обнажении по правому борту р. Молодо (т. н. 1811) (179) получена радиологическая датировка  $8390 \pm 40$  (ГИН-1426) [97ф].

По р. Кютюнгде в отложениях этой террасы (шурф 40) (104) вскрываются:

1) гравийник (35%) галечный (35%) с песчаным заполнителем (30%) светло-бурого цвета. Гальки карбонатных пород (90%), иногда долеритов, кварца, кварцита. Окатанность галечного материала хорошая .....	1,1
2) пески полимиктовые, грубозернистые, с включениями гравия известняков, реже – кварца .....	1,1
3) галечники с песчано-гравийным заполнителем светло-бурого цвета. Гальки в основном карбонатных пород (90%), встречаются долериты, кварц, кварциты. Окатанность галечного материала хорошая .....	1,9
4) пески тонкозернистые, с включением гравия кварца; в многочисленных мелких линзочках – суглинки. Цвет отложений светло-бурый .....	3,7
5) суглинки илистые с рассеянным гравием кварца .....	1,4
6) почвенно-растительный слой .....	0,2

Видимая мощность – 9,4 м.

В долине р. Оленек ширина террасы колеблется от 130 до 700 м. Протяженность фрагментов I террасы достигает 5–7 км; превышение поверхности террасы над уровнем воды – 20–27 м, абсолютная высота поверхности – 30–35 м. Бровка и тыловой шов террасы выражены плохо:

бровка снивелирована, а тыловой шов, как правило, перекрыт делювием склона. Терраса аккумулятивная.

По результатам многочисленных определений СПК (определение Н. В. Ермолаева, ЦКТЭ ПГО «Якутскгеология»), установлено, что начало формирования террасы приходится на конец позднего неоплейстоцена [83ф].

В Виллюйском СР (А-II-2) в долине р. Кыра-Хос-Терюттях ширина первой надпойменной террасы не более 2 км, в низовьях р. Улахан-Хос-Терюттях и в долине р. Пур (Бур) она достигает 6–7 км. Высота первой надпойменной террасы по рекам р. Пур (Бур) и Улахан-Хос-Терюттях составляет 4–5 м, а на более мелких реках – 1,5–2,2 м. Мощность аллювия первой террасы и поймы колеблется от 2,0 м в долинах мелких рек, до 6 м в долинах рек Улахан-Хос-Терюттях и р. Пур (Бур) [96ф].

В долинах р. Молодо и ее притоков (Усунку, Тит-Юряге и др.) по долинам, заложенным в юрских отложениях, аллювий представлен песчано-галечниковыми образованиями. В основании залегает 4–5-метровый слой галечника, состоящий из гравия и гальки с заполнителем из песка темно-желтого разнозернистого. Гальки размерами 1,5–3 см представлены (%): сланцы черные битуминозные – 60, кремни – 20, известняки – 15, кварц, кварцит. На галечнике лежит 5-метровый пласт песков темно-серых, кварц-полевошпатовых, тонкозернистых, неяснокосослоистых, с редкой галькой сланцев и кремней. В поле развития кембрийских пород строение аллювия первой террасы следующее: нижняя часть мощностью 2 м – галечники, в составе которого уже гораздо более значительную роль играют известняки; верхняя часть мощностью до 4 м – это пески сильно глинистые, с прослоями глин и включениями растительных остатков. Мощность аллювия I террасы достигает 10 м [62].

По рекам Муна, Моторчуна и Сюнгуе терраса обычно имеет низкий цоколь (до 3 м), но местами аккумулятивная. В основании разреза русловая фация мощностью до 3 м – галечники с песком желтовато-серым, грубозернистым, слабосортированным, кварцевым. Выше по разрезу пойменная фация мощностью до 12 м – супеси, переслаивающиеся с песками и суглинками, в линзах торф. Общая мощность – до 15 м. В тяжелой фракции шлихов русловой фации (%): ильменит – до 60, гранат – до 50, циркон – до 30; встречаются (1–5%) шпинель, корунд, актинолит, уваровит, пиропы и алмазы [57].

В обрыве террасы высотой 12 м по левому берегу р. Молодо выше устья р. Усунку обнажается (описание снизу вверх):

1) галечники базальные, состоящие из средних и крупных галек и валунов, юрских песчаников, гранитов, эффузивов . . . . .	1,4
2) пески желтые и серые с отчетливой горизонтальной, волнистой и косой слоистостью, в нижней части с примесью гравия и галек . . . . .	4,6
3) пески серые мелкозернистые неясногоризонтальнослоистые и супеси белесые . . . . .	6

Общая мощность 12 м.

В базальном горизонте, в коренном залегании, обнаружен обломок черепа с зубом, принадлежащий мамонту позднего типа, а также нижняя челюсть и берцовая кость лошади *Equus caballus* sub. sp.? (мелкая форма) (определение Э. А. Вангенгейм, ГИН) [97ф].

В отложениях первой террасы р. Сюнгиюде (левый приток р. Молодо) были обнаружены остатки *Bison priscus* var. *deminutus* W. Grom., *Equus caballus* L., *Rangifer tarandus* L., а также *Cervus* sp. (определения Э. А. Вангенгейм, ГИН) [62].

Возраст аллювия I террасы определен по вложению ее в аллювий II надпойменной террасы и по фауне. Такие формы, как *Rangifer tarandus* L. и *Mammuthus primigenius* Blum., отнесены Э. А. Вангенгейм к позднечетвертичному времени, а *Equus caballus* L., *Bison priscus* Woj., *Coelodonta antiquitatis* Blum. очень хорошей сохранности – к самому концу этого времени [31, 32].

Верхний возрастной предел данных отложений определяется сопоставлением с пойменными отложениями, врезанными в них. Все это позволяет отнести вышеописанные отложения к концу позднеплейстоценового времени–началу голоцена [64].

В Предверхоянском СР (Б-I-1) на р. Лена I надпойменная терраса сохранилась в виде останцов среди поймы и сложена песками глинистыми желто-серыми горизонтальнослоистыми. В долине р. Джарджан, в среднем течении аллювий I террасы в основном представлен галечником мощностью 5–6 м. Галечник иногда подстилается и перекрывается песками темно-серыми, почти черными мелко- и среднезернистыми. Ниже по реке терраса целиком сложена песками. В приустьевой части р. Джарджан в аллювии террасы преобладают суглинки бурые, переслаивающиеся с песками. Мощность аллювия – до 15 м.

Первая терраса р. Уэль-Сиктях в нижнем течении сложена песками грубозернистыми, галечниками и валунами, вымытыми из ледниковых отложений. Выше устья р. Курунгнах она сложена песками светло-серыми и серыми с прослоями галечника с валунами верхоянских пород. В верхней ее части залегают крупные линзы торфа. Терраса обычно имеет низкий доколь (0,5–3 м), местами она аккумулятивная.

На р. Куранах-Сиктях аллювий первой террасы представлен галечником с валунами верхоянских пород с прослоями песка грубозернистого. Они залегают на цоколе высотой 2–5 м, сложенном меловыми породами. На остальных реках мощность аллювия не превышает 8 м, разрез его однотипный: нижняя часть (2–4 м) обычно сложена галечниками, редко песками, верх представлен супесями, реже песками и суглинками.

В шлихах I надпойменной террасы р. Лена и ее правых притоков много ильменита (50–60%) и граната (20–30%), присутствуют (1–2%) магнетит, циркон, пироксен, роговая обманка, эпидот.

Для разрезов I надпойменной террасы на сопредельной территории [42ф] получены абсолютные датировки –  $10\ 325 \pm 35$  (ГИН-135),  $9260 \pm 70$  (ГИН-272) и  $7100 \pm 40$  (ГИН-271) и др.

В I надпойменной террасе р. Джарджан найдены остатки *Mammuthus primigenius* (Blum.) позднего типа (определение Э. А. Вангенгейм, ГИН),

позволяющие отнести начало формирования ее аллювия к концу поздне-неоплейстоценового времени [58, 65, 60].

**Неоплейстоцен, верхнее звено, сарганский горизонт–голоцен, нижняя часть.** Лимний и палюстрий (I,plIIIsg–H<sup>1</sup>), имеющие довольно широкое распространение в Предверхоянском СР (Б-I-1), развиты на заболоченных водно-ледниковых и ледниковых отложениях. Это пески мелкозернистые глинистые, переходящие в супеси с большим количеством прижизненно захороненных деревьев и кустарников, торфом. Мощность – до 15 м.

На участках развития подстилающих песчано-галечных отложений состав лимния и палюстрия песчаный, сильно оторфованный. Растительные макроостатки приурочены в основном к основанию разреза и состоят преимущественно из гидрофильных видов – осоки, пушицы, вахты, сабельника, что подтверждает генезис отложений.

Характерный разрез описан по скважине на водораздельной озерной котловине р. Сян-Юрях (192) (описание снизу вверх):

- |   |        |
|---|--------|
| 1) переслаивание торфа темно-бурого, темно-коричневого с плохо разложившимися растительными остатками и глин темно-серых вязких, пластичных, иногда песчанистых с прослоями и линзами торфа темно-коричневого и ила черного ..... | до 9,3 |
| 2) торф бурый с прослоями глин и песков грубозернистых кварцевых темно-серых .....  | до 1,0 |
- Породы льдистые. Нередко в них наблюдаются жилы льда.

Суммарная мощность 10,3 м [60].

Возраст озерных котловин и озерных отложений не древнее поздне-неоплейстоценового. Это объясняется тем, что значительная группа озер возникла на покрове ледниковых, водно-ледниковых поздне-неоплейстоценовых отложений [3ф].

**Верхнее звено, сарганский горизонт–голоцен.** Лимний и палюстрий (I,plIII–H) распространены в Вилюйском СР (А-II-2) и представлены алевритами, суглинками, супесями, глинами илистыми, илами, торфом, реже песками тонкозернистыми. Мощность – до 9 м. Отложения приурочены к полю развития покровных эйкских полигенетических осадков. На левобережье р. Пур (Бур) это торф с прослоями супесей и линзами льда. Торф черный плотный, плохо разложившийся, с резким гнилостным запахом, со значительной примесью алевритового материала и прослойками (1–3 см) супеси и глины темной, голубовато-серой. Лед плотный, однородный, иногда включает тонкие (1–2 см) прослойки глины и ила, издающие затхлый, сероводородный запах. Мощность льда 2–6 м, линзы прослеживаются в пределах обнажений на 50–100 м. Мощность – до 9 м.

Комплекс диатомовых водорослей представительный (59 видов). Подавляющее большинство – это болотные виды родов *Eunotia* Ehr., *Pinnularia* Ehr., *Symbella* Ag., *Gomphonema* Ag. и др. (определение А. М. Белевич). Весь состав диатомей свидетельствует о том, что накопление пород происходило в условиях заболоченного пресного водоема с низким температурным режимом (обнажения 246 (19), 583 (35)).

Спорово-пыльцевые спектры, выделенные из торфа, отличаются от СПК подстилающих эйкских осадков меньшим содержанием недревесной пыльцы, повышенным содержанием спор и полным отсутствием переотложенной дочетвертичной пыльцы (определение М. Н. Ивановой).

Таким образом, в сартанское время происходила смена климата в сторону резкого похолодания, почти полностью затухала аллювиальная деятельность и развивалась болотная аккумуляция. Линзы льда представляют собой полностью промерзшие и впоследствии погребенные мелкие заболочиваемые озера [96ф].

Нижняя возрастная граница накопления лимния и палюстрия определяется временем завершения формирования верхнеплейстоценовой толщи. Поскольку образование этих осадков продолжается и в настоящее время, то их возраст определен как поздний неоплейстоцен–голоцен.

### ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

К нерасчлененным четвертичным образованиям относятся элювиальные, элювиальные и делювиальные, делювиальные и солифлюкционные, коллювиальные образования. Состав их полностью зависит от характера подстилающих пород.

Элювий (е) в Среднеоленском (А-II-1) и Вилюйском (А-II-2) стратиграфических районах занимает плоские поверхности водоразделов. В его составе суглинки, часто с дресвой, щебнем и глыбами подстилающих пород, супеси, иногда с гравием и галькой, глины, пески. Мощность – до 2 м. Вмещают шлиховые ореолы СА.

Делювий и солифлюксий (d, s) в Среднеоленском (А-II-1), Вилюйском (А-II-2) и Предверхолянском (Б-I-1) стратиграфических районах занимает значительные площади на пологих склонах и склонах средней крутизны долин в пределах низкогорного рельефа и денудационных равнин плато Кыстык, в долине р. Оленек, на междуречье Молодо–Муна. Представляет собой суглинки и супеси щебнисто-дресвяные, иногда с галькой и гравием, глыбами и валунами, пески, глины. Мощность – до 10 м. В Среднеоленском и Вилюйском районах вмещают шлиховые ореолы СА.

Элювий и делювий (е, d) в Среднеоленском (А-II-1), Вилюйском (А-II-2) и Предверхолянском (Б-I-1) стратиграфических районах пользуется распространением на пологих участках междуречий в верхних частях склонов средней крутизны. В составе глыбники, щебеночники, дресвяники, суглинки щебнисто-дресвяные, иногда с галькой, глины, супеси, пески. Мощность – до 6 м. В Среднеоленском и Вилюйском районах вмещают шлиховые ореолы золота и СА.

В бассейне р. Оленек в зоне распространения кембрийских и протерозойских карбонатных пород для них типичны следующие разрезы:

1) глины серо-зеленые с плитами (до 0,6 м) известняка . . . . .	3,3
2) суглинки темно-серые тяжелые с обильной щебенкой известняка с обилием корневой растительности в кровле . . . . .	2,7
3) почвенно-растительный слой . . . . .	0,1

В области распространения песчано-глинистых юрских и меловых пород – это обычно суглинки бурые, книзу песчанистые на песках, или суглинки серовато-зеленые, с обилием щебня алевролитов на алевролито-аргиллитовых породах.

Коллювий (с) в Среднеоленинском (А-II-1), Вилюйском (А-II-2) и Предверхоянском (Б-I-1) стратиграфических районах приурочен к крутым обвально-осыпным склонам, включает десерпций. Наиболее широко развит на меридиональном отрезке долины р. Оленек. Это глыбники, щебеночники, дресвяники, валунники, суглинки, супеси, иногда с галькой. Мощность – до 10 м.

Тектоническая активность в конце плиоцена–начале плейстоцена привела к расчленению палеоген-неогеновой поверхности выравнивания, формированию новых генераций врезов и, как следствие, значительной перестройке долинной сети. В позднем плиоцене произошло резкое похолодание климата вплоть до арктического и субарктического и образование многолетней мерзлоты. На фоне прогрессирующего похолодания в течение квартала идет образование элювия, делювия и солифлюксия, элювия и делювия, коллювия.

На пологих поверхностях водоразделов образуется криогенный элювий, что связано с объемно-градиентными напряжениями в породе, вызванными переходами температур через точку замерзания, приводящими к механической дезинтеграции исходного субстрата. Криогенный элювий – это примитивные коры выветривания. Отличается малой изменчивостью минерального состава материнских пород и небольшой мощностью.

На пологих участках междуречий в верхних частях склонов средней крутизны в криолитозоне формируется делювий и солифлюксий в результате воздействия непостоянных безрусловых струйек дождевых и талых вод, осуществляющих плоскостной смыв и вязкопластическое медленное течение грунтов на склонах.

На пологих участках междуречий в верхних частях склонов средней крутизны происходит формирование элювия и делювия на достаточно увлажненных склонах, где обломочный материал насыщен коллоидами, испытывающими колебания объема при изменении влажности. Характерная особенность данных образований – льдистость и вертикальная дифференциация обломочного материала по крупности.

На крутых обвально-осыпных склонах образуется коллювий в результате перемещения продуктов выветривания вниз по склону под действием гравитации на незакрепленных растительностью горных склонах.

---

---

## МАГМАТИЗМ

Магматические образования на изученной территории имеют сравнительно небольшое распространение и представлены раннепротерозойскими, рифейскими, вендскими, среднепалеозойскими и мезозойскими интрузиями кислого, основного, щелочно-ультраосновного (кимберлиты) составов. Заметно преобладают триасовые базальтоиды, слагающие площади в центральной части листа. Территориально с ними связаны поля кимберлитов. Интрузии гранитоидов обнажены резко локально.

### Раннепротерозойские магматические образования

Представлены главным образом субщелочными габброидами и гранитоидами. Наиболее древними являются субщелочные габброиды, вскрытые скв. Ан-1 (16) на глубине 620 м [319] на крайнем юге листа R-51 (Мунский погребенный массив). Скважина «прошла» по массиву 66 м. Вскрытая часть массива выполнена светло-серыми с красноватым оттенком среднекрупнозернистыми породами с габбровой структурой. Верхние 50 м сложены крупно- и грубозернистыми породами пегматоидного облика, нижние 16 м представлены крупно- и среднезернистыми базитами со слабопроявленной расслоенностью, обусловленной чередованием лейкократовых и меланократовых полос. По химическому составу магматиты Мунского массива относятся к основным породам щелочного ряда при содержании суммы щелочей от 4,28 до 8,45%, по минеральному составу близки к лампрофирам. Главными минералами являются натриевый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, амфибол и биотит, второстепенными – магнетит, апатит, хлорит, кварц и кальцит. Возраст пород, по результатам Rb-Sr анализа, составляет  $2326 \pm 7$  млн лет.

В бассейне р. Сололи [38ф] в породах нижнепротерозойской эекитской серии установлены мелкие штоки и пластовые тела метариолитов, не выражающиеся в масштабе карты. По ряду признаков они наиболее близки к риолитовой формации [75]. Размеры штоков варьируют от первых метров до 30 м в поперечнике, мощность пластовых тел не превышает 5 м. С ними пространственно ассоциируют комагматичные металавы и метатуфы в составе эекитской серии, которые также описаны в бассейне р. Сололи.

Штоки и пластовые тела сложены однообразными массивными светло-розовато-серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми риолитами афирового и порфирирового строения. В составе вкрапленников, содержание

которых достигает 8%, отмечены калиевый полевой шпат, плагиоклаз (альбит № 9–12), кварц. Микрозернистая основная масса микроаллотри-аморфнозернистой и фельзитовой структуры со следами бластеза представлена теми же минералами. Акцессорные минералы достаточно редки и представлены апатитом, реже цирконом. В составе тяжелой фракции протолочек, кроме того, установлены пирит, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит. Вторичные новообразования представлены чешуйками хлорита и серицита, реже графита.

Из-за локального распространения субщелочных габброидов и метариолитов, их слабой геологической и радиоизотопной изученности, выделение данных образований в ранге магматических комплексов представляется преждевременным.

**Экитский комплекс гранитовый** ( $\gamma PR_1e$ ) образуют интрузии кислого состава. Закартированы они по левому борту р. Буор-Экит (Верхнеэкитский выступ Сололийского поднятия) и представлены крупными батолитоподобными массивами, сложенными гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, сиенит-диоритами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами (табл. 9; 10; 11). Наиболее крупный массив – Ортокинский, менее крупные тела – массив горы Осор-Хаята (Осор-Хаятинский) и Сололийский. В 2003 г. граниты (табл. 11) также были вскрыты тремя скважинами на глубинах 87–247 м в нижнем течении р. Муогдан, между устьями рек Экябиль и Салабын (Салабынский массив) [39ф]. Наиболее северный выход гранитов был установлен геологами ОАО «Нишне-Ленское» в 2009 г. на междуречье Олонгдо и Неккю (бассейн р. Келимяр), на северо-восточном побережье оз. Арбангда (Арбангдинский массив). По формационной принадлежности образования комплекса наиболее близки к формации гранитных батолитов.

Интрузивные тела комплекса сложены образованиями двух фаз. Породы первой фазы распространены наиболее широко и представлены главным образом гранитами, реже гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и сиенит-диоритами. В составе второй фазы – граносиениты, кварцевые сиениты. Жильная фаза, которую некоторые исследователи выделяли в самостоятельную третью фазу [37ф, 38ф], представлена аплитами, гранит-аплитами и пегматитами.

Граниты первой фазы ( $\gamma PR_1e$ ) образуют крупные батолитоподобные тела (размеры Ортокинского массива 12–20×45 км) и представлены светло-серыми, серыми, розовато-серыми, желтоватыми средне- и крупнозернистыми, часто порфиroidными породами. Вкрапленники (0–20%) образованы микроклином (6–12 мм). Основная масса породы сложена калиевым полевым шпатом (31–36%, микроклин, редко ортоклаз), плагиоклазом (25–30%, олигоклаз № 12–26), кварцем (22–32%), биотитом (3–10%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, муассанитом, магнетитом, реже турмалином и монацитом, отмечаются гранат, пирит, арсенопирит. У порфировых разновидностей несколько иной состав. Содержание микроклина заметно выше (36–44%), плагиоклаза – меньше (16–20%), биотита (3–10%). В составе тяжелой фракции протолочек отмечены циркон, апатит, гранат, турмалин, пирит, арсенопирит, монацит,

## Химические составы гранитоидов экинского комплекса, %

Номер пробы	Окислы												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп	Σ
<b>Граниты 1-й фазы</b>													
<b>414-1 (83)</b>	65,90	0,78	14,22	0,14	4,55	1,45	0,10	2,20	2,10	2,63	4,54	2,17	100,27
<b>54-303</b>	67,73	0,48	14,25	0,07	3,00	1,01	0,02	2,17	2,09	2,70	5,37	0,56	99,46
<b>57-356 (83)</b>	68,12	0,79	14,41	0,12	3,40	1,76	0,03	1,46	1,69	2,72	4,71	0,4	99,61
<b>2288 (83)</b>	68,35	0,46	15,01	0,07	3,71	0,66	0,06	1,35	2,51	2,90	4,35	1,01	100,57
<b>2</b>	69,50	0,16	15,68	0,27	1,46	1,79	0,04	0,34	0,97	2,04	8,04	–	101,29
<b>Граниты 2-й фазы</b>													
<b>1</b>	70,36	0,40	14,89	0,22	1,97	2,59	0,05	1,53	0,93	2,65	5,14	–	100,73
<b>1185</b>	70,57	0,61	14,10	0,25	3,21	1,18	0,07	0,76	1,46	2,53	4,52	0,61	99,67
<b>4</b>	73,00	0,22	14,24	0,15	1,86	2,19	0,04	0,34	0,79	2,98	5,14	–	100,95
<b>3</b>	73,10	0,24	13,62	0,15	1,58	2,49	0,05	0,52	0,93	3,42	4,65	–	100,75
<b>Выветрелые граниты</b>													
<b>51-283</b>	68,32	–	16,40	0,01	0,40	0,19	–	0,04	–	0,33	13,87	0,41	99,97
<b>51-282</b>	72,70	0,04	14,51	0,03	0,80	0,30	–	0,29	–	–	10,81	0,48	99,96

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт Б. Р. и др. [338], в которой авторы делают следующие ссылки: анализы **414-1**, **2288** и **1185** цитируются по А. А. Красильщикову и А. Н. Вишневному (1963 г.), анализы **1**, **2**, **3** и **4** заимствованы из рукописных работ Н. А. Цейдлер, Ю. Н. Минаевой, анализы **54-303** и **51-283** выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР (аналитики Л. М. Егорова, Е. М. Изотова, З. А. Корякина, М. А. Слепцова и Л. М. Шеина. Анализ **57-356** выполнен в химической лаборатории аналитиком О. Н. Поповой, образцы **414-1**, **2288** и **57-356** отобраны на горе Осор-Хаята, обр. **54-303** – на водоразделе рек Ортоку-Эекит и Хотугу-Эекит, обр. **2** – на водоразделе рек Ортоку-Эекит и Согуру-Эекит, обр. **3** и **4** – на водоразделе рек Сыгынахта и Ортоку-Эекит, обр. **1** – в верховье р. Согуру-Эекит, обр. **1185** – р. Ортоку-Эекит, обр. **51-282** и **51-283** – в верховье р. Ортоку-Эекит.

## Химические составы пород ряда габбро–гранодиорит, % (экицкий комплекс, первая(?) фаза)

Номер пробы	Оксиды												
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	ппп	Σ
<b>Габбро (ксенолиты в кварцевых диоритах)</b>													
<b>58-359/27</b>	46,38	0,94	23,41	0,16	7,33	1,51	0,10	6,53	4,99	3,34	4,58	0,10	100,11
<b>58-359/26</b>	50,26	0,91	22,12	0,14	6,46	1,62	0,09	5,62	3,55	4,28	4,85	0,22	100,12
<b>58-359/1</b>	51,90	0,79	21,57	0,17	5,21	1,34	0,08	4,24	6,71	5,04	2,66	0,7	100,41
<b>Кварцевые габбро</b>													
<b>5-1в</b>	56,25	0,82	16,89	0,18	6,82	1,06	0,09	5,22	7,64	2,84	2,52	–	100,33
<b>5-2б</b>	56,40	0,78	16,94	0,17	7,13	0,92	0,06	5,71	4,77	2,51	1,83	2,69	99,91
<b>65-440</b>	56,62	0,79	17,00	0,06	5,50	3,30	0,09	4,73	4,73	2,46	1,65	2,85	99,85
<b>5-2а</b>	56,71	0,80	16,84	0,18	7,03	0,65	0,09	5,08	7,44	2,73	2,53	–	100,08
<b>5-1а</b>	56,96	0,82	16,49	0,18	6,64	0,03	0,10	3,77	7,93	2,87	2,54	2,32	100,65
<b>64-437</b>	57,05	0,75	15,86	0,22	6,41	1,70	0,16	4,86	6,82	2,60	2,40	1,23	100,06
<b>5-1д</b>	57,40	0,74	16,48	0,19	7,27	1,20	0,05	5,53	3,45	2,07	2,77	2,70	99,85
<b>Кварцевые диориты</b>													
<b>61-380</b>	58,22	0,86	15,42	0,16	5,50	3,14	0,07	4,27	6,17	2,81	2,21	1,35	100,18
<b>59-360</b>	59,09	0,84	15,34	0,19	5,80	2,74	0,07	3,32	4,50	2,53	3,67	1,53	99,62
<b>59-358</b>	62,95	0,62	16,81	0,26	3,81	0,73	0,04	2,04	3,45	3,29	4,25	1,56	99,81
<b>62-386</b>	63,64	0,62	15,02	0,18	4,50	1,81	0,07	2,28	2,15	2,29	3,67	3,27	100,36
<b>Гранодиорит</b>													
<b>64-442</b>	65,52	0,62	14,72	0,09	4,00	1,72	0,04	2,66	2,84	2,91	4,84	0,40	100,36

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт и др. (1979 г.), в которой авторы делают следующие ссылки: все анализы (кроме **64-437** и **59-358**) выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР (г. Якутск) (в настоящее время – ИГАБМ СО РАН, прим. авт.) аналитиками Л. М. Егоровой, Е. М. Изотовой, З. А. Корякиной, М. А. Слепцовой и Л. М. Шейной. Анализы **64-437** и **64-358** выполнены в химической лаборатории того же института аналитиком О. М. Поповой. Места взятия образцов: **58-359/27**, **58-359/26**, **58-359/1**, **58-358** и **59-360** – водораздел р. Сололи и руч. Хотугу-Экикт, все образцы кварцевого габбро, а также гранодиорит обр. **64-442** взяты из обнажения по р. Сололи в 16 км выше устья, обр. **62-386** – правый приток р. Сололи в 20 км выше ее устья.

**Результаты химического анализа пород гранитоидного массива, вскрытого скважинами 207, 208, 209 на южном фланге Салабынского выступа**

Номер скважины	Номер пробы	Глубина, м	Наименование 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	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	ппп	Сумма
207	207/1 (23)	62,0	Кварцевый диорит	50,800	0,610	16,060	0,704	3,740	0,140	1,690	11,560	1,860	3,630	0,330	<0,250	7,040	0,800	98,96
207	207/2 (23)	67,0	Гранодиорит	75,400	0,070	13,460	0,347	0,570	<0,010	0,130	0,830	4,470	2,460	<0,050	<0,250	<0,200	0,800	98,54
207	207/3 (23)	75,0	Кварцевый диорит	63,500	0,590	16,730	0,688	3,880	0,050	2,370	3,190	2,750	3,820	0,260	<0,250	<0,200	0,690	98,52
207	207/4 (23)	83,0	Пегматит	72,100	0,070	14,000	0,228	0,650	0,023	0,130	0,380	7,700	2,660	<0,050	<0,250	<0,200	0,700	98,64
208	208/1 (23)	96,0	Кварцевый диорит	64,800	0,540	15,030	1,418	2,440	0,023	1,130	1,060	9,250	0,160	<0,050	<0,250	0,700	1,980	98,53
208	208/2 (23)	100,5	Гранит-пегматит	83,000	0,090	9,660	0,378	0,470	<0,010	0,190	0,130	1,740	1,080	<0,050	<0,250	<0,200	1,770	98,51
208	208/3 (23)	106,0	Кварцевый диорит	62,800	0,620	16,700	1,736	4,890	0,019	1,500	0,620	5,100	1,110	0,230	<0,250	<0,200	3,270	98,59
208	208/4 (23)	114,0	Гранит-пегматит	77,800	0,060	10,800	0,347	0,570	0,010	0,250	0,500	7,510	0,100	<0,050	<0,250	0,350	0,740	99,04
209	209/2 (25)	167,0	Долерит	48,800	1,220	15,590	2,852	8,700	0,170	7,310	10,440	0,510	2,320	0,140	<0,250	<0,200	0,610	98,66
209	209/3 (25)	170,0	Долерит	49,300	1,170	15,500	2,701	8,620	0,180	7,440	10,630	0,470	2,250	0,130	<0,250	<0,200	0,590	98,98
209	209/4 (25)	231,0	Кварцевый диорит	62,600	0,630	15,830	1,702	5,460	0,180	2,120	0,310	3,700	0,110	0,100	<0,250	1,410	4,360	98,51
209	209/5 (25)	235,0	Кварцевый диорит	64,400	0,560	14,660	1,476	5,250	0,120	2,060	0,630	3,510	0,140	0,080	<0,250	1,500	4,160	98,55
209	209/6 (25)	240,0	Кварцевый диорит	64,700	0,620	15,930	1,538	4,240	0,080	1,940	0,190	4,590	0,250	<0,050	<0,250	0,530	3,940	98,55
209	209/7 (25)	243,0	Пегматит	71,500	0,050	12,930	<0,100	0,570	0,039	<0,100	2,120	7,560	1,000	<0,050	<0,250	1,670	1,080	98,52
209	209/8 (25)	246,0	Кварцевый диорит	64,600	0,540	14,800	1,286	5,250	0,200	1,810	0,310	4,080	0,280	0,070	<0,250	1,670	3,660	98,56

Примечание. Все анализы заимствованы из отчета по объекту «Приленский», Кирий А. Н. и др. [39ф].

рутил, анатаз, галенит, сфалерит, касситерит, в катаклазированных гранитах отмечаются турмалин, касситерит, арсенопирит, галенит, шеелит, вольфрамит, топаз, флюорит. Биотитовые гранодиориты связаны с гранитами постепенными переходами. Породы сложены плагиоклазом (54–66%, андезин № 34), калиевым полевым шпатом (6–15%, микроклин), кварцем (15–25%), биотитом двух генераций (6–12%). Кварцевые диориты и диориты среднезернистые темные, коричневатые, зеленовато-серые породы, сложенные плагиоклазом двух генераций (55–65%, андезин № 36–38 и андезин № 31–32), калиевым полевым шпатом (до 1%, микроклин), кварцем (1–10%), биотитом (10–20%), роговой обманкой (1–3%), пироксеном (1–5%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и магнетитом. Кварцевые лейкократовые, биотитовые сиенит-диориты – розовато-серые, неяснопорфировидные породы с вкрапленниками микроклина и плагиоклаза (андезин № 33–34). Основная масса представлена плагиоклазом (олигоклаз № 28), ортоклазом, биотитом и кварцем. Реже присутствует гиперстен, иногда биотит полностью преобладает над кварцем, и порода постепенно переходит в сиенит-диориты с плагиоклазом № 35–38. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, титаномагнетитом. В составе тяжелой фракции протолочек отмечены флюорит, молибденит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, пирит, гранат, турмалин, монацит, в порфировых разностях, кроме того, встречаются анатаз, галенит и касситерит. Некоторые исследователи в составе первой фазы отмечают породы типа кварцевого габбро, а в ксенолитах – габбро.

Граносиениты и кварцевые сиениты второй фазы ( $\gamma\zeta PR_1e$ ) слагают мелкие штоки, дайки и жильные тела северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углом 40–80°, незначительной мощности (0,2–3,0 м), секущие гранитоиды первой фазы. Это лейкократовые мелкозернистые породы, состоящие из микроклина (55–70%), плагиоклаза (10–18%, альбит № 8, в граносиенитах – андезин № 32, 12–25%), кварца (12–18%), биотита и мусковита. В лейкократовых разностях содержание микроклина понижается до 42–44%, кислого плагиоклаза № 12–20 повышается до 15–25%, кварца до 32–40%, содержание биотита не превышает 1%. Среди акцессорных минералов преобладают апатит и циркон, в меньших количествах встречаются монацит и ксенотим, в составе тяжелой фракции протолочек, кроме этого, встречены турмалин, колумбит, рутил, анатаз, брукит, арсенопирит, халькопирит, ильменит, магнетит.

Аплиты и гранит-аплиты жильной фазы ( $aPR_1e$ ) образуют мелкие жилы и прожилки мощностью 0,15–2,0 м, секущие жилы второй фазы, смещая последние в узлах пересечения на несколько метров. Простирание жил аплитов северо-западное, приближающееся к субширотному, падение преимущественно на север под углом 10–30°. Это розовато-серые мелкозернистые породы со значительным количеством алмадина. В составе тяжелой фракции протолочек отмечены циркон, апатит, гранат, турмалин, рутил, пирит, галенит, арсенопирит, монацит, магнетит, анатаз, пирит, халькопирит, редко касситерит. Пегматиты – грубозернистые породы, состоящие из кристаллов микроклина (до 10 см) и полосчатого кварца, выделяются столбчатые кристаллы черного турмалина и мусковита

до 10–12 см в поперечнике. Пегматоидные биотитовые граниты – серые породы с участками пегматитов с графической структурой, иногда красные крупно- и грубозернистые породы с чешуйками биотита и мусковита (до 3 см). В составе преобладает микроклин, в меньшей степени – кислый плагиоклаз и кварц. Местами прослеживаются участки, сложенные пильменными гранитами, в которых розовато-красный полевой шпат вместе с темно-серым кварцем образует графический агрегат. В составе тяжелой фракции протолочек встречены касситерит, молибденит, арсенопирит, турмалин, апатит, циркон.

Гранитоиды комплекса по петрохимическому составу (табл. 9) относятся к нормальному ряду, для них характерна слабая дифференцированность и гомодромная направленность от диоритов до лейкогранитов, низкое содержание глинозема – 14,5%. С увеличением кремнекислотности ( $\text{SiO}_2$  – от 61,7 до 75,2%) закономерно увеличивается содержание щелочей при резком преобладании калия над натрием. Типоморфными элементами гранитоидов являются (г/т): Sn, W, Be – 20, Nb – 50, Zr – 400, Sc – 20; пегматитов: Sn – 20, Nb – 100, Li – 200, Ge – 1000, Y, Yb – 100, La – 500, U – 11,7.

Для гранитов характерны процессы интенсивного метасоматоза. Метасоматиты представляют собой породы, состоящие из обломков зерен полевого шпата, погруженных в мельчайший агрегат, состоящий из новообразований кварца, хлорита, серицита и рудного минерала. Более глубоко измененные породы представляют собой типичные микрозернистые вторичные кварциты. В составе тяжелой фракции протолочек отмечены циркон, галенит, арсенопирит, сидерит, касситерит, сфалерит, пирит, церуссит, каламин, апатит, рутил, анатаз.

Образования комплекса прорывают метаморфические породы экитской серии, перекрываются осадочными отложениями пермского, триасового возрастов. Радиологические определения возраста биотитовых гранитов первой фазы калий-аргоновым методом по валу –  $1793 \pm 54$  млн лет,  $1735 \pm 45$  млн лет [38ф], биотита из биотитовых гранитов первой фазы тем же методом – 1781, 1786, 1895, 1935, 1943, 2012 млн лет [44ф]. Определения возраста кварцевых сиенит-диоритов второй фазы калий-аргоновым методом по валу –  $1913 \pm 10$  млн лет, 1983 млн лет [38ф], пегматитов по мусковиту тем же методом по валу –  $1913 \pm 10$  и 1983 млн лет [355]. Определения методами (U-Pb по циркону) абсолютного возраста гранит-порфиров с побережья оз. Арбангда (43), полученные в ЦИИ ВСЕГЕИ, дают датировки не древнее  $1668 \pm 48$  Ма. Более молодые датировки образцов этих же гранит-порфиров –  $1383 \pm 39$  Ма – отвечают времени формирования цирконовой оболочки и связаны с развитием среднетемпературного метаморфизма. Возраст в  $2012 \pm 30$  Ма замерен в ядре кристалла циркона и соответствует возрасту протолита, где генерировалась магма. Датировки теми же методами еще одной разновидности магматических пород, встреченных в развалах на побережье оз. Арбангда (43) и условно отнесенных к долеритам, дают значение  $2053 \pm 24$  Ма, что, видимо, соответствует возрасту собственно долеритов, а датировки  $2012 \pm 17$  Ма и  $2020 \pm 40$  Ма обусловлены процессами метаморфизма или метасоматоза(?),

приведших к образованию на цирконах тонких внешних оболочек. Все геологические данные и радиологические определения не противоречат раннепротерозойскому возрасту гранитоидов комплекса, который принят всеми исследователями.

Металлогеническая специализация гранитоидов проявлена слабо и выражена в повышенном содержании редких металлов (олово и ниобий, реже молибден и вольфрам) в гранитах первой фазы, процессы катаклаза сопровождаются значительным привнесом гидротермального кварца и несут оловянно-вольфрамовое и свинцово-цинковое оруденение, реже ураново-серебряную минерализацию.

Гранитоидные тела экитского комплекса сформированы на периферии древней Сибирской платформы в позднеорогенную стадию раннепротерозойской складчатости в условиях активной континентальной окраины с наложенными позднее метаморфическими процессами, произошедшими в условиях древней платформы.

### **Рифейские магматические образования**

**Уэтгяхский комплекс долеритовый ( $\beta$ RF<sub>2u</sub>).** Образования, отнесенные к данному комплексу, слагают крупный одноименный силл, выходящий на поверхность от р. Сололи на севере до р. Кютюнгде на юге полосой протяженностью более 60 км при мощности около 100–150 м. Помимо силла, сложенного долеритами, реже кварцевыми долеритами, отмечены цепочки долеритовых даек.

Уэтгяхский силл приурочен к границе между доломитами кютюнгдинской свиты нижнего рифея и известняками и песчаниками нижнеарымасской подсвиты среднего рифея. Местами в зоне сочленения всех трех геологических образований установлены покровно-осадочные образования уэтгяхской толщи. С юго-востока силл прорывает разные горизонты отложений кютюнгдинской свиты, на северо-востоке перекрывается пермскими отложениями. Достоверных фактов прорывания песчаников арымасской свиты не установлено; более того, некоторые исследователи [338] считают данное тело мощным эффузивным покровом, с «холодным» контактом пород пластового тела с перекрывающими туфоалевролитами и известняками арымасской свиты (верхнее течение р. Дебенгде). Однако проведенные позднее геологосъемочные работы показали сомнительность этих выводов. Наиболее вероятно, что рассматриваемое пластовое тело является силлом, внедрившимся в верхние горизонты кютюнгдинской свиты. На рубеже кютюнгдинского и арымасского времени перекрывающие отложения кютюнгдинской свиты местами были размыты, и песчаники арымасской свиты отлагались на поверхность силла. Это мнение подтверждается в наиболее поздней совместной публикации геологической службы АК «АЛРОСА», ИЗК СО РАН и зарубежных организаций [353]. Пластовое тело уверенно картируется на всем протяжении, в ряде обнажений достоверно установлен дискомфортный характер нижней границы силла. В краевых верхних частях силл сложен такситовыми мелкозернистыми долеритами, в центре – крупнозернистыми долеритами, близ подошвы – габбродолеритами

со шлировыми сегрегациями крупнозернистых пород. В зоне эндоконтакта в верхней части силла проявлена маломощная «зона закалки», где развиты очень плотные тонкозернистые слабонаскристаллизованные базальты с интерсертальной структурой основной массы. В эндоконтакте даек развиты темно-серые, до черных пиритизированные долериты мощностью 0,3–0,5 м. Экзоконтактовые изменения доломитов и известняков кютюнгинской свиты выражены в появлении доломитовых и известковых мраморов, насыщенных кубиками и линзочками пирита.

Принадлежность интрузивных образований уэттахского силла, пространственно ассоциирующихся с ними долеритовых даек и базальтовых покровов к единому магматическому комплексу, не вызывает сомнения у большинства исследователей (табл. 12, 13). Это подтверждается общностью петрографического и петрохимического составов, локализацией всех тел в едином, четко выраженном ареале.

Долериты, слагающие основную массу силла, представляют собой полнокристаллические породы офитовой, габбро-офитовой и интерсертальной структуры. Породы состоят (%) из плагиоклаза (50–60, лабрадор № 55–68, в некоторых разностях андезин № 38–42), клинопироксена (25–30, авгит), рудного минерала (5–8), калиевого полевого шпата (1–2). Плагиоклаз в измененных разностях замещается соссюритом, хлоритом и карбонатом. Август замещается роговой обманкой и хлоритом. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и сфеном. В составе тяжелой фракции протолочек, кроме того, отмечены магнетит, ильменит, пирротин, пирит, рутил, гранат, галенит, арсенопирит.

Кварцевые долериты представляют собой крупнокристаллические породы, в составе которых преобладают клинопироксен и плагиоклаз, среди акцессорных минералов отмечены апатит, ильменит, титаномагнетит, циркон и бадделлит [350].

Мелкие дайки долеритов мощностью до 5 м образуют цепочки протяженностью до 1,5 км. Дайки сложены темно-серыми до черных долеритами, более раскристаллизованными в центре с миндалинами (до 2 см) кальцита и цеолитов. Реже отмечаются более крупные дайки мощностью до 20 м и более и протяженностью до 1,5–2 км, сложенные однообразными долеритами «свежего» облика.

Покровные образования в составе уэттахской толщи сложены массивными черными базальтами мощностью в первые метры в нижней части толщи, сменяющиеся в верхней части тонкозернистыми базальтами с порфировой структурой и раскристаллизованными более светлыми долеритами.

Петрохимические черты комплекса характеризуются нормальной щелочностью, низким и умеренным содержанием глинозема, титана. Содержание элементов примесей в породах комплекса (г/т): Ni – 133, Co – 45, V – 326, Sc – 30, Zn – 105, Cu – 167, Pb – 4,3, Sn – 2,2, Ge – 1,4, B – 13,8, Sr – 58, Ba – 410, Li – 23, Rb – 27, Zr – 80, Y – 50 (табл. 13, 14).

Нижняя возрастная граница комплекса принимается по фактам прорывания доломитов кютюнгинской свиты, верхняя сопоставляется с уровнем нижней границы арымасской свиты, перекрывающей образования комплекса. Радиологические определения возраста долеритов калий-

## Химический состав пород Уэттяхского силла (уэттяхский комплекс), %

Окислы Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S <sub>общ.</sub>	F	Σ
<b>Безоливиновый призматически-офитовый габбродолерит из нижней части силла</b>															
К-9-1а	47,87	2,28	13,84	0,21	8,88	4,37	0,15	6,76	8,54	3,59	0,77	2,55	не обн.	0,06	99,87
К-9-1в	47,94	2,34	14,49	0,19	7,51	4,10	0,18	7,18	7,73	3,77	0,92	3,05	не обн.	не обн.	99,40
К-9-1г	48,99	2,20	13,75	0,08	7,57	5,63	0,20	6,84	7,69	3,71	1,14	2,58	не обн.	не обн.	100,38
<b>Безоливиновый кварцодержащий габбро-долерит с призматически-зернистой структурой из нижней части силла</b>															
К-9-1б	53,92	2,99	12,27	0,26	6,61	6,89	0,28	4,27	5,90	3,66	1,36	1,97	0,03	0,09	100,50
<b>Безоливиновый субофитовый габбродолерит из центральной части силла</b>															
К-9-1е	4,46	2,10	14,50	0,18	8,74	3,92	0,18	6,91	8,13	3,59	0,74	2,63	0,02	0,13	100,23
<b>Безоливиновый пойкилофитовый долерит из центральной части силла</b>															
К-9-1д	47,95	1,88	14,46	0,15	7,34	4,92	0,12	8,91	6,80	3,39	0,68	2,76	не обн.	0,06	99,42
К-9-1ж	50,44	2,39	13,56	0,22	8,99	4,19	0,16	6,25	9,25	2,33	0,55	1,50	0,03	не обн.	99,86
<b>Безоливиновый пойкилофитовый долерит из верхней части силла</b>															
К-9-1и	49,18	2,38	14,40	0,22	6,06	7,12	0,15	6,48	9,84	2,39	0,43	1,07	0,03	0,08	99,83
К-9-1к	48,76	2,35	14,37	0,19	7,55	5,54	0,12	6,16	7,86	3,50	1,52	2,46	0,06	0,12	100,56
Среднее	49,28	2,32	13,96	0,19	7,69	5,19	0,17	6,64	7,97	3,33	0,90	2,29	0,02	0,06	100,01

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт Б.Р. и др. [338] и выполнены в химлаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиком В. В. Гамяниной.

## Химический состав пород базальтового покрова уэтгяхской толщи, %

Номер пробы	Окислы																
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O+	S <sub>общ.</sub>	CO <sub>2</sub>	F	ппп	Σ
<b>Безоливиновый офитовый базальт из нижней части покрова</b>																	
<b>К-5-2а</b>	49,81	2,29	14,09	0,22	8,81	4,52	0,16	5,85	9,88	2,35	0,49	1,35	0,04	0,41	0,06		100,33
<b>С-9-8а (69)</b>	50,76	2,26	14,21	0,28	10,97	1,81	0,18	6,35	7,82	2,59	0,66					0,52	98,41
<b>С-9-8б (69)</b>	50,40	2,24	14,39	0,26	11,67	1,00	0,17	6,76	7,81	2,59	0,63					0,46	98,38
<b>С-10-3а (69)</b>	49,70	2,29	13,98	0,27	10,12	2,79	0,18	6,46	9,62	2,27	0,65					0,60	98,93
<b>Безоливиновый пойкилоофитовый базальт из центральной части покрова</b>																	
<b>К-5-2ж</b>	49,91	2,57	13,95	0,20	6,98	6,75	0,18	6,36	9,69	2,51	0,62	0,82	не обн.	не обн.	не обн.		100,54
<b>К-4-1а</b>	50,14	2,30	14,00	0,20	8,53	4,63	0,16	6,40	9,80	2,48	0,65	0,83	0,02	не обн.	не обн.		100,14
<b>С-9-8а (69)</b>	48,86	2,34	14,28	0,24	9,99	3,34	0,20	6,45	10,08	2,10	0,53					0,56	98,99
<b>С-9-8б (69)</b>	49,86	2,34	14,14	0,26	8,80	4,29	0,18	5,72	9,77	2,49	0,67					0,66	99,18
<b>С-10-3г (69)</b>	49,02	2,35	14,45	0,28	7,10	5,75	0,16	6,25	10,15	2,34	0,50					0,91	99,26
<b>Безоливиновый офитовый базальт из верхней части покрова</b>																	
<b>К-2-1б</b>	50,90	2,50	13,93	0,21	6,79	4,13	0,27	3,22	10,78	2,53	0,56	0,59	0,01	2,46	не обн.		100,15
<b>К-2-1е</b>	48,86	2,30	13,80	0,20	8,01	5,72	0,20	5,69	10,09	2,34	0,51	1,55	0,02	0,68	не обн.		99,97
<b>С-10-4а (69)</b>	49,24	2,40	14,87	0,23	10,26	2,20	0,24	6,30	9,99	2,27	0,50					0,81	99,31
<b>С-10-4б (69)</b>	47,89	2,38	13,79	0,27	8,90	4,41	0,19	6,52	11,28	2,40	0,53					0,87	99,43
<b>Среднее по всем породам</b>																	
	49,69	2,33	14,10	0,24	8,78	4,18	0,18	5,92	9,80	2,28	0,58					1,36	99,44

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт и др. [338]: анализы **К-5-2а**, **К-5-2ж**, **К-4-1а**, **К-2-1б** и **К-2-1е** выполнены в химической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиком В. В. Гамяниной. Остальные анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиками Л. М. Егоровой, З. А. Корякиной, Л. М. Шеиной. Содержание закисного и окисного железа определено М. А. Сивцевой.

аргоновым методом по валу – 1090 млн лет [61],  $1366 \pm 44$  млн лет [230],  $1312 \pm 15$  млн лет [38ф], уран-свинцовым методом по бадделеиту из кварцевого долерита  $1473 \pm 24$  млн лет [350],  $1473 \pm 24$  млн лет [353]. Возраст комплекса может быть как ранне-, так и среднерифейский. До получения большего массива современных радиоизотопных датировок возраст комплекса принимается как среднерифейский.

По мнению Б. В. Олейникова [229], породы комплекса являются производными толеитовой магмы, сформированные в 100–150 м от поверхности и относятся к габбро-долеритовой формации. Базальты и туфы покровных образований появились в подводных условиях в результате вулканических извержений центрального типа, которые, вероятнее всего, были приурочены к плечу крупного древнего рифтового трога на окраине Сибирской платформы.

### Вендские магматические образования

Рассматриваемые образования были выделены в 1974 г. В. Л. Масайтисом под названием хорбусуонский комплекс. Позднее, при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [37ф, 38ф, 84ф, 81ф] сведения о них были расширены, получены существенно новые материалы, уточнен возраст, состав, что позволило выделить данные образования как монгусский комплекс [190].

**Монгусский комплекс трахибазальт-трахитовый ( $\tau\beta V_2m$ ).** Породы комплекса развиты в сводовой части Сололийского поднятия (бассейн среднего течения р. Хорбусуонка, верхнего течения рек Керсюке и Оркекет, среднее течение р. Сололи). Представлены они субвулканическими, жерловыми образованиями (некками) и трубками взрыва.

Субвулканические образования выполняют редкие, не выражающиеся в масштабе карты штоки, силлы и дайки. Штоки сложены с и е н и т - п о р - ф и р а м и ( $\xi\pi V_2m$ ) и кварцевыми сиенитами – лейкократовыми породами средне- и мелкозернистого сложения, отличающимися светло-розовой, иногда красной окраской. Под микроскопом породы обнаруживают порфировое или афировое разноезернистое сложение. Вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, реже плагиоклазом, большей частью замещенным калиевым полевым шпатом. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца, цветного минерала и имеет трахитоидную, гипидиоморфнозернистую, реже бостонитовую структуру. Рудный минерал представлен магнетитом и агрегатом замещенного лейкоксеном ильменита. Дайки сложены умереннощелочными долеритами ( $\varepsilon\beta V_2m$ ) и трахибазальтами – мезократовыми темными до черных, коричневыми среднезернистыми и мелкозернистыми породами, переходящими постепенно в центральной части тел в шаровые раскристаллизованные разности (до 30 см в поперечнике). Это породы порфировой структуры с вкрапленниками плагиоклаза (андезин № 38–40). Для трахибазальтов характерна интерсертальная структура. Основная масса имеет офитовую структуру, участками переходящую в габбровую, состоит из плагиоклаза (55–60%, олигоклаз № 29), пироксена (10–15%, гиперстена и

## Химические составы субщелочных базальтов монгусской свиты, %

Номер пробы	Окислы																ппп	Σ
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO + Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	CO <sub>2</sub>			
<b>Хлоритизированный и карбонатизированный субщелочной базальт из нижней части покрова</b>																		
70-463 (69)	44,20	2,55	10,80	0,44	4,85	4,52	9,37	0,26	2,85	11,35	0,12	4,59	0,26	4,46	8,80	13,26	99,79	
70-460 (69)	35,25	2,17	8,51	0,40	2,09	7,39	9,48	0,62	2,33	19,10	0,43	2,84	0,72	3,47	15,23	18,70	99,83	
С-9-2Г (69)	46,87	3,20	14,15	0,49	5,74	6,47	12,21	0,22	1,83	11,40	2,83	1,55	1,19			4,95	99,71	
С-9-2е (69)	48,94	2,58	12,56	0,38	12,32	6,62	18,94	0,03	5,77	0,99	0,64	2,31	1,83			6,28	99,40	
С-9-2ж (69)	43,64	2,99	13,12	0,45	3,56	6,67	10,23	0,24	2,04	9,89	2,29	2,42	0,83			12,70	100,01	
<b>Хлоритизированный миндалекаменный субщелочной базальт из центральной части покрова</b>																		
С-9-4а (69)	51,30	3,05	13,41	0,50	8,72	4,90	13,62	0,17	4,63	7,46	2,75	1,30	1,47			1,73	99,92	
С-9-4в (69)	50,45	3,14	13,39	0,54	8,04	6,56	14,60	0,18	4,66	7,65	2,73	1,32	1,04			1,16	99,82	
С-9-4е (69)	49,99	2,39	14,02	0,28	8,84	4,05	12,89	0,18	5,36	10,40	2,45	0,64	1,04	1,32		1,32	99,92	
<b>Хлоритизированный и карбонатизированный миндалекаменный базальт из верхней части покрова</b>																		
70-457 (69)	46,90	3,18	13,83	0,49			11,63	0,19	2,36	9,58	2,40	2,12	0,67			6,90	99,63	
70-464 (69)	47,80	3,13	14,57	0,46	4,60	9,99	14,59	0,18	4,93	3,51	3,38	1,95	0,70	4,75	0,69	5,44	99,97	
С-9-5а (69)	50,62	3,09	13,15	0,43	9,97	4,17	14,14	0,22	4,84	3,82	2,95	3,68	1,44			2,37	99,44	
С-9-5б (69)	48,16	3,07	12,78	0,50	6,40	7,93	14,33	0,14	4,93	4,56	3,31	1,86	0,88			6,17	99,74	
<b>Хлоритизированный и карбонатизированный субщелочной базальт из нижней части покрова</b>																		
С-11-1б	53,61	3,24	13,18	0,50	9,75	3,44	13,19	0,08	5,96	0,84	2,77	0,75	1,18			4,67	99,41	
С-11-1г	54,79	3,16	14,12	0,49	7,08	5,83	12,91	0,07	4,24	1,36	2,18	1,49	1,50			4,74	99,55	
<b>Хлоритизированный субщелочной базальт из центральной части покрова</b>																		
С-11-3б	48,96	3,06	12,92	0,51	8,28	6,78	15,06	0,16	4,68	9,44	2,44	1,13	1,26			1,39	99,75	
С-11-3г	51,80	2,96	13,07	0,46	7,34	6,71	14,05	0,18	4,90	7,93	2,57	1,32	1,28			0,89	100,13	

<b>Хлоритизированный субщелочной базальт из жилы, опоясывающей жерло с туфобрекчией</b>																	
73-486 (69)	35,25	3,16	19,25	0,42	12,36	4,88	17,24	0,10	9,68	1,78	1,96	1,59	0,34	8,34	1,10	9,44	99,87
73-487 (69)	51,02	3,54	14,12	0,53			14,52	0,02	7,20	0,64	2,17	0,95	0,73			5,07	99,77
<b>Ксенолит хлоритизированного субщелочного базальта в туфобрекчии</b>																	
С-10-2а (69)	38,54	2,90	16,85	0,53	13,66	0,91	14,57	0,03	9,88	0,64	0,78	4,20	0,62			5,07	99,77
С-10-2б (69)	41,58	2,55	14,81	0,32	6,98	1,71	8,69	0,24	5,16	10,49	4,50	1,00	0,22			11,06	99,77
<b>Среднее по субщелочным базальтам (выборка из 20 проб)</b>																	
	46,98	2,96	13,63	0,44	7,81	5,53	13,34	0,18	4,91	6,64	2,28	1,96	0,95			6,43	99,74

Примечание. Все анализы приведены по работе группы авторов – Шпунт Б.Р. и др. [338], анализы выполнены на квантометре КРФ-16 в ИГ ЯФ СО АН СССР аналитиками Е. М. Изотовой, О. М. Поповой.

Таблица 15

**Химический состав даек долеритов в бассейне р. Хорбусуонка, монгусский комплекс [84ф]**

Номер пробы	Окислы															
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S <sub>общ.</sub>	CO <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	ппп	Σ
Р-11/2 (50)	41,48	4,58	12,29	0,42	5,74	5,34	0,04	9,63	5,92	3,31	1,28	0,38	3,96	3,96	4,68	99,04
23286/13 (50)	43,00	4,06	13,66	0,39	13,23	1,09	0,20	6,68	8,76	3,02	1,30	0,21	<0,2	<0,2	3,54	99,16
23303 (50)	32,66	3,82	13,30	0,52	5,10	2,57	0,16	1,38	22,08	2,70	1,56	0,19	14,52	14,52	<0,4	100,76
23384/2 (50)	42,90	4,15	13,09	0,43	8,91	4,35	0,08	5,02	7,28	0,62	4,65	0,12	4,29	4,29	3,65	99,54

Примечание. Анализы проведены в химлаборатории Амакинской экспедиции аналитиком З. И. Моргун.

авгита, замещенными бурой роговой обманкой, иддингситом и хлоритом, калиевым полевым шпатом (5–10%, нерешетчатый микроклин), кварца (5–8%), рудного минерала (5%, магнетит и ильменит), вулканического стекла девитрифицированного в трахибазальтах (до 20%). В долеритах проявлена вторичная карбонатизация и сосюритизация плагиоклаза, пелитизация микроклина.

Некки и трубки взрыва представляют собой воронкообразные тела диаметром 5–120 м, выполненные трахибазальтами ( $\tau\beta V_2m$ ), базальтами и их туфами, эруптивными брекчиями, редко трахитами ( $\tau V_2m$ ). Они прорывают отложения венда, покровные комагматичные образования монгусской свиты, с размывом залегают на отложениях туркутской свиты (венд) и перекрываются маттайской свитой (нижний кембрий).

Основная масса жерловых образований представлена лапиллиевыми аквагенными туфами [84ф]. Породы состоят из мелких (2–18 мм) лапиллей, пузыристых ожелезненных лав калишпатового состава, в различной степени раскристаллизованных (от 10 до 60% объема пород), карбонатных пород (10–30%, доломиты), ожелезненных вулканических стекол (5–10%), обломков кристаллов калиевого полевого шпата (5–7%). Цемент туфов базального типа сложен железисто-карбонатной и карбонатной массой мелкозернистого строения. Отмечается частичное замещение карбонатом вулканического стекла, характерно отсутствие обломков типа «туф в туфе», что указывает на вероятный одноактный процесс взрывного извержения. В составе тяжелой фракции протолочек отмечены гетит-гидрогетит, пирит, лейкоксен, ильменит, магнетит, хромшпинелиды, пироксены (диопсид, эндиопсид, салит, эгирин, авгит), оливин (форстерит с примесью фаялита), щелочной амфибол (рихтерит), рутил, высокожелезистый и титанистый биотит, редко флогопит, циркон, турмалин и гранаты альмандинового ряда.

На субширотном отрезке р. Оленек Е. В. Тугановой и Н. С. Маличем (Малич, 1975) описаны дайки, сложенные своеобразными породами, названные авторами «беенчимитами» (по р. Беенчиму). Породы отличаются от трахидолеритов большим содержанием фосфора (2,1–2,2%), общего железа (19–20%) и титана (около 6%), а от ферродолеритов и феррогаббро меньшим содержанием кремнекислоты (43,8–45,85%) и также повышенным содержанием титана и фосфора. Акцессорные минералы представлены апатитом и цирконом. Практически по всей массе порода интенсивно замещена вторичными минералами – развиты процессы карбонатизации, хлоритизации, серицитизации.

Петрохимические характеристики рассмотренных основных пород соответствуют умереннощелочным, низко- и умеренноглиноземистым высокотитанистым образованиям (табл. 14, 15). От типичных базитов среднерифейского уэттяжского комплекса базиты монгусского комплекса отличаются повышенными содержаниями магния, железа, титана и калия и пониженными содержаниями кремнезема. В породах установлены повышенные содержания циркония, иттрия, иттербия и несколько пониженные содержания хрома, никеля и свинца.

Нижняя возрастная граница принимается по фактам прорывания отложений венда, верхняя – по контакту покровных туфов монгусской свиты и маттайской свиты нижнего кембрия. Радиологические определения возраста трахидолеритов калий-аргоновым методом по валу –  $503 \pm 20$  млн лет,  $528 \pm 3$  млн лет [84ф],  $500 \pm 34$  млн лет [3ф], туфов долеритов из покровных образований монгусской свиты уран-свинцовым методом по циркону –  $543,9 \pm 0,24$  млн лет [3ф]. На основании этих данных и геологического положения тел принимается их поздневендский возраст. Радиологический возраст «беенчимитов», по данным Н. С. Малича,  $620 \pm 20$  млн лет (Малич, 1975), но достоверно эти дайки не откартированы.

Ряд исследователей полагает, что геодинамическая позиция рассматриваемых тел определяется их положением на плечевой части Верхоянской палеорифтовой зоны как участков процессов рассеянного рифтогенеза [339].

### Среднепалеозойские магматические образования

Представлены молодо-уджинским долеритовым и толуопско-мерчимденским кимберлитовым комплексами.

**Молодо-уджинский комплекс долеритовый** ( $\beta PZ_2mi$ ). Интрузивные образования комплекса образуют на территории листа R-51 два обособленных ареала – Олонгдо-Хорбусуонский в северо-восточной части и Куойкско-Далдынский – в западной части. Представлены вертикальными дайками северо-западного простирания протяженностью 1–10 км, мощностью от 3–4 до 60 м, иногда до 100 м, и редкими силлами мощностью 10–20 м. Отдельные, наиболее изученные тела, расположенные западнее изученной территории, имеют собственные названия – Буитская, Амыдайская и Мерчимденская дайки. Дайки и силлы прорывают карбонатные породы венда и кембрия; в Куойкско-Далдынском ареале перекрываются пермскими отложениями, которые залегают на коре выветривания мощностью до 19 м. В Олонгдо-Хорбусуонском ареале силлоподобные тела комплекса приурочены к верхним горизонтам хатыспытской свиты венда.

Основная масса даек и пластовых тел выполнена умеренно щелочными долеритами ( $\epsilon \beta PZ_2mi$ ), долеритами ( $\beta PZ_2mi$ ), реже габродолеритами, редко трахидолеритами. Мощные дайки сложены крупно- и среднезернистыми долеритами, сменяющимися в центральной части габбро-долеритами. В эндоконтактах развиты мелкозернистые долериты, часто миндалекаменные. Маломощные дайки не содержат габродолеритов. Для зон эндоконтакта характерен интенсивный аутометасоматоз, тонкие (до 1 см) прожилки аплитов, состоящих на 75% из ортоклаза, а также кварца с подчиненным количеством клинопироксена, роговой обманки и рудных минералов. В зоне экзоконтакта мощностью не более 1–2 м проявлены осветление и уплотнение карбонатных пород, слабая мраморизация, кальцитизация, перекристаллизация.

Долериты представляют собой мелко- и среднезернистые породы с порфировой структурой, массивной, реже миндалекаменной текстурой. Породы состоят (%) из плагиоклаза (30–65, лабрадор), оливина (0–5),

## Химический состав пород молодо-уджинского комплекса, Куойкско-Далдынский ареал, %

Номер пробы	Окислы															
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O-	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F <sub>2</sub>	S <sub>общ.</sub>	CO <sub>2</sub>
<b>Габбродолериты, дайки в приустьевой части р. Куойка</b>																
43-1е	49,61	4,29	10,95	0,93	10,20	6,54	0,13	4,22	8,04	2,67	1,32	0,68	0,91	0,19	0,05	нет
43-1м	49,63	3,94	12,19	1,01	10,51	5,48	0,13	3,96	7,92	2,60	1,25	0,48	1,14	0,21	0,03	нет
43-1у	49,62	4,11	10,89	0,89	9,34	7,84	0,13	4,71	7,67	2,37	1,04	1,22	1,48	0,13	0,16	нет

Примечание. Все анализы приведены по работе Томшина М.Д. [318] и выполнены в химлаборатории ЯТГУ аналитиками З. Ф. Париновой и Л. К. Родионовой.

## Химический состав пород молодо-уджинского комплекса, Куойкско-Далдынский ареал, %

Номер пробы	Окислы																
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O-	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F <sub>2</sub>	S <sub>общ.</sub>	CO <sub>2</sub>	Σ
<b>Долеритовые порфириты, дайка Буйтская, левобережье р. Оленек, верховье руч. Буйт</b>																	
ОЛ-1/1а	43,92	2,82	14,75	0,71	8,06	2,59	0,22	10,96	5,16	3,13	2,61		4,95	0,13	0,21		100,22
<b>Призматически-офитовые габбродолериты, там же</b>																	
ОЛ-1/1е	46,92	2,70	13,92	0,74	9,67	4,24	0,21	6,62	7,62	3,40	1,51		2,38	0,10	0,04		100,07
ОЛ-1/1л	46,54	2,80	14,41	0,67	8,05	6,06	0,15	6,63	8,47	2,74	1,22		1,98	0,09	не обн.		99,88
ОЛ-2/1г	46,80	2,67	13,59	0,71	9,51	5,24	0,17	6,83	8,50	2,73	1,34		1,71	0,07	0,02		99,85

<b>Долеритовые порфириты, дайка Амыдайская, верхнее течение р. Амыдай (левый приток р. Оленек)</b>																	
ОЛ-17/1а	47,73	3,01	13,27	0,56	8,37	3,17	0,15	,82	9,12	3,69	2,47		2,81	0,12	0,05		100,04
ОЛ-17/1л	47,79	3,36	13,76	0,68	8,65	5,48	0,15	3,75	6,93	3,42	3,73		2,47	0,10	0,01		100,28
ОЛ-17/1п	48,26	3,63	12,24	0,77	8,34	7,54	0,17	3,76	9,08	2,82	2,02		1,66	0,10	0,03		100,42
<b>Долеритовые порфириты, дайка Мерчимденская (правобережье р. Оленек, верховье руч. Доруокум)</b>																	
ОЛ-13/1в	44,79	3,41	13,81	0,62	9,78	3,56	0,14	8,17	5,33	3,95	2,32		3,71	0,08	0,14	не обн.	99,81
ОЛ-13/1г	45,89	3,03	13,66	0,50	8,07	6,09	0,14	7,99	5,08	2,46	3,30		3,87	0,10	0,13	0,13	100,44
<b>Призматически-офитовые габбродолериты, там же</b>																	
ОЛ-12/1и	46,17	3,24	13,30	0,62	11,82	4,06	0,20	7,53	8,10	2,98	1,11		0,97	0,09	0,12	не обн.	100,31
ОЛ-13/1м	46,69	3,02	12,43	0,44	9,91	6,70	0,18	5,60	8,36	2,58	1,76		1,75	0,09	0,07	0,13	99,71
<b>Лейкократовый призматически-офитовый долерит, там же</b>																	
ОЛ-13/1р	47,17	3,02	14,17	0,56	7,87	7,54	0,13	4,37	6,30	3,80	2,80		3,20	0,08	0,04	не обн.	100,33
<b>Карбонатизированный долеритовый порфирит, Мерчимденский штук (истоки левого притока р. Мерчимден)</b>																	
ОЛ-10/1а	47,97	2,70	12,27	0,99	9,81	3,65	0,14	5,04	6,01	2,42	0,67		4,46	0,16	0,45	3,73	100,47
<b>Карбонатизированный долерит, там же</b>																	
ОЛ-10/1б	46,31	2,92	12,04	0,97	9,03	4,95	0,18	4,52	7,66	2,48	0,77		3,75	0,17	0,11	3,87	99,73
<b>Гидротермально измененный плагиодолерит, там же</b>																	
ОЛ-12/1м	52,96	2,88	13,40	0,96	7,97	3,90	0,15	4,10	3,43	4,54	0,47		3,24	0,12	0,03	1,75	99,90
<b>Карбонатизированный габбродолерит</b>																	
ОЛ-6/1а	39,89	2,64	13,72	0,40	9,64	4,79	0,17	3,63	9,22	3,41	0,95		4,60	0,08	0,03	6,69	99,86

Примечание. Анализы приведены по работе Олейникова Б. В. и др. [231], выполнены в химлаборатории ЯТГУ аналитиками О. М. Поповой (дайка Буитская), В. Р. Николаевой (дайка Амыдайская) О. М. Поповой и В. Р. Николаевой (дайка Мерчимденская), О. М. Поповой и Е. Б. Кожевниковой (штук Мерчимденский).



23148/1	44,64	4,15	13,58	11,50	2,00	0,22	6,58	10,01	2,90	0,58	0,57	<0,1	<0,1	1,28	98,71
23181/1	45,30	4,27	13,02	13,29	1,32	0,22	6,42	10,70	2,42	0,59	0,50	<0,1	0,14	0,86	99,15
23181/3	46,52	3,54	13,75	5,89	9,30	0,22	6,75	10,24	2,44	0,55	0,52	<0,2	0,22	0,66	100,80
23181/3a	43,96	4,03	13,95	10,56	4,35	0,23	6,17	10,01	2,95	0,97	0,43	<0,2	0,19	1,91	99,91
23287/16	43,00	4,06	13,66	13,23	1,09	0,20	6,63	8,76	3,02	1,30	0,39	<0,2	0,21	3,54	99,34
23320/3	44,90	4,33	12,98	8,41	7,19	0,22	6,91	10,24	2,30	0,46	0,54	<0,1	0,25	1,80	100,63
23324/19	42,70	4,29	12,47	9,62	4,93	0,20	7,41	11,38	1,31	1,69	0,29	<0,1	<0,1	2,92	99,41
<b>Кварцевый лейкодолерит</b>															
25123/13	50,98	1,76	15,40	6,14	5,59	0,16	4,82	8,42	2,45	1,21	0,23		0,24	2,37	99,77
23123/15	50,52	1,90	14,00	6,47	6,60	0,17	4,97	8,88	2,15	1,35	0,23	1,54	0,18	1,70	100,66
23123/19	47,84	1,83	13,78	7,62	3,48	0,18	4,89	10,13	2,10	1,30	0,22	4,18	0,16	2,28	99,99
20201/2	48,52	3,16	15,29	8,19	5,60	0,15	4,49	7,97	2,72	1,70	0,80	<0,2	0,17	1,09	100,65
<b>Субщелочной долерит</b>															
20370	49,64	1,38	14,99	9,41	1,73	0,16	5,96	4,55	0,29	7,81	0,27	0,44	0,28	2,06	99,17
23332/9	45,42	4,11	13,12	9,56	4,31	0,24	7,54	5,69	0,85	5,55	0,80	<0,1	0,42	2,62	100,33

Пр и м е ч а н и е. Анализы проведены в химлаборатории Амакинской экспедиции аналитиком З. И. Моргун.

авгита и титан-авгита (15–45), титаномагнетита и магнетита (5–7), апатита (1–3). Основная масса офитовой и пойкилоофитовой структуры состоит из лабрадора, андезина, серпентинизированного оливина и вулканического стекла (3–10%). В умереннощелочных долеритах постоянно присутствует пелитизированный калиевый полевой шпат (10–15%), развивающийся по плагиоклазу. В габбродолеритах офитовой, реже монцонитовой структуры установлены бурая роговая обманка, биотит, кварц, реже калиевый полевой шпат.

Петрохимические черты пород комплекса характеризуются умереннощелочной, реже нормальной калиево-натриевой щелочностью, низкой и умеренной глиноземистостью, высоким содержанием двуокиси титана (1,9–5,1%) (табл. 16–18). Металлогеническая специализация пород определяется повышенным содержанием литофильных (В, Li, Rb, Cs) и халькофильных (Zn, Pb, Cu) элементов.

Радиологические определения возраста пород калий-аргоновым методом по валу составляют 273–418 млн лет. Приводятся данные по трем анализам в интервале 330–320 млн лет, по восьми анализам в интервале 418–317 млн лет, по двум анализам в интервале 416–356 млн лет [63ф], по четырем анализам в интервале 404–327 млн лет [72ф], по пяти анализам в интервале 391–273 млн лет [69ф]. Радиологические определения тем же методом по отдельным телам (лаборатория ИГ ЯФ СО АН СССР) следующие: по призматически-офитовому габбродолериту из дайки Буитская –  $322 \pm 5$  млн лет, по офитовому долериту из безымянной дайки на левобережье р. Оленек, ниже устья руч. Буит –  $408 \pm 3$  млн лет и  $430 \pm 9$  млн лет, по призматически-офитовому долериту из дайки Амыдайская –  $414 \pm 5$  млн лет и  $434 \pm 2$  млн лет, по долериту из дайки Мерчимденская –  $426 \pm 6$  млн лет и  $336 \pm 4$  млн лет. Все пробы, по которым сделаны определения, отобраны за западной рамкой площади листа R-51.

Непосредственно на рассматриваемой территории U-Pb методом по циркону (ЦИИ ВСЕГЕИ, СПб.) изучены высокотитанистые долериты двух даек молододуджинского комплекса (р. Куойка, левый приток р. Оленек). По идиоморфным кристаллам цирконов пробы КР-3 был получен конкордантный возраст в  $382 \pm 4$  млн лет (6 замеров), пробы КР-4 –  $299 \pm 5$  млн лет (4 замера). Представленные данные, в том числе полученные современными методами исследования, свидетельствуют либо о широком возрастном диапазоне (средне-позднепалеозойском) долеритов молододуджинского комплекса, либо о наличии нескольких разновозрастных комплексов близкого вещественного состава. До получения большего количества современных данных возраст молододуджинского комплекса принимается как среднепалеозойский.

Геодинамическая обстановка формирования образований комплекса, относимых, на наш взгляд, к субщелочной трапповой базальт-долеритовой ассоциации, характеризует следующую стадию развития внутриплитовых трапповых провинций.

**Толуопско-мерчимденский комплекс кимберлитовый** ( $iD_3-C_1tm$ ) включает два обособленных кимберлитовых поля: Мерчимденский и Толуопское, расположенные соответственно в бассейнах рек Мерчимден

и Толуопка (левые притоки р. Оленек), в пределах Молодо-Уджинской зоны разломов. В Мерчимденском поле установлено 31 кимберлитовое тело, из которых девять тел расположены в пределах территории листа R-51. Это трубки Операторская-А (163), Русалка, Черная, Безымянная-1, Безымянная-2 (167), дайки Оперяющая (164), Белка (163) и № 3, шток Операторская-Б (163). Все тела имеют удлиненную форму с преобладающим простиранием 290–310° и приурочены к нарушениям северо-западного простирания, подчиненным Молодо-Попигайской зоне разломов. Сложены они взрывными кимберлитовыми брекчиями, массивными кимберлитами; расположены среди пород среднего кембрия и перекрыты маломощным чехлом современных отложений. Минимальные размеры трубок на территории листа составляют 26 × 19 м (трубка Безымянная-2) (167), максимальные 90 × 60 м (трубка Русалка). Протяженность даек – от 32 до 625 м (Белка) (163), простирание даек северо-западное (Оперяющая) и северо-восточное (Белка). В зоне эндоконтакта проявлены отчетливые «зеркала скольжения», а по контакту – глинка трения мощностью 1–10 см. В зоне экзоконтакта вмещающие породы обогащены гидроокислами железа (10–20 см) и пронизаны прожилками кальцита по трещинам; породы послойно слегка «загнуты» вверх.

Эксплозивные брекчии состоят из обломков различных пород и цементирующего их порфиристого кимберлита, содержащего включения глубинных пород или их фрагменты. Пестрая окраска брекчий зависит от состава и количества обломков и цемента. Обломочная часть брекчий составляет 10–30% объема пород и представлена ксенолитами карбонатных, терригенных метаморфических пород, базитов (Безымянная-2), а также включениями кимберлитов (Операторская-А) и глубинных образований. Базиты из трубки Безымянная по минеральному составу, структурным особенностям и химизму близки к базитам развитых на описываемой территории даек среднепалеозойского (молодо-уджинского) комплекса и уверенно отличаются от долеритов раннетриасового возраста. В брекчиях трубки Операторская-А известно включение кимберлита, которое представлено слюдяным пироксенсодержащим образованием размером 3 × 6 см. Глубинные включения в кимберлитовых брекчиях редки и невелики по размеру. В трубке Операторская-А они представлены флогопит- или ильменитсодержащими породами магнезиально-железистой серии, биминеральными эклогитами. Трубки кимберлитов имеют гомогенное строение, сложены одной разновидностью кимберлитовых брекчий. На территории листа в пределах Мерчимденского поля распространены в основном магнезиально-железистые (трубки Операторская-А, дайки Оперяющая, шток Операторская-Б) и железистые кимберлиты (трубки Русалка, Черная, Безымянная-1, 2). Они представлены массивными слюдистыми, слюдяными пироксенсодержащими разновидностями. В массивных слюдистых кимберлитах вкрапленники представлены псевдоморфозами по оливину, флогопиту и, как правило, ильменитом. Для кимберлит-цемента брекчий магнезиально-железистых кимберлитов, содержащих фрагменты гигантозернистых пироксенитов (Операторская), характерно крупнопорфировое строение. Основная масса пород имеет массивную или реже (кимберлит-цементно-брекчиевых трубок Русалка,

Черная) автолитовую текстуру. Структура основной массы кимберлит-цемента микролитовая, автолитовая, в интрузивных кимберлитах – обычно аллотриоморфнозернистая, иногда микролитовая. Основная масса состоит из псевдоморфоз по оливину, флогопиту, рудных минералов, карбоната, серпентина, акцессорного апатита, иногда клинопироксена. Псевдоморфозы по оливину составляют 20–40%. Флогопит образует таблитчатые или листовидные кристаллы (от единичных до 5%). Рудные минералы (7–15%) представлены изометричными субидиоморфными, редко (трубка Русалка) удлиненными зернами или их сростками. Содержание карбоната достигает 10–40%, серпентина 5–25%. Цемент пород с микролитовой структурой, основная масса – криптозернистая или тонкозернистая (кимберлит). Слюдяные и слюдяные пироксенсодержащие кимберлиты – полнокристаллические порфиоровые породы, состоящие (%) из псевдоморфоз по оливину (0–30), флогопита (20–60), рудных минералов (10–17), карбоната (2–30), серпентина (3–25), акцессорного апатита. Крупные кристаллы флогопита и оливина играют роль вкрапленников. Иногда встречаются вкрапленники ильменита, граната (трубка Безымянная-1, дайка Белка). Апатит обнаружен в слюдяных кимберлитах трубок Безымянная-2, Операторская-А. Структура пород призматически-зернистая, гипидиоморфнозернистая, пегматоидная. Кимберлит-цемент массивный, пироксенсодержащий, с автолитовой текстурой основной массы.

Особенность химического состава петрологических групп кимберлитов Мерчимденского поля определяется содержаниями «показательных элементов» и значениями «показательных отношений» (титан, железо, Ni : Co) (табл. 19). Магнезиально-железистые кимберлиты характеризуются повышенными содержаниями железа (7–13%  $Fe_2O_3 + FeO$ ) и титана (2–7%  $TiO_2$ ) при значениях Ni : Co (8–15%) и пониженной магнезиальностью ( $F = 63,3–71,4$ ). Железистые кимберлиты имеют минимальные значения отношения Ni : Co до 7% и содержания  $TiO_2$  (2–7%),  $Fe_2O_3 + FeO$  (8–13%) и магнезиальности ( $F = 65,1–72,3$ ).

Радиологические определения возраста рубидий-стронциевым методом по отдельным кимберлитовым телам в пределах территории листа R-51 следующие: дайка Белка – 398 млн лет, трубка Оперяющая – 395 млн лет, шток Операторская-Б – 387–368 млн лет, трубка Операторская-А – 377 млн лет [91ф]. Разбросы датировок по остальным телам за пределами территории листа R-51 калий-аргоновым методом лежат в интервале  $326 \pm 10$  –  $480 \pm 4$  млн лет, рубидий-стронциевым методом –  $372–421 \pm 16$ ; треков  $347 \pm 18–387 \pm 14$  млн лет [3ф]. Преобладающая часть отвечает позднему девону. Алмазоносность кимберлитовых тел Мерчимденского поля не установлена.

Толуопское кимберлитовое поле площадью около 300 км<sup>2</sup> приурочено к водоразделу рек Толуопка, Далдын и Тит-Юряге. По состоянию на 1.01.2010 г. в нем известны 13 кимберлитовых тел, в том числе девять трубок и четыре жилы. При проведении поисковых работ геологами Амакинской экспедиции были открыты трубки Землячка, Приленская, Закат, Ява, Ясная, жилы Улыбка и Оксе [46ф, 47ф, 48ф]. Позднее, при детальных поисковых работах Южно-Оленекской партией той же экспедиции

Таблица 19

## Химический состав кимберлитов толуупско-мерчимденского комплекса, % [163]

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	S	H <sub>2</sub> O	ппп	Σ
<b>Кимберлитовая брекчия с массивной текстурой цемента, среднее по двум анализам, трубка Операторская-Б [143]</b>																		
33,44	5,02	3,93	0,085	8,80	3,40	0,14	–	–	28,58	3,12	0,24	2,54	0,28	0,50	0,07	–	9,34	99,485

Таблица 20

## Химические составы кимберлитов трубок Ява и Ясная толуупско-мерчимденского комплекса, % [131]

SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	NiO	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O-	ппп	Σ	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	
<b>Карбонатизированная кимберлитовая брекчия, трубка Ясная</b>																				
17,54	0,97	4,45	0,03	10,90	1,07	0,22	0,02	–	12,15	21,38	0,54	0,47	0,21	23,32	0,05	2,16	4,04	99,52	–	
15,46	2,13	4,61	0,09	10,23	–	0,66	–	–	14,88	22,69	0,14	1,57	0,33	20,36	10,80	–	0,21	103,56	0,13	
5,20	1,61	3,80	0,06	6,40	0,70	0,06	0,13	–	14,59	25,36	0,20	0,19	0,57	25,96	4,57	3,36	3,69	96,50	–	
<b>Карбонатизированная кимберлитовая брекчия, трубка Ява</b>																				
14,77	2,02	4,38	0,03	7,92	–	0,06	–	–	14,22	22,61	0,07	1,02	0,32	21,96	10,80	–	2,39	100,18	4,55	
9,90	1,49	4,25	0,04	3,51	0,21	0,12	–	–	5,40	36,28	0,10	1,05	0,31	30,14	3,68	2,91	0,29	99,58	–	
6,76	0,86	2,05	0,03	1,32	1,00	0,08	–	–	9,53	29,92	0,64	0,97	0,18	23,04	6,55	5,63	2,31	90,90	–	

Примечание. Все анализы приведены из отчета по объекту «Куойкский» [72ф].

**Результаты химического анализа кимберлитов трубок Толоупская-I и Толоупская-II  
толоупско-мерчимденского комплекса [39ф]**

Номер на КФ	Номер скважины	Номер пробы	Глубина, м	Наименование 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	MnO	MgO	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	ппп	Сумма
134	40021	40021/1	3,6	Кимберлит	24,7	1,24	1,44	5,46	0,72	0,2	24,28	16,32	0,16	0,2	1,04	2,81	13,75	7,25	99,57
134	40021	40021/2	6,9	Кимберлит	24,3	1,17	1,44	4,152	1,51	0,17	24,1	16,46	0,27	0,28	0,877	1,02	15,4	7,53	98,68
134	40021	40021/3	13,5	Автол.ким.брекчия	24,8	1,18	1,6	2,533	3,66	0,12	24	17,5	0,14	0,19	0,987	0,6	14,85	6,88	99,04
134	40022	40022/1	3,8	Автол.ким.брекчия	24,4	0,63	1,87	3,662	2,23	0,1	24	19,85	0,15	0,054	0,448	<0,250	13,93	8,26	99,58
134	40022	40022/2	8	Автол.ким.брекчия	23,2	0,62	1,97	3,214	2,3	0,092	23,3	20,18	0,16	0,095	0,36	<0,250	15,03	8,17	98,69
134	40022	40022/3	15	Автол.ким.брекчия	27,1	0,66	2,21	3,536	2,73	0,093	26,56	16,46	0,2	0,067	0,465	<0,250	12,47	7,68	100,23
134	40022	40022/4	25	Автол.ким.брекчия	26,1	0,49	2,31	2,786	2,37	0,085	24,28	17,63	0,17	0,081	0,343	<0,250	12,83	9,08	98,56
134	40022	40022/5	35	Автол.ким.брекчия	25,8	0,48	2,61	3,826	2,37	0,095	23,36	18,03	0,74	0,11	0,317	0,27	13,2	8,3	99,51
134	40022	40022/6	45	Автол.ким.брекчия	28,8	0,47	2,54	3,492	1,87	0,085	22,57	16,84	0,92	0,24	0,317	0,27	12,83	7,37	98,61
134	40022	40022/7	55	Автол.ким.брекчия	23,7	0,57	2,11	1,826	2,95	0,11	14,83	24,42	0,63	0,35	0,358	1,27	20,9	4,7	98,76
134	40022	40022/8	65	Автол.ким.брекчия	19,3	0,7	4,35	1,356	2,73	0,092	12,4	24	1,82	0,16	0,41	2,15	29,15	2,35	100,97
134	40022	40022/9	75	Автол.ким.брекчия	19	0,5	1,5	0,374	3,02	0,1	14,04	24,16	0,24	0,13	0,364	0,52	33,55	1,88	99,38
134	40022	40022/10	85	Автол.ким.брекчия	12,7	0,4	1,97	3,324	2,3	0,088	11,15	29,78	0,48	0,11	0,254	S=2,58	33,55	2,28	99,68
134	40022	40022/11	95	Автол.ким.брекчия	13,6	0,41	2,57	2,756	0,93	0,082	10,36	31,09	1,21	0,08	0,213	S=2,04	33,55	1,81	99,68
134	40022	40022/12	105	Пор. кимберлит	24,7	0,88	1,97	3,504	3,74	0,13	22,7	18,41	0,23	0,13	0,59	<0,250	14,3	7,59	98,87
134	40022	40022/13	115	Автол.ким.брекчия	23,4	0,57	1,97	2,874	2,66	0,1	21,79	21,81	0,2	0,18	0,384	<0,250	15,4	8,05	99,39
134	40022	40022/14	125	Автол.ким.брекчия	22,2	0,44	2,67	4,354	1,22	0,082	17,45	25,73	0,3	0,35	0,285	1,67	19,25	4,99	100,99
134	40022	40022/15	130	Автол.ким.брекчия	5,1	0,67	1,7	6,14	0,36	0,13	2,4	43,4	0,23	0,15	0,459	S=4,73	34,1	1,38	98,58
134	40022	40022/16	138	Автол.ким.брекчия	6,3	0,95	1,47	4,542	0,79	0,14	4,4	42,3	0,3	0,26	0,694	S=3,22	32,45	2,37	98,58
134	40022	40022/17	148	Автол.ким.брекчия	17,9	0,37	2,14	1,89	<0,250	0,041	0,26	40,23	0,71	0,08	0,211	3,18	31,35	1,55	99,91

были открыты жилы Экстра-I и Экстра-II [83ф], а при бурении поисковых скважин выявлена трубка Ивушка [54ф]. В последнюю очередь были открыты трубки Толуопская-I и Толуопская-II (134) (табл. 20, 21) [39ф]. Поле относится к линейному типу, приурочено к зоне сочленения Куойско-Далдынского поднятия и Кютюнгинского грабена. Преобладает северо-западная ориентировка кимберлитовых тел, определяемая разрывными нарушениями Южно-Кютюнгинской зоны разломов. Размер кимберлитовых тел – от сотен м<sup>2</sup> (трубка Ява – 35×25 м) до нескольких гектаров (трубка Закат – 410×230 м, трубка Ивушка – 440×220 м). Протяженность даек не превышает 100 м, мощность – до десятков см. Одна из трубок (Ивушка) погребена под толщей верхнепалеозойских терригенных пород и траппов нижнего триаса, остальные тела находятся в открытом карбонатном поле среди пород кембрия и перекрыты маломощным чехлом современных отложений. В зоне эндоконтакта развиты отчетливые «зеркала скольжения», а по контакту отмечается зона глины трения мощностью 1–10 см. В зоне экзоконтакта (10–20 см) породы обогащены гидроокислами железа, по трещинам развиты породы, пронизанные прожилками кальцита и послойно слегка «загнутые» вверх.

Кимберлитовые тела сложены брекчиями и массивными кимберлитами. Ксеногенный материал кимберлитовых брекчий составляет до 50% объема породы и состоит из обломков известняков, хлоритовых сланцев и аргиллитов. В трубке Закат установлены обломки пород кристаллического фундамента – пироксенитов, биотитовых гнейсов и плагиогнейсов. Автолитовые образования (10–15%) имеют размеры от долей мм до первых см. Большинство автолитов имеет порфиновую структуру, но также отмечены автолиты, состоящие из ядра и оболочки. Ядрами автолитов служат ксенолиты осадочных пород, крупные порфиновые выделения. Порфиновые выделения представлены псевдоморфозами карбоната и кварца по оливину размером 0,2–2 мм, реже ильменитом в перовскитовой оболочке. Основная масса состоит из карбоната, рудных минералов, единичных пластинок слюды. Карбонат наблюдается в виде микрозерен, слагающих мезостазис, и редких, мелких (0,03–0,05 мм) микролитов. Рудные минералы имеют такие же размеры и наблюдаются в основном в виде скоплений вокруг порфиновых выделений. Связующая масса состоит из мелкозернистого карбоната.

Массивные кимберлиты – породы с массивной текстурой цемента, содержание ксеногенного материала не превышает 3%. Ксенолитами являются обломки известняков и глинистых сланцев, размером до 1–2 см. Структура породы порфировая. Размеры псевдоморфоз по оливину не превышают 0,5 см. Размеры выделений флогопита варьируют от 0,05 до 0,8 мм. Основная масса состоит из карбоната, флогопита, серпентина, непрозрачных рудных минералов и перовскита. Во всех кимберлитовых телах отмечены минералы-спутники алмазов – пикроильменит – до 0,9%, выделения до 1–2 см (в трубке Ява – до 15 см), пироп – 0,01–0,04%, размеры зерен не превышают 5 мм, в основном 1–1,5 мм. Цвет лиловый до густокрасного, довольно часто представлен агрегатными включениями замутненного цвета. Все зерна окружены келифитовой оболочкой. Хромдиопсид содержится в тысячных долях процента и представлен мелкими зернами

(0,5 мм) яркой травяно-зеленой окраски, слюда содержится от долей процента до десятков процентов. В трубке Землячка и жилах Экстра I, Экстра II флогопит – самый распространенный минерал, представленный в виде чешуй и агрегативных сростков зеленовато-бурого, коричневатого цветов, до 2 см по длинной оси, хромшпинелиды встречаются в незначительном количестве, представлены мелкими кристаллами октаэдрического облика, практически все зерна корродированы, магнетит содержится от долей процента до целых процентов, наиболее широко распространен пылевидный магнетит, кроме того, встречаются прожилки, зерна неправильной формы и единичные кристаллы октаэдрического габитуса, оливин встречается очень редко, полностью замещен серпентином и флогопитом. В кимберлитовых трубках Толуупского поля обнаружен только один кристалл алмаза – в трубке Ивушка. Косвенные признаки вероятной алмазности установлены в трубке Закат, где обнаружены гранаты дунит-гарцбургитовой ассоциации.

В трубке Ивушка выявлены следующие разновидности кимберлитов: 1) интенсивно выветрелая кимберлитовая (карбонатизированная) брекчия (80–90 м), 2) автолитовая кимберлитовая брекчия (до 120 м), 3) безавтолитовая кимберлитовая брекчия (130–180 м).

Интенсивно выветрелая кимберлитовая (карбонатизированная) брекчия состоит из связующей массы – золотисто-зеленого изотропного серпентина, микрозернистого карбоната, серовато-бурого криптозернистого глинистого вещества и обломочной части – пикроильменита (обломки зерен 0,6–2,7 мм), флогопита (редкие измененные чешуйки до 1,2 мм, интенсивно хлоритизированные и замещенные буровато-серым глинистым веществом), карбонатных пород (обломки до 2,0 мм).

Автолитовая кимберлитовая брекчия представлена породой кристалло-метакластической структуры и автолитовой текстуры, в верхних горизонтах (около 90 м) нечетко параллельной, обусловленной субпараллельным расположением удлиненных обломков осадочных пород, развальцованных пластинок флогопита и овальной формы псевдоморфоз по оливину. Структура цемента – порфировая до реликтовой; брекчия состоит из обломков карбонатных пород (7–20%), псевдоморфоз по оливину 2-й генерации (20–30%), флогопита (3–8%), рудного минерала (пикроильменит?) (единичные зерна) и основной массы – крипто- и микрозернистого глинисто-карбонатного вещества. Обломки осадочных пород имеют угловато-округлую форму, реже овальную, округлую, на глубине 90 м – удлиненную форму размером 0,3–4,2 мм, границы четкие, признаков температурного воздействия не отмечается. Состав обломков – мелкозернистые и пелитоморфные известняки, редко доломитизированные известняки, микрозернистые доломиты, мергели. Найден один обломок слюдистого кимберлита – около 1,0 мм на глубине 100 м, границы расплывчатые, намечаются лишь по наличию тонких выделений ксеноморфного флогопита и густой мельчайшей сыпи рудного минерала и измененного перовскита(?). В изученном интервале порода интенсивно карбонатизирована, в меньшей степени серпентинизирована.

Безавтолитовая кимберлитовая брекчия представлена породой с кристалло-литокластической структурой, с брекчиевой, пористой текстурой. Структура цемента – реликтовая, порфирировая, брекчия состоит из обломков осадочных пород (19–60%), флогопита (1–5%), реликтов псевдоморфоз по оливину, рудного минерала (пикроильменит(?)) (ед. зерна – 1%), граната (ед. зерна) и основной массы – крипто- и микрозернистого карбонатно-глинистого и глинисто-карбонатного вещества. Обломки осадочных пород – 0,3–10 мм и более представлены в основном мелкозернистыми до пелитоморфных известняками, реже доломитами, глинистыми известняками, мергелями и, возможно, глинистыми сланцами. Обнаружен один обломок кимберлита ранней генерации угловатой формы с несколько сглаженными углами 2,5 мм (слодистый кимберлит с реликтовой микроидиоморфно-зернистой структурой). Состоит из тоненьких ксеноморфных зерен флогопита (40%), тончайшей густой вкрапленности измененного рудного минерала и бурой криптозернистой глинистой массы.

Основная часть кимберлитов Толоупского поля представлена магнезиальными и, реже, магнезиально-железистыми кимберлитами (табл. 20, 21). По данным Е. В. Каревой, магнезиальные кимберлиты характеризуются минимальными содержаниями титана, извести, железа, марганца, максимальной магнезиальностью, самым высоким никель-кобальтовым отношением (7,5–17), а также максимальными концентрациями хрома и низкими значениями урана, ниобия и галлия. Магнезиально-железистые кимберлиты отличаются от вышеописанных повышенными концентрациями титана, железа, кальция, урана, несколько пониженной магнезиальностью и значением отношения никеля к кобальту при равной хромистости.

Радиологические определения возраста рубидий-стронциевым методом по отдельным кимберлитовым телам следующие: жила Экстра I (136) – 346, 353 млн лет, жила Экстра II (135) – 342, 353, 374 млн лет, трубка Закат (129) – 352, 361 млн лет, трубка Ивушка (139) – 344, 348, 385 млн лет, трубка Ясная (131) – 341, 352 млн лет. Преобладающая часть цифр отвечает раннему карбону. В целом время формирования кимберлитов толоупско-мерчимденского комплекса принимается среднепалеозойским (позднедевонско-раннекаменноугольным)\*.

Как уже отмечалось выше, убогая алмазоносность установлена только в кимберлитах трубки Ивушка. Один кристалл весом 0,1 мг извлечен из концентрата флотации при обогащении по коренной схеме в лаборатории АмГРЭ. Первоначально было обогащено 1328,2 кг кимберлита. При повторном обогащении (6,12 т) алмазы не выявлены. Алмаз представлен незакономерным сростком кристаллов октаэдрического габитуса с концентрическими растущими гранями 1-й разновидности. Косвенные признаки вероятной алмазоносности отмечаются разными авторами на трубках Закат

---

\*Основываясь на отмеченных выше различиях в особенностях строения Мерчимденского и Толоупского полей, разных петрохимических типах развитых в них кимберлитовых тел, времени их формирования, автор данного раздела считает возможным разделить единый толоупско-мерчимденский комплекс на два самостоятельных – средне-позднедевонский мерчимденский и раннекаменноугольный толоупский.. (Прим. ред.)

и Приленская, где в кимберлитах обнаружены гранаты дунит-гарцбургитовой ассоциации.

Кимберлитовые тела толуопско-мерчимденского комплекса образованы в типично внутриплитовой обстановке и характеризуют следующую стадию развития внутриплитового магматизма – локальный внутриплитовый магматизм и метасоматоз в так называемых «горячих точках».

### Мезозойские магматические образования

Представлены раннетриасовым молодинским долеритовым комплексом и позднеюрскими хорбусуонским и куойкским кимберлитовыми комплексами.

**Молодинский комплекс долеритовый** ( $\beta T_{1m}$ ). Образования данного комплекса распространены в бассейне рек Далдын, Ырас-Юрях, Толуопка и левых притоков р. Кютюнгде (Куойкско-Далдынское поднятие), где образуют пластовые пологопадающие (мощностью 10–80 м) и дайкообразные тела долеритов, редко габбродолеритов протяженностью от первых десятков метров до нескольких километров при мощности до 10 м. Падение даек вертикальное и близкое к вертикальному. Мощность зоны эндоконтактных изменений варьирует от 0,1–0,5 до 0,7–0,9 м редко до 2,1 м. Породы в этой зоне характеризуются уменьшением зернистости, появлением порфировых разностей и атакситовых микродолеритов. В зоне экзоконтакта проявлена мраморизация и скарнирование карбонатных пород, ороговикование их глинистых разностей, окварцевание терригенных пород. Мощность зоны экзоконтакта в карбонатных породах колеблется от 0,4–0,8 до 1,5 м редко до 8,7 м. Комагматичные долеритам покровы представлены базальтами и туфами молодинской толщи, образующими обширный плащеобразный чехол на водоразделе рек Толуопка и Кютюнгде.

Долериты – полнокристаллические (средне- и мелкокристаллические) породы (табл. 22) темно-серого (до черного) цвета, иногда с зеленоватым оттенком, со столбчатой, призматической и параллелепipedальной отдельностью. На фоне основной массы иногда отмечаются пойкилокристы пироксена, реже порфировидные выделения плагиоклаза; размер пойкилокристов и вкрапленников составляет 5–8 мм. Структура пород пойкилофитовая, в сочетании с ней отмечаются офитовая и долеритовая. В составе пород присутствует плагиоклаз (45–50%, лабрадор № 50–65, реже битовнит № 72–73), моноклинный пироксен (25–35%), оливин, рудный минерал (1–3%). Мезостазис (1–3%) желтовато-бурого цвета выполняет интерстиции между лейстами плагиоклаза или пироксена. В его составе иногда отмечаются мелкие выделения пироксена и рудного минерала.

Габбродолериты – крупнозернистые породы темно-серого цвета, состоящие из шестоватых выделений плагиоклаза (48–55%, лабрадор № 59–68), зерен пироксена (18–23%), оливина, рудного минерала и стекловатого мезостазиса, выполняющего промежутки между этими минералами. Структура породы – габбро-офитовая. Мезостазис (4,5–12%) выполняет промежутки между зернами пироксена и плагиоклаза, представляет собой желтовато-бурую массу, состоящую из хлорита, сростков микролитов

Таблица 22

## Химический состав пород молодинского комплекса, %

Номер пробы	Окислы																
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F <sub>2</sub>	S <sub>общ.</sub>	CO <sub>2</sub>	Σ
<b>Долериты, Барыйский хонолит</b>																	
24-1a	48,71	2,00	14,14	0,23	6,81	6,63	0,13	5,95	11,40	2,29	0,28	0,96	0,82	0,11	0,02	0,09	
24-1в	48,67	1,99	12,71	0,31	9,01	6,26	0,06	6,64	10,71	2,28	0,28	0,64	0,89	0,09	0,08	нет	
35-1a	49,14	1,35	14,27	0,22	9,21	3,41	0,08	8,06	10,64	2,32	0,49	0,54	0,27	0,11	0,04	нет	
38-1a	49,56	1,33	14,43	0,24	8,53	3,83	0,14	8,07	10,52	2,60	0,49	0,58	0,57	0,09	0,03	нет	
38-1б	49,19	1,29	14,92	0,22	8,47	3,83	0,12	7,76	10,84	2,04	0,43	0,76	0,64	0,08	0,02	нет	
38-1e	49,08	1,41	14,84	0,25	8,65	3,71	0,08	7,23	10,42	2,32	0,54	0,70	1,36	0,12	0,06	нет	

Примечание. Анализы по Барыйскому хонолиту приведены по работе Томшина М. Д. [318] и выполнены в химлаборатории ЯТГУ аналитиками З. Ф. Париновой и Л. К. Родионовой.

пироксена, лейст плагиоклаза и иголок рудного минерала. Вторичные минералы (10–15%) представлены главным образом хлоритом, иддингситом и минералами группы эпидот-цоизита. В дайке туфов основного состава отмечены единичные находки пиропов и пикроильменитов [93].

Породы относятся к натриевой, реже калиево-натриевой серии (табл. 22). Для них в целом характерны повышенные концентрации кобальта, марганца и никеля, а также халькофильных элементов – олова, серебра, цинка и свинца и пониженные содержания меди и фосфора. Для пластовых тел характерны элементы сидерофильной группы – хрома, ванадия, никеля, кобальта, марганца, ниобия и цинка. Для даек характерны элементы редкоземельной группы – иттербия, лантана, германия, лития, циркона, а также олова и фосфора.

Породы комплекса прорывают отложения среднего кембрия, нижней–средней перми (булбарангдинская свита); комагматичные им вулканиты молодинской толщи трансгрессивно перекрыты морскими рэт-нижнеюрскими отложениями (кыринская свита). Радиологические определения возраста калий-аргоновым методом, проведенные в ЦЛ УралТГУ (г. Свердловск) по долериту, дают значения в 260, 271, 320 млн лет, по оливиновым долеритам – 376, 370, 388, 328, 314, 363, 340, 260, 286 млн лет, по микродолеритам – 208, 231 млн лет [83ф]. На основании определений и геологического положения интрузивных тел и покровных образований молодинской толщи, возраст комплекса принимается раннетриасовым.

Образования комплекса относятся к базальт-долеритовой формации и характеризуют завершающий, наиболее ярко проявленный на территории, этап развития внутриплитовой трапповой провинции.

**Хорбусуонский комплекс кимберлитовый** ( $I_3h$ ). Образования хорбусуонского кимберлитового комплекса локализованы в пределах одноименного кимберлитового поля в верхнем течении р. Хорбусуонка. Поле имеет форму неправильного овала, приурочено к узлу пересечения Хатыспытского глубинного разлома северо-западного простирания и практически не проявленного на местности глубинного разлома северо-восточного простирания, выделяемого А. А. Тамбовцевым [84ф] под названием Анабыльского. Известно три кимберлитовых тела – трубка Гоби, дайки Заоблачная (60) и Старооскольская (57). Еще три небольших тела предположительно дайкообразной формы, перекрытых маломощным чехлом элювиальных образований, выявлены геологами ОАО «Нижне-Ленское» в западной части поля при буровой заверке магнитных аномалий [29ф]. Трубка Гоби (58) имеет эллипсовидную в плане форму с неправильными очертаниями, вытянута на северо-запад  $15 \times 8,5$  м, оконтурена 20 скважинами до глубины 8,2 м [8ф, 84ф]. В 2008 г. работами ОАО «Нижне-Ленское» одной скважиной вскрыта до глубины 83 м, далее до 100 м скважина прошла по карбонатным породам. Дайка Старооскольская (57) вытянута в северо-западном направлении с параметрами  $2-2,3 \text{ км} \times 0,1-0,5$  м, падение вертикальное; вскрыта канавами и шурфами до глубины 3,3 м [8ф]. Дайка Заоблачная (60) вытянута в северо-западном направлении, имеет размеры  $10 \times 0,5-0,8$  м, падение вертикальное.

Кимберлитовые тела сложены кимберлитовыми брекчиями и порфиrowыми кимберлитами. Кимберлитовые брекчии слагают основную массу трубки Гоби (58) до глубины 81 м. Это грубообломочная порода, окрашенная в светло-серый цвет различных оттенков в зависимости от количества обломочного материала (10–60%) и степени выветрелости. Размеры ксенолитов от долей мм до 5–8 см (обломки известняков и песчаников, преобладают известняки). Форма ксенолитов разнообразна: от остроугольной до угловато-округлой. Кимберлитовое тело разбито серией хаотично ориентированных трещин, залеченных кальцитом. Визуально в любом образце можно увидеть от 13 до 10–15 зерен пиропов (до 3 мм, угловатой и округлой формы, трещиноватость слабая – часто целые зерна, келифитовые каймы – крайне редко). Слюда на этом интервале в кимберлите отсутствует. При выветривании кимберлитовая брекчия превращается в ярко-желтую глину. Микроскопически цемент состоит из порфиrowых выделений-псевдоморфоз по оливину (28%); карбонат, гипс, кварц образуют вкрапленники размером 1–3 мм, отмечены редкие гранаты. Основная масса состоит из карбоната (50%), рудного минерала (4%) и незначительного количества серпентина. Рудный минерал представлен главным образом пиритом в обломках гидроокислов железа и редкими выделениями хромшпинелидов в титан-магнетитовой оболочке.

Порфиrowый кимберлит слагает дайковые тела Старооскольская и Заоблачная и трубку Гоби на глубине 81–83 м. Это плотная порфиrowая порода, сильно обогащенная флогопитом (6–15%), наблюдающимся как в виде вкрапленников, так и основной и связующей массе, иногда со значительным количеством карбоната. Кимберлит зеленовато-серого, светло-серого до темно-серого, реже зеленовато-темно-серого цвета. Содержание обломочного материала, по визуальной оценке, не превышает 3–5%. Обломки представлены в основном ксенолитами хлоритовых сланцев, реже известняков и песчаников размером не более 0,1–1 см. Форма ксенолитов остроугольная и угловато-остроугольная, кимберлит. Визуально в штуфах можно увидеть до пяти сильнотрещиноватых пиропов размером 0,5–1,0 см, целые зерна практически отсутствуют; хорошо выделяющиеся келифитовые каймы толщиной 0,2–1,5 мм развиты практически вокруг всех зерен пиропов. При дезинтеграции кимберлита получается светло-зеленая глина. Текстура породы массивная, структура порфиrowая, липопорфиrowая. Порфиrowые выделения представлены карбонатом, кварцем, флогопитом и шпинелью, на дайке Заоблачная – псевдоморфозами среднезернистого карбоната, иногда кварца по субидиоморфным кристаллам оливина величиной 0,2–10 мм. Основная масса состоит из карбоната (54–69%), флогопита (6,5–11%), рудного минерала (5–8% – титаномagnetит и ильменит), недиагностируемых выделений кубического габитуса или обособленных скоплений землистых агрегатов железо-титановых окислов в виде плохо сформированных футляровидных кристаллов, причем в центре каждого из них помещается хорошо выраженный кристалл непрозрачного вещества, апатита (до 0,6%), единичных вкрапленников шпинели и граната.

Кимберлиты характеризуются низкими содержаниями титана, окиси кремния и магния, высокими – кальция и углекислоты.

Они прорывают породы еркекетской свиты нижнего кембрия и перекрыты маломощным чехлом современных отложений. Радиологические определения абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом измененных гипергенными процессами кимберлитов дайки Заоблачная  $148 \pm 10$  млн лет, а неизмененных кимберлитов дайки Старооскольская – 160–170 млн лет, что соответствует средней–поздней юре. С учетом близости расположения Хорбусуонского и Куойкского кимберлитовых полей, принимается позднерюрский возраст хорбусуонских кимберлитов.

Признаки алмазности в кимберлитовых телах хорбусуонского комплекса не установлены.

**Куойкско-молодинский комплекс кимберлитовый** ( $uJ_3k$ ). Образования данного комплекса распространены на территории листа R-51 в наиболее крупном Куойкско-Молодинском поле узлового типа. Поле имеет форму неправильного овала, ориентированного на северо-северо-запад, и охватывает верховья р. Молодо и нижние течения рек Куойка и Беенчима. Включает на настоящее время по разным данным от 166 (84 трубки взрыва, 74 дайки, восемь штоков) до 167 кимберлитовых тел (103 трубки, 62 дайки и два штока); кроме того, некоторые авторы включают в состав поля еще три штока беспироксеновых щелочных пикритов. В строении интрузивных тел принимают участие экструзивно-жерловые образования трубок взрыва (массивные и автолитовые кимберлитовые брекчии с кимберлит-цементом того же состава, иногда со шлирами слюдяных кимберлитов в кимберлит-цементе) и интрузивные кимберлиты даек и штоков (базальтоидные и слюдяные кимберлиты). В естественном обнажении изучена только одна трубка – Обнаженная (113), остальные перекрыты маломощным чехлом (0,8–5,3 м) элювиальных и делювиальных отложений и вскрывались шурфами и канавами. Форма трубок овальная и овально-удлиненная (до каплевидной). Размеры их колеблются от сотых долей га до 3,68 га (трубка Заозерная); наиболее мелкие трубки Кыра-6 и Алена (155) имеют размеры соответственно  $2 \times 3$  м и  $10 \times 7$  м, более крупные трубки, такие, например, как Хризолитовая (149) и Кыра-4 (122) имеют размеры  $55 \times 115$  м и  $170 \times 50$  м. Мощность даек обычно до 0,5 м, изредка в раздувах достигает 2–30 м (Великан-1, 2 (108), Гамма), протяженность 70–300 м, редко – более 2 км (Мгришница), они преимущественно вертикальные. Штоки в современном срезе имеют изометричную, несколько удлиненную форму, площадь их от 0,1 до 9,2 га (шток Ан-36) (114). Кимберлит в зоне эндоконтакта (мощность зоны – 0,8–1 м, до 4 м) обильно обогащен обломочным материалом, особенно псаммитовым материалом пермских отложений, как правило, подвержен заметному ожелезнению (приобретает бурю окраску, в отличие от обычной серой и зеленовато-серой) и становится менее прочным, рыхлым, сильно трещиноватым, часто с повсеместно развитыми зеркалами скольжения (трубки Хризолитовая, Чамая (157), Алена, Хмурая (143) и др.). Вмещающие породы в зоне экзоконтакта чаще всего раздроблены и изменены. Мощность зоны 0,2–1 м и зависит от характера вмещающих пород: пермские песчаники уплотнены, иногда «обожжены» и ороговикованы, нередко раздроблены и несколько смяты (пласты их задраны вверх), ожелезнены; раннетриасовые туфы и долериты интенсивно

трещиноватые, раздроблены, брекчированы, хлоритизированы и ожелезнены, вблизи контакта слабо серпентинизированы, а непосредственно вдоль контакта в них нередко наблюдаются зеркала скольжения.

Куойкско-Молодинское кимберлитовое поле приурочено к узлу пересечения региональных зон разломов – кимберлитовмещающей Молодо-Попигайской (Куойкско-Эбеляхской) северо-западного простирания и кимберлитоконтролирующих Далдыно-Оленекской северо-восточной и в меньшей степени субширотной зоной, выделяемой М. Я. Фолисевичем [90ф] под названием Сарылах-Экитской. С направлением двух последних совпадает простирание кимберлитовых даек и удлинение большинства трубок взрыва и штоков, нередко образующих линейные субпараллельные или кулисообразные цепочки того же простирания.

Магнезиально-железистые и магнезиальные кимберлиты (табл. 23, 24, 25) – это порфиоровые, преимущественно мелко- и среднепорфиоровые (до крупнопорфиоровых в брекчиях) породы с неравнозернистой, мелко- и скрытокристаллически зернистой структурой основной массы в сочетании с микролитовой и мелкопойкилитовой. Текстура пород массивная (резко преобладает), иногда автолитовая, псевдоавтолитовая и миндалекаменная, участками пятнисто-полосчатая и шпиротакситовая (переходы к лампрофиоровым разностям и неоднородности, связанные с автотасоматозом). Структура кимберлит-цемента в общих чертах более крупнопорфиоровая и менее однородная. Вкрапленники в породе представлены оливином двух генераций (5–55%, изредка до 65–70%) и флогопитом (1–15%). Основная масса состоит (%) из серпентина трех генераций (0–30), карбоната трех генераций (3–35), флогопита (5–15), рудных минералов (1–8), перовскита (1–4), апатита (0,5–5). Пироп образует единичные зерна (от 0,3–1 до 3–5 мм) и скопления зерен до 10–12 мм в основной массе, а также встречается в виде включений в оливинах (трубка Хмурая). Магнезиально-железистые кимберлиты характеризуются ильменит-шпинель-гранатовой, шпинель-гранат-ильменитовой и гранат-шпинель-ильменитовой ассоциациями типоморфных минералов. В тяжелой фракции шлихов и протолокоток отмечаются пироп, пикроильменит, хромшпинель, оливин, хромдиоксид, реже апатит, циркон, изредка хромит, магнезиоферрит и в единичном случае хромпикотит (трубка Хризолитовая).

Характерной особенностью минералогического состава кимберлитов является присутствие трубчатого циркона (в процентных содержаниях) в двух трубках – Хризолитовая и Апатитовая. Железистые кимберлиты представлены порфиоровыми кимберлитами интрузивных фаций, а также кимберлитовыми брекчиями (порфиоровый кимберлит-цемент) эксплозивных фаций. Это порфиоровые, преимущественно мелкопорфиоровые породы с неравнозернистой мелко- и кристолитическизернистой структурой основной массы в сочетании с микролитовой (участками), реже пойкилитовой. Текстура пород массивная (кимберлиты интрузивных фаций) и в сочетании с автолитовой и псевдоавтолитовой (кимберлиты эксплозивных фаций), участками пятнисто-полосчатая микротакситовая, изредка флюидальная. Вкрапленники в породе представлены оливином (25–45%) и флогопитом (0–2%). Основная масса (55–75%) существенно серпентин-карбонатного,

## Химический состав кимберлитов куюйско-молодинского комплекса, %

Номер пробы	Окислы																				Σ
	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	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O	ппп			
<b>Кимберлитовая брекчия лампрофирового типа, тр. Хризолитовая [64ф]</b>																					
1 (149)	28,0	0,55	2,60	0,12	5,02	2,73	0,20			20,60	16,75	0,18	1,40	1,42	13,22	0,04	6,84		99,82		
<b>Кимберлитовая брекчия лампрофирового типа, тр. Хризолитовая [48ф]</b>																					
2 (149)	25,46	0,25	5,74	0,12	0,42	6,23	0,13	0,13		20,39	16,98	1,19	1,73	0,85	13,85		1,61	4,40	99,55		
<b>Кимберлитовая брекчия с примесью песчаного материала, там же, среднее по двум анализам [48ф]</b>																					
3 (149)	42,50	0,76	7,86	0,04	3,21	2,27	0,06	0,07		12,60	10,64	1,08	2,16	0,40	6,92	0,08	3,02	5,64	99,31		
<b>Автолитовая кимберлитовая брекчия, тр. Чамая [64ф]</b>																					
4 (157)	26,90	0,93	0,70	0,08	4,82	2,73	0,16			25,32	14,20	0,12	0,13	0,34	14,82	0,03	8,32		99,75		
<b>Карбонатизированный кимберлит, там же, среднее по двум анализам [48ф]</b>																					
5 (157)	13,38	1,14	1,23	0,12	3,77	1,97	0,17	0,11		12,33	32,60	0,15	0,50	0,40	27,92	0,04	0,51	4,02	100,36		
<b>Карбонатизированный кимберлит из автолитов, там же, среднее по двум анализам [48ф]</b>																					
6 (157)	19,11	1,22	2,71	0,09	4,25	2,90	0,14	0,11		14,13	26,29	0,58	0,78	0,42	20,55	0,18	1,24	5,45	100,16		
<b>Карбонатизированная кимберлитовая брекчия, тр. Хмурая [50ф]</b>																					
7 (143)	18,22	1,89	3,90	0,10	5,81	0,85	0,15			16,93	18,49	0,23	1,01	0,18	23,50	0,05	1,32	7,18	99,81		
<b>Кимберлитовая брекчия, там же [50ф]</b>																					
8 (143)	24,72	1,08	4,73	0,03	6,03	4,03	0,16	0,26		18,18	20,54	0,36	0,59	0,22	11,44	0,09	0,97	6,45	99,88		
<b>Карбонатизированный кимберлит, тр. Унга [50ф]</b>																					
9 (142)	11,49	2,22	2,23	0,11	5,00	1,89	0,29	0,09		9,22	35,02	0,16	нет	1,77	27,40	0,17	0,94	1,58	99,68		

<b>Кимберлит, дайка Алдыкан [50ф]</b>																			
10 (140)	32,20	2,18	2,75	0,18	6,48	1,26	0,04	0,18		28,83	4,71	нет	0,85	0,59	3,30	0,19	1,25	15,41	100,40
<b>Кимберлит, трубка Гранатовая [46ф]</b>																			
11 (126)	32,14	3,81	5,15		8,67	4,28	0,24			28,43	3,70	0,20	1,59	0,88	1,46	0,11		11,53	100,19
<b>Кимберлит, трубка Гранатовая [48ф]</b>																			
12 (126)	29,76	2,30	5,26	0,13	10,44	4,11	0,29	0,14		26,02	8,46	0,14	0,78	0,29	3,41	0,06	0,85	7,55	99,99
<b>Карбонатизированный и хлоритизированный кимберлит, там же [48ф]</b>																			
13 (126)	25,90	3,59	4,63	0,06	8,21	2,69	0,18	0,16		18,13	14,66	1,05	1,30	0,64	9,85		3,16	4,97	99,18
<b>Кимберлитовая брекчия с примесью песчаного материала, там же [48ф]</b>																			
14 (126)	30,86	1,09	9,98	0,09	1,14	7,24	0,19	0,19		16,20	10,86	0,40	0,69	0,57	7,48		6,17	6,43	99,58
<b>Кимберлитовая брекчия, там же, среднее по двум анализам [64ф]</b>																			
15 (126)	9,82	3,90	3,00	0,06	8,17	5,30	0,20			27,95	6,05	0,15	0,66	0,81	3,29	0,30	0,15	10,25	99,95
<b>Кимберлит лампрофирового типа, там же [64ф]</b>																			
16 (126)	27,00	3,32	3,40	0,08	6,54	4,40	0,18			25,00	10,74	0,20	1,20	0,96	7,29	0,30	0,30	8,91	99,94
<b>Кимберлит, трубка Титан, среднее по двум анализам [64ф]</b>																			
17 (121)	28,16	3,81	3,30	0,04	8,76	4,37	0,22			26,76	8,18	0,15	0,32	0,62	6,01	0,05	0,15	8,06	98,91
<b>Измененный кимберлит, трубка Кыра-1, Попов (1986 г.)</b>																			
18 (122)	22,90	4,15	2,25	0,05	11,2	2,70	0,16	0,08	0,01	25,40	12,37			0,03				17,34	98,64
<b>Кимберлит, дайка 80 [69ф]</b>																			
19	28,00	3,65	2,60	0,04	6,42	3,13	0,16	0,10	0,01	25,99	9,08			1,32				15,74	

флогопит (хлорит)-серпентин-карбонатного или собственно карбонатного состава образована серпентином трех генераций (5–30 до 50%), карбонатом трех генераций (10–40, до 50%), серпентин-карбонатными псевдоморфозами по монтичеллиту (0–30%), флогопитом (1–12%), рудными минералами (4–10%), перовскитом (3–15%), апатитом (до 1–8%). Железистые кимберлиты характеризуются существенно ильменитовой ассоциацией типоморфных минералов. Тяжелая фракция шлихов и протолочек состоит преимущественно из пикроильменита и оливина. Хромшпинель и особенно пироп встречаются спорадически в редких и единичных пробах.

Магнезиально-железистые и железистые кимберлиты куойкского комплекса: а) характеризуются повышенными содержаниями типоморфных элементов – никеля, кобальта, хрома, ниобия, а также бария, стронция, лития и др.; б) каждое кимберлитовое тело этого поля имеет свои геохимические особенности распределения элементов; в) кимберлитовые тела, расположенные в поле развития терригенно-карбонатных пород венда–среднего кембрия, по составу и концентрациям элементов отличаются от других тел этого поля, в первую очередь, более высокими содержаниями типоморфных элементов – никеля, хрома, кобальта, ниобия; г) по сравнению с вмещающими терригенно-карбонатными породами венда–среднего кембрия, кимберлиты несут в себе более высокие концентрации практически всех элементов, за исключением молибдена, иттрия и ванадия; д) по сравнению с вмещающими породами траптовой формации кимберлиты несут в себе более высокие содержания типоморфных элементов (ниобий, никель, кобальт, хром) и более низкие – халькофильных элементов (медь, цинк, олово, серебро).

Таблица 24  
Химический состав ксенолитов габродолеритов из кимберлитов тр. Обнаженная куойкско-молодинского комплекса

Окислы Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	F <sub>2</sub>	Собщ.	CO <sub>2</sub>
М-16 (113)	48,63	2,00	11,75	0,50	12,37	3,57	0,14	7,15	9,03	2,16	1,07	0,32	1,12	0,09	0,04	0,55
М-20 (113)	44,66	3,70	11,25	0,91	11,60	4,69	0,13	9,03	7,36	1,98	1,68	0,58	2,36	0,13	0,43	0,27
М-25 (113)	45,14	3,91	10,57	0,70	11,65	5,24	0,13	9,12	7,72	1,91	1,48	0,40	2,17	0,08	0,04	0,27
М-33 (113)	45,36	4,27	10,57	0,75	11,62	5,09	0,13	8,77	7,89	2,48	1,27	0,36	1,97	0,10	0,04	0,27
М-37 (113)	47,96	3,69	13,0	1,01	11,60	3,70	0,13	5,54	8,12	2,48	1,42	0,26	1,17	0,15	0,11	0,14

Примечание. Анализы по ксенолитам приведены по работе Томшина М.Д. [318] и выполнены в химлаборатории ЯГУУ аналитиками З. Ф. Париновой и Л. К. Родионовой.

## Химический состав пород по отдельным телам куойкско-молодинского комплекса, %

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	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	BaO	F	Σ
<b>Альениты, шток Монтичеллитовый, среднее по восьми анализам [166]</b>																			
29,39	3,77	4,40	0,08	7,32	7,43	0,24	0,09	0,01	26,33	14,07	0,29	0,50	0,36	1,46	0,35	3,91	нет	0,13	100,13
<b>Кимберлиты, дайка Великан-II, среднее по 11 анализам [166]</b>																			
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	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S	F	Σ
22,28	3,39	4,08	0,07	7,38	4,13	0,20	0,06	следы	22,45	16,12	0,26	0,70	0,84	10,97	0,16	6,43	0[12	0,12	99,76
<b>Интрузивные карбонатиты, дайка Снежная</b>																			
20,42	0,52	1,01	0,19	1,89	6,36	0,35	0,16	0,01	20,70	24,63	0,06	0,48	1,02	19,23		2,50	0,07		99,60
<b>Кимберлитовые брекчии с массивной текстурой цемента, трубка Оливиновая [6а]</b>																			
28,23	0,97	1,80	0,20	2,95	4,90	0,20	0,12	0,007	30,87	13,15	0,04	0,57	0,70	9,57		5,45	0,25		99,98
<b>Та же порода, трубка Второгодница, среднее по двум анализам [177]</b>																			
22,26	0,95	1,82	0,16	3,03	3,81	0,33	0,07	0,01	27,02	18,36	0,06	0,51	0,84	15,69		4,71	0,13		99,76
<b>Автолитовая кимберлитовая брекчия, трубка Обнаженная [6а]</b>																			
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	CoO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	SO <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	S	ппп	Σ
28,66	0,50	1,00	0,19	2,01	4,35	0,22	0,17		28,67	14,45	0,73	1,25	1,13	11,2	0,16			5,03	99,72
<b>Та же порода, трубка Слюдянка, среднее по двум анализам [6а]</b>																			
42,21	2,09	4,85	0,57	4,37	5,41	0,26	0,21		25,76	6,63	0,49	0,44	0,15	3,25	0,03			2,77	100,19

Монтichelлитовые пикритовые порфириты среди кимберлитовых тел Куойкско-Молодинского поля описаны М. А. Крутоярским [77]. Эти редкие породы своеобразного ультраосновного состава, встречающиеся совместно с мезозойскими кимберлитами, слагают дайку на левобережье р. Оленек ниже устья р. Куойка. По минеральному составу, структуре, текстуре и условиям залегания они близки к кимберлитам куойкского комплекса, но отличаются отсутствием алмаза и главного пироба, а также отсутствием желваков гранатовых оливинитов, перидотитов, пироксенитов и эклогитов. Породы содержат местами небольшое количество (5–15%) мелких (1–10 мм) ксенолитов измененных карбонатных и глинисто-карбонатных пород. Текстура порфиритов массивная, флюидальная, иногда брекчиевидная. Структура порфириовидная с микропайдиоморфнозернистой основной массой. Вкрапленники представлены оливином (20–25%) и редкими зернами монтichelлита (до 1%). Основная масса состоит из микрозернистого агрегата монтichelлита (40–55%), магнетита (7–11%), перовскита (3%) и изредка апатита (1%). Из вторичных минералов присутствуют флогопит, серпентин и кальцит. Химический состав образца монтichelлитовых пикритовых порфиритов из дайки, встреченной на левобережье р. Оленек (коллекция В. В. Алексеева и др., [2ф]) следующий (%): SiO<sub>2</sub> – 26,82, TiO<sub>2</sub> – 3,84, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,08, Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,12, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6,35, FeO – 7,86, MnO – 0,23, NiO – 0,16, MgO – 26,92.

Возраст пород куойкско-молодинского комплекса остается дискуссионным и определяется на основании следующих данных. Кимберлитовые тела в Куойкско-Молодинском поле залегают среди отложений венда, кембрия, перми, в нижнетриасовых вулканитах молодинской свиты и раннетриасовых силлах долеритов молодинского комплекса. Ксенолиты из трубки Обнаженная (113) содержат обломки ростров юрско-меловых белемнитов *Pachyteuthis (Acroteuthis) sp.*, (cf. *subrectangulata* Bliithg.) [213]; в трубках Заозерная, Хризолитовая, Маричка (130), Гранатовая выявлены споры и пыльца, среди которых отмечаются типично юрские и нижнемеловые формы.

Радиологические определения возраста развитых в кимберлитовом поле тел приведены в табл. 26. Рубидий-стронциевые определения, показавшие датировки палеозойского времени в сочетании с мезозойскими датировками, позволили Ф. Ф. Брахфогелю [21, 22] отнести Куойкско-Молодинское поле к полихронным объектам, сформировавшимся в палеозойскую и мезозойскую эпохи кимберлитобразования.

Однако наиболее достоверные определения возраста уран-свинцовым методом по перовскитам из штока Монтichelлитовый (2 ан.) и дайки Великан (108) (2 ан.) – 170–128 млн лет, с которыми совпадают данные определений тем же методом возраста цирконов (151,3–147,7 млн лет, 4 ан. – трубки Ирина (80), Муза (80), Слюдянка (91), Токур (80) [128]), а также определения возраста методом треков по цирконам (171 ± 13–147 ± 6 млн лет, 5 ан. – трубки Слюдянка, Русловая (113), Пятница (91), Хризолитовая (149), Маричка (130) и большинство дат, полученных рубидий-стронциевым методом, указывают на то, что формирование кимберлитовых тел комплекса, наиболее вероятно, произошло в интервале от начала поздней юры

**Радиологические определения возраста из кимберлитов  
куойкско-молодинского комплекса**

Номер на карте фактов	Кимберлитовое тело	Возраст, млн лет, метод
87	Трубка (шток?) Мелкая	178±12, К-Аг
88	Трубка Мама	339±13, К-Аг
80	Трубка Муза	154±7, треки U 150,9 Pb-U
80	Трубка Токур	153±11, треки U 151,2 Pb-U
82	Трубка Ноябрьская	296±9, К-Аг
82	Трубка Вечерняя	403±50, К-Аг
90	Дайка Мгришница	161, 158 Rb-Sr
91	Трубка Пятница	157±16, треки U
91	Трубка Слюдянка	147±6, треки U, 147,7 Pb-U
96	Трубка Люся	340±16, К-Аг
100	Трубка Серушка (Серая)	534±20, К-Аг
90	Трубка Второгодница	374±12, К-Аг
103	Трубка Водораздельная	376±5, К-Аг
107	Трубка Оливиновая	359±7, К-Аг
106	Трубка Придорожная	338 Rb-Sr
107	Трубка Людмила	189±9, К-Аг
107	Трубка Рубин	177±11, К-Аг
107	Трубка Первомайская	134±1, К-Аг
113	Трубка Русловая	341±25, 381±26, 395±26, 376±5, К-Аг
108	Дайка (шток?) Великан (Великан II)	352±17, К-Аг
113	Трубка Обнаженная	418±14, 185±10, 205±10, 288±10 К-Аг 161 Rb-Sr
114	Трубка АН-36/77	173, 159 Rb-Sr
117	Трубка АН-43/77	147 Rb-Sr
115	Дайка Кавказ	153, 148 Rb-Sr
126	Трубка Гранатовая	195±10, 186±0, К-Аг, 510(?), 188, Rb-Sr
128	Трубка АН-60/90	333 Rb-Sr
155	Трубка Алена	164, Rb-Sr
92	Трубка Бэта	446±10, К-Аг
92	Дайка (жила) Снежная-I	434±0, 411, К-Аг, 159, 157, Rb-Sr
118	Трубка Эселях-II	210, 173 Rb-Sr
130	Трубка Маричка	1711±3, треки U, 159,3 Pb-U
133	Трубка Молодо-IV	141, Rb-Sr
149	Трубка Хризолитовая	150±7, треки U, 156,2 Pb-U
80	Трубка Ирина	149,3 Pb-U
91	Жила АН-23/78	122±3, К-Аг
141	Трубка Снежная	854±78, К-Аг

до середины раннего мела включительно. К этим данным следует добавить возраст кимберлитов дайки Великан II, выполненный U-Pb методом по перовскиту (ЦИИ ВСЕГЕИ, СПб.) и составивший  $155 \pm 5$  млн лет. По большинству определений возраст принимается нами как позднеюрский. Исключение, возможно, представляет группа тел, представленная трубкой Дьянга и ассоциирующими с ней 16 кимберлитовыми дайками (нижнее течение р. Беенчима). Трубка Дьянга овальной формы размером  $70 \times 35$  м, простираение ее северо-восточное; параметры дайки Ж-79 (109) –  $20 \times 1$  м, простираение также северо-восточное. Кимберлитовая трубка сложена эксплозивными кимберлитовыми брекчиями с массивным автолитовым цементом, дайки выполнены массивными и автолитовыми кимберлитами. Радиологические определения абсолютного возраста рубидий-стронциевым методом кимберлитов трубки Дьянга – 234, 240, 249 млн лет, кимберлитов дайки Ж-79 по трекам U –  $158 \pm 12$  млн лет. На основании рубидий-стронциевых датировок ряд исследователей, в том числе автор данного раздела считает необходимым выделить в Куойско-Молодинском поле средне-позднетриасовую эпоху кимберлитобразования, а отвечающие ей тела обособить в нижнебеенчименский кимберлитовый комплекс [22а, 190, 3ф], с которым могут быть связаны не выявленные пока алмазоносные кимберлитовые тела, синхронные с потенциально-промышленно алмазоносными телами Куранахского кимберлитового поля (юго-восточный фланг Анабарского щита).

Из трубки Дьянга взята проба объемом  $108 \text{ м}^3$ , в которой обнаружено 546 кристаллов алмазов общим весом 3387,2 мг [9ф]. Дайка Ж-79 также опробована геологами Амакинской экспедиции [60ф]. Из пробы объемом  $8,5 \text{ м}^3$  добыто 17 кристаллов алмазов. Содержание не превышает  $0,157 \text{ кар/м}^3$ .

Кимберлитовые трубки Скиф (91), Харыйдах-III; Кыра-I, Кыра-III, Кыра-IV (122), Кыра-V, Лида, Сотая, Хризолитовая (149), Молодо-I, Молодо-VI (133), Хангас-II и дайки Поисковая (96), Великан (108) – слабо- и убого-алмазоносные. Другие авторы отмечают убогую алмазоносность всего в семи кимберлитовых телах поля. Для алмазов присуще интенсивное проявление скульптур травления до образования кавернозных обломков, полное отсутствие двойников и сростков, преобладание желтой и зеленой люминисценции и высокое содержание сингенетических твердых включений в алмазах эколгитового парагенезиса, отличающихся по типохимизму состава включений данного парагенезиса в алмазах из кимберлитовых тел других регионов платформы.

Кимберлитовая трубка Обнаженная является геологическим памятником природы минералогического типа всемирного значения [74]. Огромное разнообразие глубинных включений делает трубку уникальным объектом для изучения строения верхней мантии. Вблизи трубки Обнаженная на поверхность выходят еще три кимберлитовых тела – трубки Русловая, Второгодница и дайка Великан, что делает этот район неповторимым для геолого-минералогических исследований.

Как хорбусуонский, так и куойско-молодинский комплексы сформированы в типично внутриплитовой обстановке – в горячих точках так называемого «плюмового» магматизма.

По возрасту, с некоторой степенью условности, можно выделить четыре этапа проявления магматической деятельности – раннепротерозойский (эекитский гранитовый комплекс), позднепротерозойский (среднерифейский уэттяхский долеритовый, вендский монгусский трахибазальт-трахитовый комплексы), среднепалеозойский (среднепалеозойский молодо-уджинский долеритовый, позднедевонско-раннекаменноугольный толуопско-мерчимденский кимберлитовый комплексы) и мезозойский (раннетриасовый молодинский долеритовый, позднеюрские хорбусунский и куойкско-молодинский кимберлитовые комплексы).

В большинстве своем этапы, за исключением первого, имеют общие черты развития, и проявления магматизма в них пространственно взаимосвязаны: магматическая деятельность начинается с вулканических лавовых излияний умереннощелочного средне-основного состава и завершается проявлениями экструзивно-жерлового вулканизма – основными телами трубчатого типа, сменившимися позднее кимберлитовым вулканизмом.

Формирование магматических образований в пределах территории происходило в течение длительного периода геологической истории, которая характеризуется развитием двух основных палеогеодинамических режимов – активнокрайнего и внутриплитного. Последний представлен последовательно сменяющимися друг друга обстановками континентальных рифтов, трапповых провинций и локального внутриплитового магматизма.

Так, наиболее ранние образования эекитского комплекса, характеризуют обстановку активной континентальной окраины, которая в позднем протерозое начинает сменяться внутриплитовым режимом, сохраняющим признаки континентальной окраины в виде зон рассеянного рифтогенеза на окраине платформы. В это же время начинает проявляться трапповый вулканизм типично внутриплитовых обстановок, в результате которого формируются трубчатые тела и силлы монгусского и молодо-уджинского комплексов, определивших северные границы развития трапповой провинции в пределах Оленекского поднятия. В обособленных ареалах локального внутриплитового «плюмового» магматизма образовались кимберлитовые тела толуопско-мерчимденского комплекса. В раннем мезозое трапповый магматизм проявился на территории наиболее ярко и позднее полностью сменяется «плюмовым» кимберлитовым вулканизмом, в результате которого образовались кимберлитовые тела хорбусунского и куойкско-молодинского комплексов. Такие палеогеодинамические обстановки полностью определяют и минерагеническую специализацию территории. Рудообразование генетически и пространственно связано с магматизмом активной континентальной окраины и все перспективы выявления потенциально промышленных рудных месторождений связаны только с протерозойскими образованиями; континентальный рифтогенез и внутриплитовый магматизм в силу своего рассеянного характера не благоприятствует образованию более или менее крупных концентраций рудного вещества. Наиболее ярко проявленные магматические образования типично платформенных обстановок – кимберлитовые комплексы палеозоя и мезозоя – обладают, несомненно, самыми реальными перспективами для образования потенциально промышленных объектов в пределах территории листа – коренных месторождений алмазов.

---

---

## МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ввиду незначительного площадного распространения и слабого проявления метаморфизма, на геологической карте данные образования не отражены. Однако учитывая потенциальные перспективы металлоносности регионально метаморфизованных пород и метасоматитов, ниже приводится их общее описание по материалам работ Б. Р. Шпунта [338].

Изучение вещественного состава регионально метаморфизованных пород и метасоматитов осложняется тем, что они неоднократно подвергались гипергенному преобразованию в условиях разновозрастных кор выветривания.

Наиболее изучены преобразованные в зеленосланцевой фации метаморфизма нижнепротерозойские породы экитской свиты – метапесчаники, метаморфизованные алевропесчаники, метаморфизованные алевролиты и алевропелиты, метаморфизованные глинистые породы (сланцы). В составе материала метапесчаников зеленоватого цвета преобладают полевые шпаты и кислые плагиоклазы, структура пород бластопсаммитовая. В малом количестве в составе пород отмечены обломки графитизированных кварцевых метаалевролитов и слюдистых сланцев, крупные чешуйки мусковита и биотита, обломки карбонатных и биотит-карбонатных пород, микропегматитов и сильно измененных метапород эффузивного облика. В составе тяжелой фракции преобладают циркон, альмандин, ильменит, турмалин, биотит, реже – эпидот, апатит, амфиболы, пироксены, рутил, аутигенный лейкоксен. Для метаморфизованных алевропесчаников характерна бластоалевропсаммитовая структура, а обломочные зерна представлены преимущественно кварцем. В составе тяжелой фракции установлены циркон, ильменит, альмандин, турмалин, редко апатит, эпидот, амфиболы, пироксены. Структура метаморфизованных алевролитов и алевропелитов бластоалевролитовая, текстура микрослоистая. В составе тяжелой фракции, доля которой крайне незначительна, отмечены единичные зерна циркона, альмандина, турмалина, рутила, пироксенов, аутигенных зерен турмалина и лейкоксена. Состав метаморфизованных глинистых сланцев – слюдисто-калиевошпатово-кварцевый.

Первично-обломочные контуры, часто с регенерационными каймами, сохраняют лишь 30% обломочных зерен, остальные претерпели полно-пластическое изменение. О достаточно интенсивных метагенетических преобразованиях всех охарактеризованных выше разновидностей пород

свидетельствует однообразная степень дефектности обломочного кварца (облачно-волнистое угасание и изометрично-полигональная поликристалличность) и бедность включениями минералообразующей среды. В целом все породы по степени постседиментационного преобразования могут быть отнесены к метапородам, измененным в условиях биотитовой ступени фации зеленых сланцев. Возраст процессов регионального метаморфизма оценивается в 1,98 млрд лет [275]. Химические составы пород приведены в табл. 2.

Метасоматические образования характерны для зон экзоконтакта наиболее крупных интрузивных тел экитского гранитового комплекса и линейных зон дробления северо-западного простираения. В зонах экзоконтакта по осадочным толщам карбонатного состава проявляется скарнирование и мраморизация, по терригенным толщам – ороговикование и пиритизация. Экзоконтактовые изменения доломитов кютюнгинской свиты на контакте с габбродолеритами уэттяхского комплекса выражены в появлении доломитовых и известковых мраморов, насыщенных кубиками и линзочками пирита.

Для гранитов экитского комплекса характерны процессы интенсивного автометасоматоза, выраженные в каолинизации пород вдоль зон дробления северо-северо-западного простираения до образования белых и белесых метасоматитов по всем разностям пород. Метасоматиты состоят из обломков зерен полевого шпата, погруженных в мельчайший агрегат из новообразований кварца, хлорита, серицита и рудного минерала. Более глубоко измененные породы представляют собой типичные микрозернистые вторичные кварциты. В составе тяжелой фракции протолочек отмечены циркон, галенит, арсенопирит, сидерит, касситерит, сфалерит, пирит, церуссит, каламин, апатит, рутил, анатаз.

Для экзоконтактовых зон молодо-уджинского и молодинского комплексов также характерны кальцитизация, мраморизация и скарнирование по карбонатным толщам и ороговикование по терригенным породам, которые отличаются только меньшими параметрами зон. Мощности зон скарнирования не превышают первые метры.

---

---

## ТЕКТОНИКА

Рассматриваемая территория охватывает северо-восточную окраину Северо-Азиатского кратона. Она расположена в районе сочленения Анабарской антеклизы и внешнего крыла Приверхоянского прогиба Сибирской платформы. На востоке Анабарской антеклизы выделяются (с севера на юг) Оленекский и Мунский своды. В пределах первого локализованы Сололийское и Куойкско-Далдынское поднятия, разделенные Кютюнгинским грабеном. На северо-востоке Сололийского поднятия находится Хорбусуонский рифтогенный прогиб, а к северо-западу от поднятия расположен Хастахский прогиб. Между сводовыми структурами протягиваются Суханская, Сюнгюдинская впадины, Моторчунский прогиб и Хайыргастахская седловина. Нижнепротерозойские породы выходят на поверхность в Олонгинском и Верхнеэекитском (Сололийское поднятие), Салабынском (Куойкско-Далдынское поднятие) выступах кристаллического фундамента; вскрыты скважиной в Нижнемунском (Мунский свод) выступе.

На востоке расположен Приверхоянский краевой прогиб, структуры которого представлены Атырканской седловиной на севере территории листа карты, а на юге в его пределах выделяются Говоровское и Джарджанское поднятия, Натарская и Собопольская впадина. При проведении тектонического районирования, создании схем тектонической и глубинного строения в качестве основы использовались опубликованные карты и схемы [218, 219, 234, 49, 258, 70, 299, 275, 358, 112, 110 и др.], объяснительные записки к Государственным геологическим картам масштаба 1 : 200 000 и фондовые материалы по результатам геокартирования масштаба 1 : 50 000, а также геофизическая основа, подготовленная для создания комплекта Госгеолкарты-1000/3 данного листа и содержащаяся в сопровождающей базе данных.

### СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В вертикальном разрезе верхней части земной коры рассматриваемой территории выделяются следующие структурные ярусы: нижнепротерозойский в составе архейско-нижнепротерозойского структурного этажа; рифейский, вендско-кембрийский, среднепалеозойский (нижнекаменноугольный), среднекаменноугольно-пермский, нижнетриасовый, верхнетриасово-юрский, нижнемеловой и кайнозойский в составе рифей-фанерозойского

структурного этажа. В целом за основу выделения структурных ярусов берутся такие факторы, как изменение формационного состава отложений, проявления магматизма и несогласий, новообразование или замыкание ранее существовавших структур, изменение мощностей отложений и характера их распределения в пространстве.

### **Архей-нижнепротерозойский структурный этаж**

Нижнепротерозойский структурный ярус. Его образования относятся к верхней части комплекса кристаллического фундамента платформы и обнажаются на дневной поверхности в Олонгдинском, Верхнеэекитском и Салабынском выступах, а также вскрыты скважинами на Джарджанском поднятии и Нижнемунском выступе. Комплекс пород, слагающих эекитскую серию, как и другие нижнепротерозойские первично осадочно-вулканогенные образования, относится к морской терригенно-вулканогенной формации. Сланцы различного типа первоначально были представлены полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися с покровами риодацитов, трахидацитов, трахитов, риолитов и их туфов. Вулканогенные породы кислого состава выполняют до 10% нижней части разреза [357]. Видимая мощность пород структурного яруса достигает 2600 м. Предполагается, что накопление этих кислых вулканитов и силцитов происходило в обстановке активной континентальной окраины на окраине Беректинского террейна. Впоследствии они были интенсивно деформированы в процессе формирования Эекитского орогенного пояса [275]. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации [338]. В них сохраняются первично-осадочные текстуры – слоистость, ритмичность, знаки волновой ряби. По химическим анализам метаморфических пород среди вулканитов, вероятно, присутствуют также базальты, андезибазальты и их туфы [338]. Образования эекитской серии смяты в складки, прорваны гранитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами эекитского комплекса и повсеместно, с резким угловым и стратиграфическим несогласием, перекрыты рифейско-фанерозойскими отложениями.

### **Рифейско-фанерозойский структурный этаж**

Рифейский структурный ярус. Породы яруса, с конгломератами в основании, залегают с размывом и резким угловым несогласием на дислоцированных нижнепротерозойских метаморфических породах эекитской серии, участками на ее коре выветривания, и на раннепротерозойских интрузивных образованиях. Предполагается, что толщи структурного яруса распространены на всей территории листа и отсутствуют лишь на Джарджанском поднятии (Джарджанская скважина), а разрезы венда – на Говоровском поднятии (Говоровская скважина). В целом рифейские образования слагают морскую терригенно-карбонатную вулканогенную формацию.

Нижнерифейские отложения представлены прибрежно-морскими фациями. Низы разреза сложены преимущественно терригенными породами

шельфа, а верхняя, терригенно-карбонатная часть накапливалась в условиях карбонатной платформы. В основании терригенно-карбонатной части разреза устанавливается локальный размыв. В западном и северном направлениях уменьшается количество грубозернистых пород в нижней, терригенной составляющей разреза, а мощность верхней части существенно увеличивается на восток, что может свидетельствовать о присутствии открытого морского бассейна в это время к северу и востоку от изученной территории. Максимальная мощность нижнерифейских отложений достигает 400 м. В кровле разреза залегает силл ( $1473 \pm 24$  млн лет, бадделеит, U-Pb SHRIMP метод [361]), представленный породами основного состава.

Среднерифейские терригенно-карбонатные вулканогенные отложения залегают с размывом, стратиграфическим несогласием и перерывом на нижележащих. Нижняя часть разреза относится к фациям рифтогенных прогибов. В ней присутствуют вулканогенные породы: трахибазальты, базальты, лавобрекчии и туфы. Предполагается, что эти породы локализируются на плечах Хастахского и Моторчунского рифтогенных грабенов и имеют повышенную мощность в их пределах [112, 258, 259]. Это подтверждается увеличением мощности арымасской свиты в северном направлении (Бурская скважина 341-0 (5). Верхи среднего рифея представлены терригенно-карбонатными прибрежно-морскими фациями выполнения рифтогенных прогибов и, вероятно, с размывом перекрывают нижележащие вулканогенно-осадочные толщи. Присутствие трещин усыхания на кровлях пластов свидетельствует о кратковременных локальных регрессиях и выводах на дневную поверхность прибрежных участков внутреннего шельфа. Общая мощность среднерифейских толщ – до 800 м.

Верхнерифейские отложения относятся к фациям мелководного морского бассейна и с локальными размывами перекрывают среднерифейские. Осадочный разрез подразделяется на нижнюю терригенную и верхнюю терригенно-карбонатную части, характеризующие шельфовый бассейн. Отмеченные следы кор выветривания в верхней части разреза указывают на предвендский перерыв в осадконакоплении. Мощность верхнерифейских отложений увеличивается в северо-западном направлении от 200–250 до 488 м в сторону открытого морского бассейна. В целом характерно повышенное содержание глауконита почти по всему разрезу рифея.

В Говоровской скв. № 1 (6) терригенные рифейские отложения метаморфизованы и представлены микросланцами серицит-кварцевыми, кварцево-серицитовыми, биотит-кварцитовыми, кварц-биотитовыми и хлорит-биотит-кварцевыми алевропесчаниками и алевролитами видимой мощностью 361 м [89, 6ф]. Метаморфизм и вероятные деформации пород могли возникнуть в процессе формирования мезо-неопротерозойского Лено-Алданского орогенного пояса [299, 358].

Вендско-кембрийский структурный ярус. Вендские толщи представляют собой трансгрессивный цикл, сложены фациями мелководных морских, прибрежных и лагунных терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных отложений, характеризуются изменчивостью разрезов в различных структурно-фациальных зонах и районах и залегают с раз-

мывом и угловым несогласием на разных горизонтах рифея. Установленная глубина предвендского размыва достигает 600 м [55].

Отложения нижнего венда отсутствуют к северу и юго-западу от Сололийского поднятия, что может быть связано либо с предсредневендским размывом, либо же они здесь не формировались [81]. Толщи неоднородные и представлены терригенными и карбонатными фациями карбонатной платформы, залегающими с угловым несогласием на различных уровнях рифея. Общая мощность варьирует от 20 до 90 м с постепенным выклиниванием к северу и юго-западу.

Породы верхнего венда относятся к фациям карбонатной платформы; залегают согласно на подстилающих отложениях нижнего венда в центральной части Сололийского поднятия и с размывом и базальными конгломератами и гравелитами – на севере, на склоне поднятия. В составе отложений преобладают битуминозные водорослевые доломиты и известняки с подчиненными прослоями песчаников и гравелитов; отмечаются включения черных кремней. Верхняя часть разреза существенно доломитовая. Предполагаемый перерыв внутри верхнего венда [93ф, 61] не установлен. В бассейне р. Хорбусуонка возраст хатыспытской и нижней части туркутской свиты по хемотратиграфическим реконструкциям определен в интервале 544–550 млн лет [355а], между верхнетуркутским изотопным минимумом и мастахским максимумом. В целом мощности верхневендских толщ уменьшаются от 230–250 до 60–190 м в северном и западном направлениях.

Отложения поздневендско-раннекембрийского возраста фациально изменчивы. В целом образования структурного яруса отнесены к морской терригенно-карбонатной вулканогенной формации. Терригенно-карбонатно-вулканогенные породы залегают с размывом на существенно карбонатных толщах венда нижележащего структурного яруса. Здесь выделяются прибрежные и мелководно-морские фации внутреннего шельфа. Фациальные изменения выражены в увеличении в западном направлении количества карбонатных и в северном – терригенных осадков. На Говоровском поднятии отложения яруса отсутствуют (Говоровская скважина (б)). Вулканические образования монгусского трахибазальт-трахитового комплекса представлены трахибазальтами, базальтами, трахидацитами и их туфами, эруптивными брекчиями жерловых фаций. Вулканическая брекчия (2–15 м), исследованная в бассейне р. Хорбусуонка и залегающая в базальной части нижнего кембрия непосредственно на галечных конгломератах в нескольких метрах выше ее контакта с подстилающей туркутской свитой, имеет возраст  $543,9 \pm 0,24$  млн лет (циркон, U-Pb IDTIMS и SHRIMP методы) [346а]. Эта датировка позволила в свое время внести существенный вклад в калибровку возраста границы докембрий–кембрий в Международной стратиграфической шкале, который в настоящее время принят на рубеже  $542,0 \pm 1,0$  млн лет [350а].

На юге территории, на северном склоне Мунского свода в скв. Ан-1 (16) вулканогенные породы не выявлены, что позволяет предполагать затухание в этом направлении поздневендско-раннекембрийской вулканической деятельности. Мощность образований этой части яруса достигает 140 м

в центральной части Сололийского поднятия и сокращается до первых десятков метров на его северном склоне. Покровные и интрузивные породы монгусского комплекса были сформированы в процессе рассеянного рифтогенеза, широко проявленного в это время на северо-востоке Северо-Азиатского кратона [338].

Нижнекембрийские существенно глинисто-карбонатные отложения представлены фациями карбонатной платформы мелководного открытого морского или лагунно-морского бассейна и залегают с размывом на подстилающих толщах нижней части яруса. Вверх по разрезу вскрывается считающаяся нефтематеринской ниже-среднекембрийская куонамская свита ритмичного переслаивания горючих сланцев и известняков, отнесенная к морской горючесланцевой формации. Эти маломощные (25–75 м) до-маникоидные осадки накапливались в условиях открытого относительно глубоководного бассейна, ограниченного полосой рифовых массивов, локализованных на севере изученной территории. На севере Сололийского поднятия формация выклинивается, резко сокращается мощность битуминозных отложений до 6 м, и они сменяются рифовыми фациями, представленными органогенными, зачастую битуминозными и пестроцветными известняками, реже доломитами.

Карбонатные и терригенно-карбонатные преимущественно битуминозные толщи среднего и верхнего кембрия карбонатной платформы фациально изменчивы. Иногда они содержат отдельные слои конгломерато-брекчий и горизонты карбонатной олистостостромы, сформированных на склонах субаквальных локальных палеоподнятий. Некоторые исследователи связывают формирование кембрийских конглобрекчий со штормовыми процессами [214]. В верхней части разреза на северном склоне Сололийского поднятия присутствуют карбонатные, рифовые и зарифовые мелководные морские и лагунные отложения, представленные в основном водорослевыми и глинистыми кавернозными доломитами с прослоями известняков битуминозных и линзами кремней. Южнее, в Суханской впадине, присутствуют относительно глубоководные отложения фации некомпенсированных прогибов, развитых на краю карбонатной платформы. Мощность средневерхнекембрийских толщ на Сололийском поднятии – от 160 до 400 м, на его северном склоне достигает 500–550 м и увеличивается в южном направлении – до 550 м (Суханская впадина).

Среднепалеозойский (нижнекаменноугольный) структурный ярус. Породы яруса с размывом, крупным стратиграфическим перерывом и мощными конгломератами в основании перекрывают различные горизонты венда и кембрия. Они относятся к прибрежно-морской терригенно-карбонатной эвапоритовой формации и выполняют Кютюнгдинский грабен. Фациально толщи весьма изменчивы; здесь выделяются мелководные пестроцветные лагунно-континентальные карбонатно-терригенные грубообломочные, лагунно-морские карбонатные и глинисто-карбонатные гипсоносные и прибрежно-морские карбонатные фации. В нижней, турнейской части яруса, вверх по разрезу конгломераты сменяются песчаниками, пестроцветными мергелями с прослоями

аргиллитов и линзами глин, известняками и доломитами. Фиксируются локальные размывы. В верхней части турнейского яруса отмечается повышенная загипсованность пород.

Визейская часть яруса сложена в низах красноцветными мергелями, аргиллитами, гравелитами, песчаниками и известняками с мощными прослоями и линзами гипсов, стяжениями и прослойками ангидритов. Верхи разреза представлены известняками и доломитами. На плоскостях напластований известняков присутствуют знаки волновой ряби, трещины усыхания и глиптоморфозы по галиту, что свидетельствует о периодических отступлениях береговой линии. Мощность формации достигает 250 м в центральной части Кютюнгдинского грабена, а на его бортах отложения выклиниваются. Эти красноцветные эвапориты накапливались на заключительном этапе среднепалеозойского рифтогенеза, выполняя Кютюнгдинский грабен. У нас нет сведений о присутствии девонских отложений в наиболее прогнутых частях грабена. Судя по изотопным датировкам долеритов молодод-уджинского комплекса (см. гл. «Магматизм»), можно предположить, что эти породы, как и кимберлиты толуюпско-мерчимденского комплекса, формировались начиная со среднего–позднего девона и по ранний карбон, когда исследованная территория находилась в субэаральных условиях и осадконакопления не происходило.

Среднекаменноугольно-пермский структурный ярус. Породы яруса с размывом, перерывом и стратиграфическим несогласием залегают на отложениях венда, кембрия и нижнекаменноугольных образованиях. Характерны внутрiformационные размывы и фаціальная изменчивость толщ. Комплекс отложений слагает континентальную и прибрежно-морскую терригенную битуминозно-угленосную аллювиально-дельтовую формацию. Отложения яруса распространены в северной и восточной частях территории листа R-51 и отсутствуют на большей части Сололийского и Куойкско-Далдынского поднятий, Мунского свода и Суханской впадины.

Нижнепермские толщи имеют более широкое распространение. На Сололийском и Куойкско-Далдынском поднятиях они представлены континентальными аллювиально-озерными, озерно-болотными фациями, сменяющимися в северном и восточном направлениях прибрежно-морскими дельтовыми и шельфовыми. Средне-верхнепермские породы характеризуются сходным площадным распространением фаций, однако ареал распространения континентальных фаций сильно сокращается на севере и значительно увеличивается в центральной части листа карты. Породы континентальных фаций представлены песчаниками, зачастую косослоистыми и битуминозными, песками, с прослоями и линзами углей, конгломератов, гравелитов, переходящих в галечники и гравийники, а также алевролитами и глинами. На плоскостях напластований наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. На севере территории пермские породы вмещают залежи битума Оленекского месторождения – одного из крупнейших в России. Мощность зоны сплошного битумонасыщения местами достигает 15 м, а содержание битума в песчаниках – до 10% [140]. Битуминозные горизонты

представляют собой вскрытое современным эрозионным срезом и в значительной мере разрушенное многопластовое нефтяное месторождение. Прибрежно-морские дельтовые и шельфовые фации на востоке территории листа вскрыты скважиной (14) на Джарджанском поднятии\* и представлены выраженным трансгрессивным ритмом седиментации [107], характерным для Верхоянской пассивной континентальной окраины. На севере для прибрежно-морских фаций характерно цикличное переслаивание песчаных и алевролитовых пачек. Мощность пород яруса изменяется от 150 м в центральной части листа до 550 м вблизи его северо-западной рамки.

Нижнетриасовый структурный ярус. Отложения нижнего триаса распространены очень ограниченно: вдоль обрамления Оленекского свода и объединены в прибрежно-морскую терригенно-вулканогенную формацию. Они с размывом, стратиграфическим и угловым несогласием, иногда с базальными конгломератами в основании залегают на размытой неровной поверхности различных горизонтов палеозоя – от кембрия до верхней перми, реже – на интрузивных трапах. На западе Верхнеэкицкого выступа кристаллического фундамента они с угловым несогласием перекрывают образования нижнепротерозойского структурного яруса. Нижнеиндская часть яруса представлена основными эффузивами и их туфами мощностью до 220 м. Разнофациальные базиты развиты в пределах Кютюндинского грабена и на Куойско-Далдынском поднятии, относятся к интрузивно-эффузивным толеит-базальтовым образованиям (молодинская толща и одноименный долеритовый комплекс) долерит-базальтовой формации и связаны с процессами рассеянного рифтогенеза, синхронного плюмовому траповому магматизму запада Сибирской платформы.

Верхнеиндско-нижнеоленекские отложения яруса, развитые вдоль северного и западного обрамления Оленекского свода, представлены лагунными, прибрежно-морскими и морскими шельфовыми фациями. Они со стратиграфическим перерывом, а на некоторых участках с небольшим азимутальным несогласием, залегают на волнистой эрозионной поверхности пермских песчаников. Наиболее характерными породами являются песчаники с тонкими прослойками алевролитов и аргиллитов, неравномерно переслаивающиеся пестроцветные глины и аргиллиты, содержащие прослой с сидеритовыми и известковыми конкрециями; в нижней части яруса присутствуют туфоалевролиты и туфопесчаники. В южном и юго-восточном направлениях из разреза постепенно выпадают глины, и отложения становятся более песчанистыми, глины замещаются аргиллитами и алевролитами, а на контакте с пермскими песчаниками появляются базальные конгломераты.

Верхнеоленекские породы морских фаций представлены монотонной толщей аргиллитов и алевролитов с пакетами флишоидного чередования аргиллитов и алевролитов, реже песчаников, прослоями с известковистыми, фосфоритовыми и сидеритовыми конкрециями с обильными остатками

---

\*Пермские отложения Джарджанской скважины не содержат ни одного прослоя с остатками морской фауны, охарактеризованы только спорово-пыльцевыми комплексами и являются скорее всего континентальными. (Прим. ред.)

аммоноидей. Мощность отложений яруса изменяется от 240 м на севере площади листа до 220 м в ее центральной и до 30–60 м – в северо-западной частях.

Верхнериасово-юрский структурный ярус. Отложения яруса локализованы на склонах Оленекского и Мунского поднятий и протягиваются вдоль западного борта Приверхоанского прогиба, где трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании и значительным стратиграфическим перерывом залегают на подстилающих отложениях. Генетически они связаны с формированием Верхоянской пассивной континентальной окраины. Характерны многочисленные внутрiformационные размывы, формационная и фациальная изменчивость отложений. Породы нижней части яруса (верхний рэт–плинсбах) принадлежат в основном к морской терригенной формации. Присутствие обломков минерализованной древесины, включений рассеянной гальки осадочных и эффузивных пород свидетельствует о близких источниках сноса обломочного материала. Верхнерэтские отложения относятся к фациям пляжей и распространены лишь вдоль северного и восточного обрамления Оленекского свода. Геттанг-плинсбахские осадочные породы фаций морского эпиконтинентального бассейна с размывом перекрывают пермские и кембрийские толщи.

Тоар-байосский трансгрессивный цикл представлен относительно глубоководными морскими глинистыми фациями вплоть до фаций конденсированных разрезов. Породы цикла залегают с размывом и небольшим стратиграфическим перерывом на подстилающих толщах. Однородность литологического и гранулометрического состава отложений, присутствие в них конкреций известковистых песчаников и известняков, пирита и сидерита и обильной морской фауны указывают на их образование в нормально-морских условиях при относительной стабильности гидродинамического режима, наступившего в период максимального развития морской трансгрессии [163]. Обилие конкреций пирита и сидерита свидетельствует о восстановительных условиях и сероводородном заражении в этой части бассейна седиментации. Мощность формации на северо-западе листа карты достигает 480–600 м, на востоке и северо-востоке увеличивается до 910–1015 м, а на юге изменяется от 345–525 до 1260–1430 м, нарастая в восточном направлении. Батские отложения относятся к прибрежно-морской (дельтовой) терригенной формации. Уменьшение роли глинисто-алевритовых осадков свидетельствует о начале регрессии в среднеюрском цикле осадконакопления [124]. Мощность формации достигает 300 м.

Келловей-волжские осадки трансгрессивного цикла осадконакопления принадлежат к морской терригенной формации, характеризуются на севере территории листа относительно глубоководными морскими глинистыми фациями внешнего шельфа, а на юге – более песчаными фациями внутреннего шельфа. В позднеюрское время внедрились кимберлитовые тела хорбусуонского и куойкско-молодинского комплексов. Мощность формации на северо-западе площади листа достигает 200–250 м, на востоке и северо-востоке – 160–300 м, а на юге изменяется от 250 до 420 м.

Нижнемеловой структурный ярус. Формирование яруса связано с заложением Приверхоянского краевого прогиба в результате поднятий в расположенной восточнее территории листа фронтальной части Верхоянского складчато-надвигового пояса. Отложения яруса имеют преимущественно континентальный генезис и распространены на юге и востоке рассматриваемой территории в пределах внешнего, приплатформенного, крыла и осевой зоны Приверхоянского краевого прогиба. В целом они относятся к континентальной терригенной угленосной формации и образуют песчано-угленосный регрессивный комплекс [141]. Исключение составляют берриас-нижневаланжинские отложения на северо-востоке площади листа R-51, где они относятся к прибрежно-морской (шельфовой и дельтовой) терригенной формации (100–350 м) и залегают с размывом, иногда с конгломератами в основании на подстилающих верхнеюрских породах. Здесь развиты в основном фации фронтальной части дельты и внутреннего шельфа. Южнее берриас-нижневаланжинские осадки входят в состав континентальной угленосной терригенной формации и согласно перекрывают нижележащие отложения юры. Здесь доминируют в основном фации аллювиальной равнины, русловые, озерные, старичные и озерно-болотные фации.

Породы нижнемелового яруса представлены в основном пачками переслаивания песков и песчаников; присутствуют прослои алевролитов, аргиллитов и углей; нередко линзы гравелитов и пласты конгломератов. Доминируют в основном аллювиальные фации пра-Лены и ее притоков, на фоне которых развиты озерные, старичные и озерно-болотные фации. Мощность слагающих ярус отложений – от 700 до 1800 м. Анализ мощностей валанжинско-альбских отложений [226] привел к выводу о миграции в это время депоцентра (оси) прогиба в юго-западном направлении, скорость которой со временем нарастала, достигнув максимума в последние этапы его развития.

Кайнозойский структурный ярус. Отложения яруса относятся к континентальной терригенной формации, залегающей с перерывом и резким угловым несогласием на толщах всех нижележащих структурных ярусов. В нижней части формация выполнена миоценовыми аллювиальными галечно-гравийно-песчаными отложениями. Коптогенные образования, выполняющие кратерную воронку Беенчима-Салаатинской астроблемы, расположенную в бассейне р. Беенчима (левого притока р. Оленек), представлены брекчиями, щебнем и глыбами доломитов, известняков, алевролитов, песчаников мощностью до 600 м. Плиоценовые преимущественно водораздельные галечники и пески с гравием и гальками относятся к субфациям русловых отмелей и старичных озер. Рыхлые четвертичные отложения характеризуются разнообразием генетических типов и фациальных разновидностей пород. Среди них выделяются аллювиальные, элювиальные, делювиальные, коллювиальные, элювиально-делювиальные, гляциальные, гляциофлювиальные, озерно-болотные, эоловые отложения. В среднем мощность неогеновых отложений достигает первых десятков метров, а максимальная (>50 м) отмечается в предгорьях Верхоянского хребта.

## СКЛАДЧАТЫЕ И РАЗРЫВНЫЕ ДИСЛОКАЦИИ

### Анабарская антеклиз

Крупные структуры рассматриваемой части востока Анабарской антеклизы представлены Оленекским и Мунским сводами, разделенными Суханской, Сюнгиудинской впадинами и Моторчунским прогибом.

Оленекский свод расположен в бассейне р. Оленек и его притоков. Его границы по выходам пермских и триасовых отложений имеют форму незамкнутого овала шириной до 200 км, вытянутого в северо-восточном направлении на 250 км. Юго-западная граница свода проводится по Молодинскому разлому, отделяющему его от Суханской и Сюнгюдинской впадин. В ядре сводового поднятия обнажаются полого наклонные породы протерозоя и кембрия, а по периферии, с трех сторон обрамляя его, моноклинально падая от ядра свода, развиты породы перми, триаса и юры. В пределах свода выделяются Сололийское поднятие, в юго-восточной части которого расположен Верхнеэекитский выступ кристаллического фундамента, Кютюнгинский грабен, Куойкско-Далдынское поднятие, на юго-востоке которого локализован Салабынский выступ кристаллического фундамента, и Хорбусуонский прогиб. На северо-востоке свода расположен Олонгинский выступ кристаллического фундамента.

Сололийское поднятие располагается в бассейне р. Хорбусуонка, в верховьях рек Кютюнге, Эекит. В Верхнеэекитском выступе кристаллического фундамента (бассейны рек Сололи, Хотугу-Эекит и Ортоку-Эекит) породы эекитской серии интенсивно деформированы. Структуры представляют собой узкие (1–3 км) линейные асимметричные складки северо-северо-западного простирания ( $330\text{--}340^\circ$ ) с углами падения крыльев  $60\text{--}90^\circ$ . На площади выходов фундамента выделяется не менее 13 крупных складок. Складки имеют сложное строение (до плейчатости включительно), осевые плоскости их наклонены большей частью на северо-восток, нередко устанавливается опрокинутое залегание слоев. В крыльях складок часто наблюдаются будинированные пласты метапесчаников. Сланцеватость пород  $S_1$  имеет, как правило, крутое падение и, по-видимому, параллельна осевым плоскостям складок.

По устному сообщению А. П. Смелова и В. Ф. Тимофеева (2009 г.), в толщах присутствует круто падающий кливаж второй генерации  $S_2$ , линейность пересечения которого со сланцеватостью  $S_1$  ориентирована субвертикально. Это может свидетельствовать о присутствии более молодых наложенных складок с крутыми шарнирами, связанных со сдвиговыми перемещениями. Разрывы фундамента проявились в виде многочисленных зон перетертых пород, ориентированных в направлении складчатости. К ним часто приурочены кварцевые и кварц-карбонатные жилы. Породы претерпели зеленосланцевый метаморфизм [55, 338]. Возраст дислокаций и метаморфизма оценивается в 1,98 млрд лет [275]. Деформированные породы прорываются постколлизийными гранитоидами эекитского комплекса, возраст которых, по одним данным 1,85 млрд лет [275], а по другим –  $2036 \pm 11$  млн лет (U-Pb SHRIMP метод по цирконам) [361]. Нами была получена датировка этим же методом единичного зерна циркона из

гранитоидов экинского комплекса в  $2096 \pm 41$  млн лет. Полученные возрасты кристаллизации гранитоидов более 2 млрд лет согласуются с датировками К-Аг методом мусковита (от  $\sim 2,0$  до  $\sim 1,95$  млрд лет) и биотита (от  $\sim 2,08$  до  $\sim 1,85$  млрд лет) [42], а также с полученными датами в  $2012 \pm 54$  млн лет [38ф] и 2050–2080 млн лет [185]. Эти данные позволяют усомниться в правильности определения времени метаморфизма пород экинской серии [275] и предположить, что возраст ее более древний [84]. Высказывалось предположение [55], что гранитоиды синдеформационные на основании того, что их форма вытянута в направлении складчатых структур. Деформированные породы экинской серии с резким угловым несогласием и конгломератами в основании перекрыты полого залегающими нижнерифейскими отложениями платформенного чехла, а также породами перми и триаса. Предполагается, что этот палеопротерозойский деформационный комплекс является лишь небольшой обнаженной частью обширного Экинского орогенного пояса северо-западного простирания. Общая юго-западная вергентность складчатых и разрывных структур указывает на движение тектонического транспорта в это время в этом же направлении (в современных координатах). Последующие сдвиговые подвижки могли происходить на стадии тектонического коллапса орогенного пояса. На северо-западе образования Верхнеэкинского выступа перекрываются полого залегающими породами рифея, а на юго-востоке – отложениями перми и триаса. Высказывалось мнение, что в допермское время Сололийское поднятие имело другую конфигурацию, а его сводовая часть располагалась на территории современного Приверхоянского прогиба [8].

На Олонгинском выступе, расположенном на правом берегу верхнего течения р. Келимьяр, вскрыты гранитоиды экинского комплекса. Небольшой выход и плохая обнаженность не позволяют судить о характере деформаций. Породы выступа перекрыты пермскими отложениями.

В пределах Сололийского поднятия породы верхнего протерозоя (мезо- и неопротерозоя) и кембрия падают на запад и север под углами  $1-2^\circ$ , реже до  $7-10^\circ$ . Периферия поднятия сложена породами перми, триаса и юры, падающими очень полого (до  $1^\circ$ ) в сторону Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов. Пермские и триасовые породы залегают резко несогласно на глубоко денудированных породах поднятия. В полях распространения пород рифея в бассейне рек Хорбусуонка и Уэся-Уэттях отмечаются валлообразные поднятия до 12 км протяженностью в сводовой части и ширине 4–5 км; углы падения на крыльях составляют  $2-3^\circ$ .

Поднятие пересекается многочисленными разломами, преимущественно сбросами северо-западного простирания ( $300-340^\circ$ ), которые нередко сложно ветвятся, кулисообразно продолжают друг друга и взаимопересекаются. Субмеридиональные и субширотные разрывы редки. Многие разломы северо-западного направления располагаются на расстоянии 1–2 км друг от друга, нередко они сближены еще больше. Их протяженность – от 10 до 15 км. Амплитуда смещения по ним колеблется в широких пределах – от 10–15 до 200 м. Наиболее протяженные прослежены на расстоянии 40–80 км. К ним относятся Хатыспытский и Хорбусуонский разломы, протягивающиеся вдоль осевой части поднятия. Амплитуда смещений по

разломам обычно невыдержанная, нередко отмечаются даже изменения направления движений крыльев. Многие сбросы быстро затухают. Степень сгущения разломов увеличивается к границе поднятия с расположенным южнее Кютюнгинским грабеном. Эта граница проходит по наиболее крупному сбросу – Северо-Кютюнгинскому разлому, который представлен крупной зоной сгущения дизъюнктивных нарушений. Амплитуда смещения по главному сбросу достигает 600 м на его юго-восточном фланге и уменьшается до 200 м на северо-западном. По разлому породы верхов протерозоя и нижнего кембрия контактируют непосредственно с нижнекаменноугольными отложениями Кютюнгинского грабена. На юго-востоке территории на продолжении разлома имеется флексура с амплитудой около 120 м [52, 61]. Вблизи разломов, в полосе шириной 20–40 м (а у крупных сбросов – до 70–80 м) обычно наблюдаются крутые углы падения слоев до 50–80°. В пластичных толщах аргиллитов и алевролитов отмечены складчатые деформации. Зоны сбросов сопровождаются зеркалами скольжения и тектоническими брекчиями, нередко с кальцитовой, флюоритовой, медно-свинцово-цинковой или пиритовой минерализацией. Часть сбросовых трещин выполнена долеритовыми дайками. В пределах поднятия наблюдаются отдельные разломы северо-восточного простирания, однако их протяженность и амплитуда значительно меньше, чем у основных разломов северо-западного простирания.

Сбросы северо-западного простирания ограничивают систему мелкомаштабных горстов и грабенов, из которых наиболее крупными на северном склоне поднятия являются Тонолдинский, Хардахский, Мэльдьэгейский, Хотугу-Нойуйский грабены и Мырдынский, Хардахский, Кютюкэлээхский горсты, а на восточном – Бэркээкитский, Оччугуй-Сололийский грабены. Борты грабенов имеют ступенчатое строение с постепенным погружением их центральных частей. Амплитуда смещения по сбросам составляет, как правило, несколько десятков метров; максимальная величина относительного смещения крыльев сброса достигает в Бэркээкитском грабене – 150–180 м [55]. Сбросы, возможно, имеют листрическую конфигурацию. Грабены выполнены отложениями перми, несогласно перекрывающими кембрийские породы.

На северо-востоке Сололийского поднятия выделяется Хардахская разломная зона, установленная на р. Оленек вблизи устья р. Хардах, согласующаяся с конфигурацией резкого изгиба изоаномал гравиметрического поля [49]. Предполагается, что этот разлом ограничивает с юго-запада Хорбусуонский прогиб северо-западного простирания шириной 20–25 км и протяженностью до 100 км, который выделяется в аномальном поле силы тяжести.

Поднятие обрамляется полосой юрско-меловых пород. Общее моноклинальное падение отложений нарушено крупными валлообразными структурами, расположенными субпараллельно друг другу и имеющими северо-западное простирание. Наиболее крупными являются Хастахская антиклиналь шириной 2,5 км, Сенская синклиналь протяженностью 10 км при ширине 4 км, Кусаганская синклиналь. Углы падения крыльев – первые градусы [69]. Моноклинальное залегание пород в верховьях р. Келимяр

осложнено Келимьярской антиклиналью северо-западного простирания [51], подтвержденной тремя сейсмическими профилями. Высота антиклинали достигает 100–120 м при ширине около 10 км. Амплитуда ее на глубине 850 м равна 150 м [41]. Считается, что эта антиклиналь возникла над одноименным слепым надвигом [110, 258] во фронте позднемезозойского Верхоянского складчато-надвигового пояса. В 20 км к юго-западу закартирован крупный надвиг северо-восточной вергентности, по которому нижнеюрские породы взброшены на более молодые горизонты юры. Подобная ориентировка сместителя разлома позволит трактовать его как клиновидный вдвиг или часть треугольной надвиговой зоны [261]. Южнее четко выражена Кюнключейская антиклиналь северо-западного простирания. Она имеет асимметричный характер, ширина достигает 10 км, протяженность – до 15–20 км, при падении слоев на крыльях – первые градусы [55].

Кютюнгинский рифтогенный грабен, расположенный в центральной части листа карты, ориентирован в северо-западном направлении, прослеживается от р. Лена до среднего течения р. Беенчима на 260 км. Ширина грабена 45–50 км. Он четко выделяется по выходам каменноугольных отложений [221]. От Сололийского поднятия он отделен Северо-Кютюнгинским разломом, рассмотренным выше, а от расположенного южнее Куойкско-Далдынского поднятия – Южно-Кютюнгинским разломом. На северо-западе в бассейне р. Беенчима структуры грабена ограничены Салаатской седловиной. Здесь под пермскими отложениями, по видимому, залегают породы фундамента, что подтверждается положительной гравиметрической аномалией. Восточнее ее на поверхность выходят породы нижнего кембрия, образующие крыло этого поднятия. Судя по гравиметрическим данным, структуры Кютюнгинского грабена на глубине протягиваются в юго-восточном направлении, где сливаются с меридиональным Западно-Верхоянским рифтогенным грабеном и перекрыты мезозойскими отложениями Приверхоянского прогиба [40].

В центральной части грабена выходят верхнекембрийские породы, на которые с угловым несогласием налегают каменноугольные отложения. По направлению к юго-западу они сменяются вышележащими толщами карбона и перми, которые погружаются к оси грабена, располагающейся ближе к его северо-западному борту, под углами до  $1^\circ$  (падение пород у бортов грабена достигает  $2\text{--}4^\circ$ ). Пермские отложения широко распространены в пределах прогиба, залегание их слабонарушенное, местами носит волнистый характер. В целом пермские толщи слагают очень широкую синклинальную складку, крылья которой распространяются на сnivelированные участки древних поднятий, в связи с чем пермские породы залегают на размытой поверхности верхнепротерозойских и кембрийских отложений и даже на кристаллическом фундаменте [61]. Однако в целом породы, выполняющие грабен, полого наклонены на юго-восток, о чем свидетельствует смена толщ от древних к молодым в этом направлении. На юго-востоке грабена (около р. Лена) располагается отрицательная гравиметрическая аномалия, которая совпадает с максимальной мощностью выполняющих его осадков. В пределах грабена дизъюнктивные нарушения проявились значительно слабее, чем на соседних поднятиях, однако

и здесь имеется ряд разломов северо-западного простирания протяженностью 2–8 км. Амплитуда смещения по ним не превышает 40–50 м. По всей вероятности, Кютюнгинский грабен, сформировавшийся в основном в среднем палеозое в процессе рифтогенеза, продолжал развиваться и в последующее время.

На юго-восточном фланге грабена на пермских и нижнетриасовых породах с угловым несогласием залегают отложения верхнего триаса–нижней юры, полого погружающиеся к юго-востоку, в сторону центральной части Приверхоанского прогиба (углы падения исчисляются долями градуса). На фоне общего моноклиального погружения пород здесь наблюдается ряд пологих антиклинальных структур, оси которых ориентированы с юго-запада на северо-восток, т. е. параллельно простиранию Приверхоанского прогиба. Наиболее крупная Усункунская антиклиналь располагается на междуречье Усунку–Усунку-Салата. Видимая протяженность складки 30 км, ширина 18–20 км. В плане она имеет довольно правильную овальную форму. Углы падения пород на северо-западном крыле складки 2–3°, на юго-восточном 5–7° [61]. Восточнее мезозойские отложения значительно раздроблены и деформированы. Здесь, на продолжении Кютюнгинского грабена, они опущены по отношению к Куойкско-Далдынскому поднятию. Разломы северо-западного простирания тяготеют к осевой части продолжения структур грабена под образования краевого прогиба. Вдоль Южно-Кютюнгинского разлома приведены в соприкосновение нижняя толща батского яруса и верхневолжские–нижневаланжинские слои. Амплитуда опускания грабена относительно Куойкско-Далдынского поднятия по кровле нижней толщи батского яруса достигает здесь 200 м. По-видимому, и дальше к юго-востоку по этому разлому амплитуда сброса – не менее 100 м. Данный сброс, вероятно, подновлялся в позднемезозойское время при формировании фронтальных структур Верхоянского складчато-надвигового пояса в качестве левостороннего сдвига. Северо-Кютюнгинский разлом здесь выражен серией мелких разрывных нарушений [59].

Куойкско-Далдынское поднятие в целом вытянуто с северо-запада на юго-восток от р. Молодо до р. Куойка и далее по азимуту 310° на протяжении более 250 км при ширине 80–100 км. Поперечный профиль поднятия асимметричен – северо-восточное крыло значительно круче, чем юго-западное. Поднятие сложено согласно залегающими породами верхнего протерозоя, нижнего и среднего кембрия, полого погружающимися к северо-востоку (углы падения исчисляются первыми градусами). В пределах поднятия широко проявлен трапповый магматизм в виде силлов и даек триасового возраста, ориентированных, как правило, в северо-западном направлении. В центральной части поднятия имеется два выхода пород верхнего протерозоя (в бассейне рек Молодо и Куойка), а на его юго-восточном фланге в приосевой части расположен Салабынский выступ кристаллического фундамента. Метаморфические породы эекитской серии представлены сланцами и парагнейсами, прорываются многочисленными жилами пегматитов и перекрыты отложениями нижнего рифея. Породы смяты в крутые (углы падения пород на крыльях достигают 60–80°) изоклиальные складки северо-западного (290–350°) простирания. Метаморфическая сланцеватость

субпараллельна осевым плоскостям складок. Состав пород, стиль и ориентировка деформаций обнаруживают сходство с породами Верхнеэкинского выступа. Поверхность фундамента, судя по анализу мощностей перекрывающих выступ осадочных пород и геофизическим данным, погружается к северо-западу до 1000 м, к западу – до 1200 м и юго-западу – до 1400 м. К востоку фундамент погружается круче [62]. Породы экинской серии и нижнего рифея с угловым несогласием перекрыты среднекаменноугольно-пермскими отложениями. Формирование выступа, как и всего поднятия, произошло, вероятно, во время среднепалеозойского рифтогенеза на юго-западном плече Кютюнгинского грабена.

Основной особенностью тектонического строения поднятия является широкое распространение крутопадающих и вертикальных дизъюнктивных нарушений [67, 61], в подавляющем случае представленных очень сближенными сбросами северо-западного простирания с крутыми (до 70–80°) сместителями. Разломы северо-восточного, субширотного и субмеридионального направления редки. Сбросы северо-западного простирания располагаются в среднем на расстоянии 1–2 км друг от друга. Их средняя протяженность 15–20 км. Амплитуда смещения колеблется от нескольких до 200 м и более. Максимальные амплитуды отмечаются в присводовой части поднятия. Здесь закартированы два относительно амплитудных разлома – Далдынский и Куойкский. Очень характерны длинные, узкие (шириной всего 0,5–1 км) грабены, вытянутые на протяжении 20 км и более. Движения блоков по разрывам во многих случаях были сложными, имели разную амплитуду или даже происходили с разными знаками (шарнирные сбросы). Серия сбросов, отделяющих с севера структуры поднятия от образований Кютюнгинского грабена, выделены в качестве зоны Южно-Кютюнгинского разлома. По разлому приведены в соприкосновение породы венда и кембрия, а также кембрия и карбона–перми. Северо-восточное крыло этого сброса опущено на 220–300 м по отношению к юго-западному.

Северо-восточнее трассируется еще ряд сбросов, по которым происходит ступенчатое опускание северо-восточных крыльев. На юго-западном склоне поднятия также прослеживается серия кулисообразно заходящих друг за друга сбросов, у которых опущенными являются юго-западные крылья. Амплитуда сбросов оценивается в 30–50 м. Большинство сбросов, нарушающих залегание нижнепалеозойских отложений, не затрагивают породы перми и триаса. Разрывы сопровождаются мелкомасштабными пликативными структурами. Как правило, они представляют собой задиры пластов в зонах разломов. Размеры таких складок невелики (десятки, сотни метров), амплитуда не превышает 10–25 м, но углы на крыльях могут быть значительны. Осевые плоскости этих складок примерно параллельны разломам. Многие из разломов имеют право- или левосдвиговую компоненту. В частности Южно-Кютюнгинский разлом трактуется как левосторонний сдвиг-сброс.

На юго-восточном продолжении Куойкско-Далдынского поднятия в поле развития юрских пород на фоне общего погружения отложений на юго-восток под углами до 1° вырисовываются пологие открытые складки субмеридионального, реже северо-западного простирания протяженностью до

10–12 км и шириной до 5–6 км. На юге поднятие ограничено Молодинским разломом – сбросом, по которому опущены отложения Суханской впадины.

Суханская впадина в пределы рассматриваемого района попадает небольшой своей частью и локализована в бассейне среднего течения р. Оленек (притоки Укукит, Некекит) и верхнего течения р. Моторчуна. Она не имеет четких структурно выраженных границ и обычно оконтуривается по распространению верхнекембрийских отложений, выполняющих впадину. На западе впадина сложена породами преимущественно верхнего кембрия, перекрытыми восточнее пермскими и юрскими отложениями, залегающими с угловым несогласием на доюрской поверхности выравнивания, наклоненной к востоку в сторону Приверхоанского прогиба [49]. Строение впадины асимметрично. Северо-восточное крыло более крутое, спрямленное, относительно резко погружающееся (от  $0^{\circ}30'$  до  $1-2^{\circ}$ ) в сторону оси впадины. В целом кембрийские породы залегают субгоризонтально, постепенно погружаясь в юго-восточном направлении, и лишь на границе с Куойкско-Далдынским поднятием слагают моноклинал с юго-западным падением толщ под углом менее  $1^{\circ}$ . Количество разломов по сравнению с Куойкско-Далдынским поднятием резко сокращено. Имеется серия разломов северо-западного простирания. Общая протяженность этой полосы разломов – около 50 км. Смещения по разломам небольшие – от 1 до 2 м, и лишь на северо-востоке территории они достигают 50–60 м. В карбонатных породах палеозоя наблюдаются мелкомасштабные складки. Простирание их шарниров северо-западное, меридиональное и субмеридиональное. Видимый размах крыльев меняется от 25–50 до 150 м. Угол падения крыльев от  $1-3$  до  $40-60^{\circ}$ . Амплитуда – от 0,5–1,0 до 1,5 м. Складки большей частью простые, пологие, симметричные и асимметричные; реже килевидные. В палеозойских породах отмечаются флексуорообразные перегибы слоев [63].

Сюнгюдинская впадина наложена на восточный край Суханской впадины. В ее центральной части пермские и юрские отложения залегают с угловым несогласием на кембрийских. В целом породы моноκлинално погружаются к востоку. Подошва юрских отложений опускается с запада на восток на протяжении 60 км на 190 м. На западе впадины породы наклонены под углом  $0^{\circ}20'-0^{\circ}30'$ , а на востоке – до  $1^{\circ}00'-1^{\circ}30'$ . На фоне общего моноκлиналного падения толщ отмечен структурный нос юго-восточной ориентировки, наиболее четко выраженный в породах средней юры. Из складчатых структур одной из наиболее крупных является Кисиликинская синκлинал, выраженная по контурам распространения тоарских пород. Углы падения на крыльях не велики ( $0^{\circ}15'-0^{\circ}30'$ ). В юрских породах отмечен ряд мелких складок и разрывов; также есть мелкие антиκлиналные складки с размахом крыльев до 20 м, углами падения  $2-3^{\circ}$ . Наблюдаются мелкие сбросы северо-восточного простирания с амплитудой смещения 15–20 м [64].

Моторчунский прогиб, предполагаемый по данным [234], отражен в гравитационном поле линейными пониженными значениями до 30 мГал. Ограничивающие его разломы, в том числе Моторчунский, отделяющий прогиб от смежных к югу структур Мунского свода, выражены в гра-

витационном поле резкими градиентными ступенями. Хайыргастахская седловина северо-западного простираения расположена на северном плече Моторчунского прогиба. Она выделяется в гравитационном поле положительной аномалией до 70 мГал.

Мунский свод в пределы описываемой территории входит небольшой своей северной частью, расположенной в низовьях р. Муна. Отложения нижнего и среднего кембрия залегают в основном очень спокойно. Их падение в западной части территории западное, для остальной части – северо-западное. Углы падения пород незначительны – около 12–15'. Здесь широко развиты мелкие складки с размахом крыльев от 0,5 до 150–200 м и амплитудой 0,3–30 м. В ориентировке осей складок не отмечается никакой закономерности. В бассейне р. Моторчуна находится локальное поднятие западно-северо-западного простираения. Амплитуда – его около 40 м, углы падения на крыльях 15–20'. Наиболее крупной является пологая антиклиналь субширотного простираения, располагающаяся на междуречье Моторчуны и Моторчунакан-Юрях. Ее протяженность 55–60 км, амплитуда около 30–40 м. По осевой плоскости антиклиналь осложнена разломом субширотного простираения протяженностью около 40 км. Основной разлом сопровождается более мелкими трещинами северо-западного и широтного простираения протяженностью до 6 км. По осевым плоскостям складок нередко наблюдаются маломощные зоны дробления или трещины, выполненные кальцитом, иногда с незначительными сбросовыми смещениями крыльев относительно друг друга. В ряде случаев по таким зонам дробления отмечалось проникновение битума. Другим широко распространенным типом нарушений этой группы являются мелкие гребневидные антиклинальные складки, представляющие собой задиры пластов к осевой трещине. Амплитуды их очень невелики и обычно колеблются в пределах 0,1–0,5 м. Разрывные нарушения представлены серией разломов северо-западного простираения. Наиболее крупный взброс с амплитудой около 70–75 м наблюдается в долине р. Муна, в 9,3 км ниже устья р. Дойду-Муна-Юрйге. Северо-восточное крыло взброса приподнято. На юго-западном крыле породы падают под углом 1–2° на юго-запад [54]. На юге территории листа выделяется Нижнемунский выступ кристаллического фундамента, вскрытый скв. Ан-1 (16) на глубине 620 м. Породы фундамента представлены умереннощелочными габброидами с возрастом  $2326 \pm 7$  млн лет (Rb-Sr метод) [319], несогласно перекрытыми отложениями верхнего венда.

### **Приверхоянский краевой прогиб**

Краевой прогиб в пределах изученной территории имеет ширину от 80 до 110 км и выполнен отложениями нижнемелового структурного яруса. Граница Анабарской антеклизы с прогибом весьма условная. На территории листа карты расположено западное приплатформенное крыло прогиба, и его граница проводится по появлению преимущественно нижнемеловых пород континентального генезиса [49]. Этот северный меридиональный отрезок прогиба часто называют Ленским прогибом [41, 78]. Ввиду слабой обнаженности расшифровка тектоники района затруднена.

Приплатформенная зона прогиба представляет собой моноклираль, полого погружающуюся к востоку ( $0^{\circ}10' - 2^{\circ}30'$ ). Фундаментом прогиба служат породы чехла платформы (верхнего протерозоя, палеозоя, мезозоя) и образования кристаллического фундамента. Прогиб в северной части, в районе Атырканской седловины, сужается и постепенно за пределами листа карты переходит в Лено-Анабарский прогиб. Южнее моноклираль осложнена мелкими складками, такими, как Крестьянская синклираль, Анна-Арытинская и Чомпойская брахиантиклинали [59]. Крестьянская синклираль вытянута в северо-восточном направлении на 25 км при ширине 2,5–3 км. В долине р. Крестья и в районе устья р. Семейка в обнажениях видно резкое погружение пород под углами  $3 - 5^{\circ}$  с северо-запада к центру этой складки. Предполагаемая амплитуда прогибания центральной части структуры – 60–80 м. В пределах погребенного продолжения Кютюнгинского грабена мезозойские отложения погружаются в юго-восточном направлении под углами  $0^{\circ}30' - 1^{\circ}30'$ . Южнее выделяется серия складок северо-западного простирания. Крупнейшей из них является Джарджанская антиклиналь, восточное крыло которой можно наблюдать непосредственно в береговых обрывах р. Лена в районе устья р. Джарджан. Ширина восточного крыла складки достигает 8–10 км. Протяженность структуры 30–35 км; амплитуда достигает 250 м; углы падения пород на крыльях местами – до  $2 - 3^{\circ}$ . Шапкинская синклираль имеет то же северо-западное простирание. Размеры по длинной оси – до 20–25 км, ширина – до 10 км, с юго-востока она не замкнута; амплитуда – до 50 м, углы падения крыльев – до  $2 - 3^{\circ}$  [65]. Предполагается, что под этими складками располагаются невоскрывшие «слепые» разломы платформенного чехла.

На юге в центральной части прогиба в бассейне среднего течения р. Алакыт расположена меридиональная Алакытская антиклиналь шириной 5–6 км, протяженностью свыше 10 км и амплитудой до 40–50 м. В центральной части прогиба протягивается Улахан-Тирехтяхская антиклиналь. Изоаномалы силы тяжести в ее пределах значительно разрежены и образуют резкий изгиб, обращенный выпуклостью на северо-запад, что, видимо, может свидетельствовать о поднятии, однако общее простирание структуры, образованной в осадочном чехле, и простирание гравитационной аномалии, отражающей особенности строения фундамента, не совпадают. Причиной этого может быть то, что эта антиклиналь возникла над слепым пологим надвигом, который на глубине несколько восточнее смещает нижние горизонты осадочного чехла или даже фундамент. Протяженность антиклинали – 35 км, ширина – около 15 км, амплитуда достигает 120–140 м. Морфология Натарской антиклинали устанавливается по анализу высотного появления подошвы лукумайской свиты. Углы падения на крыльях достигают  $1 - 2^{\circ}$ , амплитуда – 160–180 м, протяженность – 30–35 км, ширина – около 15 км. Улахан-Тирехтяхская и Натарская антиклинали, расположенные в приосевой части прогиба, сопряжены с общим простиранием складчатости Верхоянья [60].

В пределах прогиба на описываемой территории довольно широко развиты разрывные нарушения. Они обычно фиксируются на аэрофотоснимках в виде прямых темных линий. Разломы, как правило, прямолинейные,

реже встречаются изогнутые. Протяженность их различна: от 2–3 до 10–12 км. Амплитуда смещения колеблется от 10–15 до 120 м. Преобладают разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Это в основном сбросы, реже сбросо-сдвиги. По данным аэромагнитной съемки выявлены некоторые разломы, погребенные под мезозойскими отложениями. Часть их проявилась в мезозойском чехле. На юге прогиба по правому берегу р. Лена проходит крупный разлом северо-восточного простирания, у которого опущено юго-восточное крыло. Амплитуда смещения достигает на юго-западе около 300 м и несколько уменьшается в северо-восточном направлении. К нарушению приурочена зона дробления с тектонической брекчией мощностью до 10–20 м. Разлом прослеживается на север вплоть до нижнего течения р. Уэль-Сиктях на протяжении почти 100 км [65].

В пределах прогиба выделяются следующие относительно крупные положительные и отрицательные структуры: Говоровское и Джарджанское поднятия, Натарская и Собопольская впадины.

Говоровское поднятие локализовано на северо-восточном борту погруженной под образования Приверхоанского прогиба части Кютюнгинского грабена. Залегание пластов в сводовой части поднятия горизонтальное. В обнажении по долине р. Крестях на северном крыле поднятия отмечено погружение пород на северо-восток под углом до  $1^{\circ}30'$ . В береговых обрывах на р. Лена выше пос. Говорово (восточнее описываемой территории) установлено погружение пластов к юго-востоку. Таким образом, выявляется крупное поднятие, слегка вытянутое в северо-западном направлении [58]. Здесь же установлены [325] три брахиантиклинали – Говоровская, Бесюкинская и Элитибийская, оси которых лежат на одной прямой. Говоровская скважина № 1 (6) вскрыла на глубине 1864 м среднерифейские породы [89] (по некоторым данным – нижнепротерозойские [6ф]), на которых с размывом залегают отложения верхней перми.

Натарская впадина расположена на продолжении Кютюнгинского грабена. Она представляет собой наложенную структуру. Это видно из того, что падение меловых пород в пределах Натарской впадины не совпадает с общим структурным планом пород палеозоя, который выявляется на карте гравитационного поля. Глубина погружения Натарской впадины в пределах района достигает 200 м [59]. На продолжении Южно-Кютюнгинского разлома в структуры Приверхоанского прогиба меловые породы смещены по латерали, разбиты оперяющими мелкими разломами, что свидетельствует о левосторонних перемещениях по этому разлому в позднемезозойское время [62].

Джарджанское поднятие расположено на юго-востоке листа карты и представляет собой блок приподнятого кристаллического фундамента видимой протяженностью в субмеридиональном направлении 125–130 км, в субширотном – около 100 км. По данным бурения Джарджанской скважины Р-1 (14), глубина залегания фундамента здесь – около 1,5 км. На породах фундамента залегают пермские отложения [35ф, 103].

Собопольская (Менкеренская по материалам [234]) впадина расположена лишь северной своей частью в пределах описываемого района на протяжении 175 км. Ее ширина колеблется от 25 до 45 км. Впадина выполнена

нижнемеловыми отложениями. Глубина залегания подошвы меловых слоев в наиболее прогнутой части достигает 4 км, а фундамента – более 8–9 км. Западное крыло пологое. Простираение впадины субмеридиональное, параллельно фронтальным структурам Верхоянского складчато-надвигового пояса. Предполагается, что в основании этой впадины протягиваются структуры Западно-Верхоянского рифтогенного грабена.

## ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Территория листа R-51 характеризуется относительно неплохой изученностью глубинного строения земной коры. Глубинные профильные сейсмические исследования в районе проводились по трем профилям МОВЗ-ГСЗ Воркута–Тикси, Кеть–Тикси и реки Угольная–Лена. Имеются скважины глубокого бурения: Джарджанская Р-1 (14), Говоровская № 1 (6), Бурская 341-0 (5), Мунская Ан-1 (16). На всю территорию листа есть средне- и мелкомасштабные карты гравитационного и магнитного полей. Сведения о геологическом строении региона, особенностях его глубинного строения и физических характеристиках геологической среды изложены в публикациях и фондовых материалах [219, 218, 49, 234, 59ф, 235, 275, 299, 358, 203, 204, 314 и др.]. Приводимая ниже характеристика глубинного строения территории основана на интерпретации имеющихся геолого-геофизических данных, а также на опережающей геофизической основе Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000 по листу R-51 (сопровождающая БД), представленной в виде комплекта геофизических карт и пояснительной записки (Пояснительная записка..., 1999).

Гравитационное поле контрастное, на большей части площади положительное и только на юго-востоке выделяется линейно-вытянутой участок с отрицательными значениями  $\Delta G$ . Наименьшие значения установлены в пределах крупного локального минимума – Собопольского ( $\min < -64$  мГал) в южной части Приверхоянского прогиба, отвечающему максимально зафиксированному на листе карты опусканию кристаллического фундамента в центральной части Собопольской впадины (до 10 км) [59ф] и, по всей вероятности, максимальной мощности осадочных отложений, выполняющих западный фланг Западно-Верхоянского рифтогенного грабена. Линейные локальные минимумы северо-западного простираения диагностируются в поле распространения положительных значений силы тяжести. В центральной части территории листа выделяется Кютюндинский минимум (32–60 мГал) отвечающий одноименному грабену и Натарской впадине. Севернее расположен Хорбусунский минимум (от 46 до 60 мГал) одноименной впадины, который через седловину соединяется с локализованным в северо-западной части территории листа Хастахским минимумом (от 44 до 59 мГал) одноименной впадины. Крупный минимум (от 10 до 52 мГал) отвечает конфигурациям Суханской и Сюнгюдинской впадин в центральной части изученной территории. Узкий Моторчунский прогиб подчеркивается гравитационным минимумом – от 2 до 50 мГал. Крупные поднятия также хорошо выражены в поле силы тяжести.

На Сололийском поднятии максимальные значения  $\Delta G$  достигают 64 мГал в районе Верхнеэкинского и 54 мГал – Олонгдинского выступов фундамента. Гравиметрическое поле Сололийского поднятия весьма неравномерное. Наибольшая положительная аномалия расположена в устьевой части р. Бур. Она вытянута в северо-западном направлении на 120 км от истоков р. Келимьяр до пос. Тюмяти. От р. Экикт до устья р. Хардах изоаномалы резко изгибаются, отражая зону Хардахского разлома [49]. Четко выражена Салаатская седловина ( $\text{тах} > 82$  мГал), ограничивающая на северо-западе Кютюнгдинский грабен. Куойкско-Далдынское поднятие характеризуется значениями  $\Delta G \text{ тах} > 64$  мГал в районе Салабынского выступа кристаллического фундамента, а Хаяргастахская седловина – тах до 70 мГал. В пределах северного склона Мунского свода максимальные значения  $\Delta G$  достигают 70 мГал. Хорошо проявлены линейными градиентными ступенями северо-западного простирания разломы глубокого заложения в фундаменте платформы – Хардахский, Северо- и Южно-Кютюнгдинский, Молодинский и Моторчунский. Гравитационное поле имеет сложное строение: на карте наблюдаются многочисленные мысы, заливы, отдельные изолированные аномалии и флексуорообразные перегибы в местах ступенчатых перепадов изоаномал, подчеркивая непростые соотношения участков с его различной напряженностью.

Магнитное поле характеризуется сложным и контрастным строением. Положительные аномалии интенсивностью до  $+3,0-4,5 \times 10^2$  нТл образуют прерывистые цепочки северо-западного простирания. Наибольшие значения (до  $8,5 \times 10^2$  нТл) обнаружены на юго-западе листа в районе северного склона Мунского свода, где аномалии могут быть связанными и с полями распространения неглубоко залегающих диафоритов в палеопротерозойской Оленекской зоне тектонического меланжа [298], и раннекембрийских базитов. Эти линейные аномалии подчеркивают основные разломы территории, а также, возможно, дайковые рои пород основного состава. В пределах Куойкско-Далдынского поднятия эти вытянутые аэромагнитные аномалии имеют характерные знакопеременные поля, свойственные трапшовым интрузиям. Необходимо отметить, что цепочки сближенных магнитных аномалий, как правило, совпадают с четкими гравитационными ступенями, характеризующими основные разломы. В центральной части листа с юго-запада на северо-восток концентрируются изометричные отрицательные магнитные аномалии вдоль осевой части Оленекского свода и северного склона Мунского свода интенсивностью до  $-0,8...-1,4 \times 10^2$  нТл, локализуясь в основном в пределах Сололийского и Куойкско-Далдынского поднятий.

Территория листа характеризуется в целом утолщенной литосферой. На юго-западе ее мощность составляет 100–105 км, плавно увеличиваясь в юго-западном направлении до 112 км, образуя килевидный прогиб в районе осевой части Оленекского и Мунского сводов. Приблизительно в районе южного ограничения Приверхоянского прогиба и далее на северо-северо-запад под структурами Куойкско-Далдынского поднятия, Кютюнгдинского грабена и Сололийского поднятия происходит резкий подъем рельефа подошвы литосферы до 62–63 км вдоль высокоградиентной зоны северо-

северо-западного простирания неясного происхождения [150]. Эта область утоненной литосферы расположена в южной части полосы сокращенных мощностей литосферы, протягивающейся от устья р. Лена через северные отроги Верхоянского хребта и далее вдоль хр. Черского до п-ова Камчатка, маркируя современную границу Евроазиатской и Северо-Американской литосферных плит.

В центральной части листа территория пересекается сейсмотраверсом МОВЗ-ГСЗ Кеть–Тикси, который демонстрирует глубины залегания поверхности Мохо в 36–42 км. Установлено, что поверхность Мохо располагается на больших глубинах в осевой части Оленекского и Мунского сводов и на севере Приверхоянского прогиба ( $> 42$  км), в области наиболее прогнутой части литосферы, и плавно воздымается в северо-западном и юго-восточном направлениях до 36 и 37 км соответственно [59ф]. То есть, область максимальной толщины литосферы практически совпадает с областью максимальной глубины поверхности Мохо.

Положение поверхности кристаллического фундамента в этой части Сибирской платформы рассчитано по гравиметрическим данным с использованием интерпретаций сейсмического профилирования. Под кристаллическим фундаментом понимаются архейско-нижнепротерозойские породы повышенной плотности. Метаморфизованные породы экеитской серии и прорывающие их палеопротерозойские гранитоиды, обнаженные на Олонгдинском, Верхнеэкеитском и Салабынском выступах, а также метаморфические толщи, вскрытые скважиной на Джарджанском поднятии, принимаются за цоколь кристаллического фундамента. Также к комплексу фундамента относятся и метаморфизованные палеопротерозойские щелочные габброиды Нижнемунского выступа. Максимальная глубина залегания кристаллического фундамента на юго-востоке территории в прискладчатой зоне Приверхоянского краевого прогиба оценивается в 10–12 км (в Собопольской впадине) [59ф], резко уменьшаясь на Сололийском и Куойкско-Далдынском поднятиях. На северо-западе территории в пределах Хастахского прогиба фундамент погружен на глубину до 6,5–7 км. В пределах западного борта Суханской и в Сюнгюдинской впадинах мощность осадочного чехла составляет 0,5–1,5 км. В Кютюнгдинском грабене минимальная толщина осадков в 2,5–4 км устанавливается в его центральной части, увеличиваясь на его продолжении под структуры Приверхоянского краевого прогиба (Натарская впадина) до 6 км. Повышенная (по сравнению с прилегающими впадинами) глубина залегания фундамента до 2 км зафиксирована и на западе Моторчунского прогиба. Необходимо отметить, что основные разломы, закартированные в осадочном чехле, проявлены и в кристаллическом фундаменте. Это хорошо видно на примере Северо- и Южно-Кютюнгдинского разломов. Однако на поверхности расстояние между этими разломами значительно больше, чем в фундаменте. Это может быть связано либо с тем, что разломы имеют листрическую морфологию и с глубиной резко выполаживаются в сторону оси Кютюнгдинского грабена, либо здесь в чехле развита серия синтетических малоамплитудных сбросов, не выходящих на поверхность (возможно, конседиментационных), по которым осадочные породы ступенчато опускаются к центру грабена.

Выделяются следующие геодинамические комплексы кристаллического фундамента [299, 275]. В западной и центральной частях территории расположен гранит-зеленокаменный (тоналит-трондьемит-гнейсовый) палеопротерозойский Беректинский террейн. Предполагается, что возраст протолита этого террейна архейский на основании Nd-модельных датировок порядка 3,3 млрд лет ксенолитов амфиболовых лейкократовых плагиогнейсов из кимберлитовой трубки Обнаженная [167], а также по данным Nd-модельного возраста прорывающих гранитов эakitского комплекса  $T(DM) = 2524$  млн лет и находкой захваченного циркона с возрастом 2564 млн лет в рифейских базитах, интродуцирующих породы фундамента [84]. На его северный фланг наложен палеопротерозойский Эakitский орогенный пояс северо-западного простирания, а на крайнем юго-западе выделяется Хапчанский орогенный пояс, представленный Оленекской зоной тектонического меланжа [298]. На востоке под структурами Приверхоянского прогиба в меридиональном направлении протягивается Лено-Алданский мезопротерозойский орогенный пояс, в результате формирования которого были переработаны коровые палеопротерозойские образования Беректинского террейна [358].

Основными отрицательными структурами предположительно позднепротерозойского заложения, наложенными и деформирующими фундамент, являются Хастахский и Моторчунский прогибы, а среднепалеозойского – Кютюндинский, Западно-Верхоянский грабены и Хорбусуонский прогиб.

О составе нижней коры можно судить только по данным изучения ксенолитов глубинных пород, обнаруженным в магматических телах. В пределах Оленекского свода (кимберлитовые трубки Обнаженная и Слюдянская) коровые ксенолиты представлены в основном двупироксен-плагиоклазовыми кристаллосланцами, эндербитами и чарнокитами в соотношении 5:2:1 [203], т. е. можно предполагать, что это фрагменты нижней–средней коры, которые «подняты» с глубины 30–40 км [275].

Интерпретация данных по сейсмопрофилю Кеть–Тикси [205, 314] выявила сейсмическую расслоенность коры. Предполагается, что скорости продольных волн в образованиях верхней коры составляют 5,8–6,2 км/с. Для интерпретации скоростных разрезов средней коры было принято два слоя: верхний – существенно эндербитовый со скоростями продольных волн ~6,3–6,7 км/с и нижний – мафито-эндербитовый, ~6,7–7,0 км/с. Предполагается, что нижняя кора сложена преимущественно метамафитами со скоростями продольных волн в пределах ~7,0–7,8 км/с [275].

Тепловой поток на большей части территории имеет средние значения [127]. В западной части листа его интенсивность менее 40 мВт/м<sup>2</sup>, увеличиваясь до 60–65 мВт/м<sup>2</sup> в восточном направлении в сторону Верхоянского складчато-надвигового пояса. Эта аномалия теплового потока располагается на западе крупной аномалии, охватывающей центральные районы Верхояно-Черского орогенного пояса и совпадает с областью утоненной литосферы [150]. Предполагается, что аномалия теплового потока обусловлена влиянием верхнемантийной неоднородности, интерпретируемой некоторыми исследователями как астенотинза или мантийный плюм.

Исследованная территория располагается на восточном фланге Евразийской литосферной плиты в пределах Арктико-Азиатского сейсмического пояса [351, 169]. Цепочка очагов землетрясений образует зону субмеридионального простираения, которая на севере сливается с Хараулахской высокоактивной сейсмической зоной и Арктической сейсмической зоной, трассирующей вдоль побережья моря Лаптевых, где часты землетрясения с  $M > 5$ . Эпицентры пространственно тяготеют к зоне наибольшего утонения земной коры и высокоградиентной зоне северо-северо-западного простираения, разделяющей области с утолщенной и утоненной литосферой, а также приурочены к району повышенных значений теплового потока. Наибольшее количество очагов сосредоточено на восточных склонах Оленекского и Мунского сводов. Сейсмичность малоглубинная, коровая (глубина очагов  $< 35$  км). Преобладают землетрясения с  $M < 3$  (около 5), но отмечено значительное число толчков с  $3,0 < M < 4,0$  (более 9) и  $4,0 < M < 4,5$  (более 3). Крупнейшее ( $M = 5,7$ , 16 августа 1928 г.) из зафиксированных сейсмических событий отмечено на востоке территории в долине р. Лена неподалеку от пос. Говорово [181, 168]. Отсутствие оценки параметров фокальных механизмов землетрясений не позволяет реконструировать кинематику современных разломов, с которыми они могут быть связаны. Однако северо-восточнее границы территории листа в Хараулахском хребте для Булунских землетрясений (1927–1928 гг.) с  $M > 5,5$  решение механизма позволило установить сбросо-сдвиговый характер подвижек в его очаге [169]. Аналогичная кинематика перемещений может быть и для сейсмических проявлений исследованной территории.

---

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие территории происходило в несколько крупных этапов, соответствующих выделенным структурным ярусам: раннепротерозойский, рифей-вендский, поздневендско-кембрийский, среднепалеозойский, среднекаменноугольно-пермский, триасовый, поздне триасово-юрский, меловой и кайнозойский.

Раннепротерозойский этап. В составе доверхнепротерозойского фундамента на большей (центральной и северо-западной) части территории выделяется Беректинский гранит-зеленокаменный (тоналит-грондьемиито-гнейсовый) террейн Восточно-Якутского протократона, сформированный в процессе переработки позднеархейско-палеопротерозойской коры (см. гл. «Тектоника» [167, 298, 299, 84]) до образования Северо-Азиатского кратона. На юго-западе террейна (здесь и далее в современных координатах) в раннем палеопротерозое происходило формирование субщелочных габброидов с возрастом  $2326 \pm 7$  млн лет (Rb-Sr анализ) [319], связанных, вероятно, с рифтогенезом и растяжением в начальной стадии образования пассивной окраины примыкающего на юго-западе к Беректинскому Хапчанского террейна [359]. Средний Nd-модельный возраст источников для протолитов парагнейсов Хапчанского террейна 2,2–2,4 млрд лет [297, 275] может соответствовать возрасту источников осадков, выполнявших пассивную окраину. На северо-востоке Оленекского свода, где, вероятно, располагалась активная окраина [275], накапливались в это время кислые вулканы и углеродистые силициты экитской серии.

В среднем палеопротерозое началась коллизия архейских континентов и микроконтинентов, и Беректинский террейн совместно с Хапчанским вошел в состав Северо-Азиатского кратона [299]. В процессе палеопротерозойской коллизии на северо-восточной и юго-западной периферии Беректинского террейна образовались два орогенных пояса – Экитский и Хапчанский.

Экитский орогенный пояс был сложен образованиями активной окраины Беректинского террейна и имел северо-западное простирание. Формирование узких линейных асимметричных складок сопровождалось зеленосланцевым метаморфизмом [338]. Разрывы фундамента проявились в виде многочисленных зон перетертых пород, ориентированных в направлении складчатости, и представлены, по всей вероятности, взбросами и надвигами. Предполагается, что позднее на стадии тектонического коллапса орогенного сооружения конформно простиранию пояса произошли

сдвиговые перемещения. Складчатые образования Эекитского орогенного пояса были прорваны постколлизийными гранитоидами S-типа [84] около 2000–2050 млн лет назад (см. гл. «Тектоника» [275, 361, 42, 38ф, 185, 84]). Перглиноземистый состав и принадлежность пород к гранитам S-типа свидетельствует о метаосадочной природе их источника. Согласно ряду геохимических критериев, можно предположить, что источник гранитоидов имел смешанный пелито-псаммитовый состав [84]. Возможно, гранитоиды эекитского комплекса являлись синдеформационными [55] и внедрялись синхронно со сдвиговыми дислокациями. Вопрос о возрасте деформаций и зеленосланцевого метаморфизма остается открытым вследствие противоречивости имеющихся изотопно-геохронологических данных.

Хапчанский орогенный пояс, представленный Оленекской зоной тектонического меланжа и протягивающийся в северо-западном направлении на юго-западе территории листа, был сформирован позднее. Возраст гранулитового метаморфизма – 1970 млн лет [16, 274, 297], а время возможного термического преобразования щелочных габброидов Мунского свода ~ 1965 млн лет [319]. Nd-модельный возраст источников для протолитов пород Оленекской зоны тектонического меланжа (преимущественно 2224–2281 млн лет [298]) может свидетельствовать о тектонической переработке пород, выполнявших ранее существовавшую пассивную окраину Хапчанского террейна. Орогенный пояс возник в результате приращения Беректинского и Хапчанского террейнов совместно с Эекитским орогенным поясом к расположенным западнее Далдынскому и Тюнгскому террейнам, синхронно с образованием Билляхской зоны тектонического меланжа Анабарского щита, представляющей собой коллизийный шов [297].

Р и ф е й - в е н д с к и й э т а п. В предрифейское время территория испытала поднятие и длительный размыв. Рифейские отложения с размывом и конгломератами в основании перекрывают палеопротерозойские толщи. Из разногалечниковых кварцевых конгломератов сыгынахтахской свиты (проба 3742, р. Сыгынахта, 70°39'13,0" с. ш., 124°02'29,4" в. д.; Верхнеэекитский выступ Оленекского свода) были выделены цирконы\*, представленные, как правило, хорошоокатанными обломками округлой или эллипсоидальной формы. По времени формирования они образуют три четко выраженных пика. Два из них позднекареельские, с промежутками времени 1935–1944 Ма и 2002–2047 Ма, третий отвечает позднему лопию (2654–2733 Ма). Намечается еще два менее выраженных пика, отвечающие раннему карелию (2293 Ма) и раннему лопию (3045–3050 Ма). Позднекареельские цирконы возникли скорее всего за счет размыва кислых эффузивов в эекитской серии и гранитоидов эекитского комплекса и испытали неоднократное переотложение. Источник формирования лопийских цирконов неясен.

---

\*Здесь и далее возраст детритовых цирконов определялся в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) методом лазерной абляции (LA-ICPMS). Количество измеренных цирконов в каждой пробе изменялось от 35 до 54. При оценке возраста цирконов в выборку включались значения с дискордантностью от –5 до +15%.

Нижнемунский выступ на севере Мунского свода существовал до верхнего венда, когда он был перекрыт отложениями туркутской свиты, залегающими на щелочных палеопротерозойских габброидах. На Джарджанском поднятии верхнедокембрийские толщи отсутствуют, но не исключено, что связывать его формирование надо не с этим этапом [175], а со временем проявления среднепалеозойского рифтогенеза [354, 258, 259].

Накопление морской терригенно-карбонатной вулканогенной формации рассматриваемого этапа знаменует начало формирования чехла платформы после длительного перерыва (около 300 млн лет), в течение которого образовывались коры выветривания. Рифейская история развития осадочных бассейнов связана с формированием двух мощных трансгрессивных седиментационных циклов, отвечающих раннему и среднему–позднему рифею. В рифейское время исследованная территория представляла собой обширную карбонатную платформу, переходящую к северу и востоку в пассивную континентальную окраину в соответствии с увеличением мощности отложений в этом направлении. В этом же направлении в составе осадков появляются мощные песчано-глинистые прослои, исчезают красноцветность пород и локальные перерывы, свидетельствующие о накоплении рифейских толщ в пределах обширной шельфовой области. Частое присутствие в отложениях глауконита свидетельствует о медленных скоростях осадконакопления в этот этап.

На рубеже раннего и среднего рифея был проявлен рифтогенез, время проявления которого достаточно спорно. В основании среднерифейской арымасской свиты залегает базитовый силл уэттяхского долеритового комплекса, возраст которого U-Pb (SHRIMP) методом по бадделейту определен в  $1473 \pm 24$  млн лет [361]. Имеющиеся K-Ar и Rb-Sr датировки [61, 230] не могут считаться достоверными в силу значительной неопределенности этих методов. Если предположить, что этот силл является интрузивным аналогом вулканитов основного состава в основании вышележащей арымасской свиты, как это принято в гл. «Стратиграфия», то возраст этой свиты должен быть заведомо древнее 1473 млн лет, т. е. раннерифейским. В этом разделе мы вынуждены принять точку зрения, приведенную в главах «Стратиграфия» и «Магматизм», и считать, что время проявления первого рифтогенного события, маркируемого уэттяхским силлом – средняя часть нижнего рифея, а второго (арымасская свита) – начало среднего рифея. С раннерифейским рифтогенным событием ассоциируют дайки долеритов.

Согласно прецизионной датировке уэттяхского силла, возраст подстилающей кютюнгдинской свиты должен быть древнее 1473 млн лет. Следовательно, накопление среднерифейских толщ произошло после значительного перерыва приблизительно в 100 млн лет, в течение которого исследованная территория представляла собой область поднятия и размыва. Формирование сводового поднятия завершилось растяжением и расколом с образованием рифтогенных прогибов – Хастахского и Моторчунского, которые выполнены скорее всего терригенными, карбонатными и вулканогенными отложениями среднерифейского седиментационного цикла. Моторчунский прогиб интерпретируется как юго-восточное

продолжение Уджинского авлакогена и иногда выделяется в качестве Сухано-Моторчунского авлакогена (грабена) [212, 257, 258]. В пределах рифтогенных прогибов и на их плечах произошло излияние базальтов, трахибазальтов, образование лавобрекчий и туфов в подводных условиях в результате вулканических извержений центрального типа вместе с накоплением осадков арымасской свиты [230, 338, 241]. Песчаные отложения находятся в тесных соотношениях с базальтами и туфами, которые вверх по разрезу сменяются глинистыми отложениями флишоидного типа.

В позднерифейское время существовал мелководный морской шельфовый бассейн с терригенно-карбонатным накоплением осадков проксимальной части пассивной континентальной окраины.

Необходимо отметить, что по данным Б. Р. Шпунта [337, 241], на протяжении всего рифея и венда на северо-востоке Сибирской платформы происходила многократная активизация процессов магматизма, проявленная главным образом вулканизмом с высоким коэффициентом эксплозивности и преобладающей калиевой щелочнометалльной специализацией. Согласно этому исследователю, в разрезах верхнего докембрия Оленекского свода присутствуют в значительных объемах тефроиды и туфы с глинизированным пепловым материалом кислого состава, лавы трахибазальт-трахитов, вулкано-терригенные породы с обломками эффузивов щелочно-основного состава, а в вендское время накапливались туфы щелочного состава. Эти образования связывались с проявлениями континентального рифтогенеза [112].

На западе площади листа формирование рифейской пассивной окраины завершилось слабо проявленной складчатостью. Рифейские отложения были дислоцированы здесь в процессе предвендской складчатости в сравнительно простые крупные складки линейного типа северо-восточного простирания, обычно осложненные разломами [3ф]. Предполагается, что эта складчатость была отголоском крупного орогенного события, произошедшего восточнее (за пределами территории листа). В позднем рифее к пассивной окраине Северо-Азиатского кратона с востока был присоединен Усть-Ленский метаморфический террейн Яно-Индибирского супертеррейна (микроконтинента) [359], возраст магматического протолита рогообманковых гиперстеновых гнейсов которого определен в  $1910 \pm 5$  млн лет (U-Pb, SHRIMP, цирконы [260, 262]). В результате образовался мезо-неопротерозойский Лено-Алданский орогенный пояс [298, 299, 359]. В Говоровской скважине (б) терригенные среднерифейские отложения метаморфизованы и представлены микросланцами серицит-кварцевыми, кварцево-серицитовыми, биотит-кварцитовыми, кварц-биотитовыми и хлорит-биотит-кварцевыми алевропесчаниками и алевролитами видимой мощностью 361 м [89, 6ф]. Метаморфизм и вероятные деформации пород могли возникнуть в процессе формирования орогенного пояса. Южнее (за пределами территории листа) степень метаморфизма соответствует зеленосланцевой–эпидот-амфиболитовой фациям. Установлено по Sm-Nd данным, что источниками микрогнейсов в составе орогенного пояса служили породы двух возрастных групп – 2,5–2,2 и 1,4–1,0 млрд лет [298]. Таким образом, время формирования Лено-Алданского орогенного пояса принимается как поздний мезопротерозой–ранний неопротерозой (поздний рифей).

После подъема территории и размыва в конце позднего рифея, а к северу и юго-западу от Сололийского поднятия – в конце раннего венда, установился режим карбонатной платформы. Глубина предвендского размыва достигала 600 м. Вендские отложения с угловым несогласием залегают на различных уровнях рифея. В раннем венде происходило накопление относительно мелководных терригенно-карбонатных отложений. В начале позднего венда отлагались относительно глубоководные битуминозные известняки, а в конце (в условиях мелководья) – водорослевые доломиты. Наряду с присутствием гипергенных брекчий, отмечается развитие карстовых поверхностей [346а], что может свидетельствовать о периодических субконтинентальных условиях осадконакопления в конце позднего венда. Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась в низких широтах (в районе 30°) [236, 355].

Поздненвендско-кембрийский этап. В самом конце позднего венда господствовали спокойные обстановки накопления терригенно-карбонатных отложений в мелководном морском бассейне в условиях аридного климата в пределах карбонатной платформы.

Для выявления возможных источников сноса, существовавших в конце венда и начале кембрия на рассматриваемой территории и прилегающих областях, из терригенных пород основания венд-кембрийской кессюсинской и кембрийской еркекетской свит были выделены обломочные (детритовые) цирконы. Цирконсодержащие пробы из основания кессюсинской свиты (4967, 1-К, КР-2), отбирались на протяжении 100 км с востока на запад. Проба 4967 находится в восточной, наиболее приподнятой части Оленекского свода, на правом борту среднего течения р. Улахан-Уэтгях (70°40'57,1" с. ш., 123°18'19,3" в. д.) и представлена зеленовато-серыми песчаниками. В изученной выборке четко обособляются две дискретные группы значений – 564–640 Ма (поздний рифей–ранний венд) и 853–994 Ма (поздний рифей); намечается выделение позднелопийских цирконов с возрастом около 2,7 млрд лет. В позднерифейско-ранневендских и позднелопийских цирконах резко доминируют окатанные зерна, в позднерифейских – идиоморфные умеренно- и длиннопризматические кристаллы.

Проба 1-К расположена в центральной части Оленекского свода, на левом берегу р. Оленек, в районе устья его правого притока р. Чускуна (70°47'40,4" с. ш., 122°19'39,3" в. д.) и отобрана из желтовато-зеленых гравелитов. Возраст представительной выборки цирконов образуют три дискретные группы – 763–550 Ма (поздний рифей–ранний венд) с пиком в 656–740 Ма; 1899–2048 Ма (поздний карелий) с пиком в 1976–1988 Ма и 2401–2720 Ма (поздний лопий–ранний карелий) с резко выраженным пиком 2709–2720 Ма (поздний лопий). Древние цирконы представлены только окатанными зернами, в венд-позднерифейских отмечены все группы с преобладанием субидиоморфных угловато-окатанных зерен призматического габитуса.

Проба КР-2 расположена вблизи западной границы площади листа R-51, на левобережье р. Оленек, в нижнем течении ее левого притока р. Куойка (70°31'33,1" с. ш., 120°33'01,0" в. д.) и отобрана из серых мелко- и среднезернистых кварцевых песчаников. Представительные возрасты образуют

две ярко выраженные дискретные группы – 522–593 Ма (венд–кембрий) с резким пиком в 574–593 Ма (ранний венд) и 658–719 Ма (поздний рифей) с пиком в 658–689 Ма. Намечается выделение еще двух групп – 1955–2040 Ма (поздний карелий) и 2728–2743 Ма (поздний лопий). В последних преобладают окатанные зерна, в позднерифейских и вендских доминируют субидиоморфные угловато-окатанные кристаллы при подчиненной роли неокатанных кристаллов и зерен округлой формы.

Таким образом, в поздневендских терригенных породах основания кессюсинской свиты выявлены четыре основные возрастные группы цирконов – позднелопийские (2700–2740 млн лет), позднекарельские (1900–2040 млн лет), позднерифейские (850–990 млн лет) и позднерифейско-ранневендские (760–550 млн лет). Позднелопийские и позднекарельские цирконы развиты повсеместно, но наиболее широко – в центральной части Оленекского свода (проба КР-2). Представлены они хорошоокатанными зернами и переотложены из рифейских осадочных отложений, о чем свидетельствует совпадение их возрастов с возрастными цирконов из нижнерифейской сыгынахтахской свиты Верхнеэкейтского выступа. Позднерифейские цирконы установлены только в восточной части Оленекского поднятия, где образованы практически полностью идиоморфными кристаллами. Это указывает на близость источника их питания. Позднерифейско-ранневендские цирконы в резко преобладающем объеме распространены в бассейне р. Куойка (проба КР-2); в восточном направлении количество их сокращается, достигая наименьших значений в восточной части Оленекского свода (проба 4967). В этом же направлении отчетливо проявляется тенденция к нарастанию степени их окатанности – от субидиоморфных (угловато-окатанных) на западе территории (проба КР-2) до округлых (окатанных) на востоке (проба 4967).

Представленный материал свидетельствует о влиянии на формирование терригенных пород изученной территории в позднем венде, по крайней мере, двух источников сноса. Один располагался к востоку или юго-востоку от современного Оленекского свода и в настоящее время погребен под мезозойскими толщами Приверхоанского прогиба (Нижнеленский массив, по А. А. Константиновскому [175]). В его строении принимали участие не только метаморфические породы фундамента, но и генетически разнообразные рифейские образования, в том числе позднерифейские магматиты средне-кислого состава. Второй источник питания размещался к западу или северо-западу от рассматриваемой территории и, судя по заметному износу диагностирующих его позднерифейско-ранневендских цирконов, на значительном от нее удалении. Таким источником могла быть Таймыро-Североземельская складчатая область.

Последняя как источник питания могла играть определенную роль при накоплении нижнекембрийских терригенных отложений Сололийского поднятия Оленекского свода. На это указывают детритовые цирконы, выделенные из гравелитов основания еркекетской свиты. Место взятия пробы расположено на р. Оленек, напротив устья руч. Оркекет (71°16'12,6" с. ш., 122°33'08,7" в. д.). Подавляющее количество представительных замеров

возраста цирконов образуют группу в 550–625 Ма, с резкой доминантой в 550–596 Ма (ранний венд), в которой преобладают окатанные зерна.

В целом в кембрийском осадконакоплении проявляется фаціальная неустойчивость краевых частей карбонатной платформы и некомпенсированных относительно глубоководных прогибов с осадконакоплением черносланцевого типа, а также лагун, ограниченных баровыми сооружениями. На границе венда и раннего кембрия на фоне развития карбонатной платформы начались процессы рассеянного рифтогенеза, приведшие к образованию на северо-восточном склоне Оленекского свода Хорбусуонского рифтогенного прогиба северо-западного простирания [3ф]. Его ширина составляет 20–30 км, а протяженность – около 90 км. Произошли подводные излияния трахибазальтов-трахитов монгусского комплекса. В результате извержений многочисленных трещинных вулканов образовывались трахибазальты, их туфы, преимущественно агломератовые и псефитовые, туффиты. Многочисленные эруптивные тела были представлены трубками взрыва трахибазальтового и трахитового состава. Этап рассеянного рифтогенеза охватил, по всей видимости, весь северо-восток Сибирской платформы. Восточнее, в районе нижнего течения р. Лена в это время также происходит излияние щелочных базальтов и формируется сложный комплекс силлов и даек основного состава, пронизывающих нижележащие толщи [338, 339, 230]. Хорбусуонский прогиб выполнен грубообломочными терригенными образованиями нижнего кембрия, сформировавшимися в начальную стадию раннекембрийской трансгрессии, представленными в нижней части песчано-галечными отложениями, содержащими валунно-глыбовые брекчии обрушения. Эти толщи переслаиваются с покровными образованиями монгусского комплекса. Более верхние горизонты отложений, выполняющих рифтогенный прогиб, характеризуются алевроглинистыми тонкопереслаивающимися фациями дистальных турбидитов, накапливающихся в прогибе в результате развития трансгрессии. Вверх по разрезу они сменяются карбонатными отложениями открытого моря.

Во второй половине раннего кембрия (ботомский и тойонский века) и в начале среднего кембрия (амгинский век) в пределах исследованной территории осадконакопление происходило в условиях обширного открытого относительно глубоководного морского бассейна, охватившего практически всю восточную часть Сибирской платформы. Этот бассейн на западе в центральной части платформы был ограничен одним из крупнейших по протяженности за всю историю Земли Анабаро-Синским барьерным рифом. На западе, за полосой рифовых массивов формировались мелководные лагунные эвапоритовые отложения [281, 152, 360, 26, 28]. На севере территории также протягивался рифовый массив, отделяющий глубоководный бассейн от карбонатной платформы. В пределах этого бассейна накапливались черносланцевые битуминозные доманикоидные маломощные конденсированные осадки, представленные горизонтами горючих сланцев с фосфатоносными конкрециями, глинисто-карбонатные и карбонатно-кремнистые отложения (т. н. куонамская формация [152]). Эта формация имеет высокий нефтематеринский потенциал, значительно превышающий таковой для остальных стратиграфических уровней палеозоя и мезозоя

Сибирской платформы. Вместе с тем до последнего времени не открыто ни одного нефтяного месторождения, которое могло бы быть генетически связано с куонамской формацией [152].

Во второй половине среднего кембрия и в позднем кембрии произошло обмеление палеобассейна, фиксируемое появлением темпеститов (осадки, нарушенные штормовыми процессами) [214]; на склонах субаквальных палеоподнятий, возможно рифового происхождения, формируются конгломерато-брекчии и карбонатные эндоолистостромы [16ф]. На севере отлагаются карбонатные, рифовые и зарифовые мелководные морские и лагунные отложения. В целом на востоке Сибирской платформы на протяжении всего кембрия происходит миграция рифовых построек и обмеление бассейна осадконакопления в восточном направлении [360]. На юге в Суханской впадине на краю карбонатной платформы отлагались относительно глубоководные отложения.

Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась в низких широтах (в районе 30°) [236, 355].

Среднепалеозойский этап. В настоящее время на исследованной территории отсутствуют отложения ордовика, силура и девона. Тем не менее многочисленные фаунистические остатки этого возрастного диапазона содержатся как в четвертичных отложениях, в которые они могли попасть из размытых промежуточных коллекторов, так и в ксенолитах кимберлитовых трубок, локализованных непосредственно к западу от площади листа [21]. На основании этих данных, а также проведенных расчетов Ф. Ф. Брахогель [21] высказал предположение, что ордовикские, силурийские и девонские толщи отлагались на востоке Анабарской антеклизы и их суммарная мощность могла достигать 1,5–2 км.

Территория северо-востока Анабарской антеклизы в предкаменноугольное время (по всей вероятности, в среднем–позднем девоне), очевидно, испытывала преимущественно воздымание, в процессе которого были эродированы отложения силура, ордовика и, частично, кембрия, рифея и венда в пределах Сололийского поднятия Оленекского свода и на Мунском своде. Это сводообразование завершилось растяжением и континентальным рифтогенезом, широко проявленным в девон-раннекаменноугольное время на территории Северо-Азиатского кратона. Непосредственно к северу и северо-востоку от площади листа в приустьевой части р. Лена в это время накапливались позднедевонские морские карбонатные толщи с покровами щелочных базальтов мощностью до 400 м [258, 259]. В результате рифтогенеза возник Кютюнгинский рифтогенный прогиб (грабен), на плечах которого внедрялись многочисленные дайки долеритов молододуджинского комплекса [229], а также проявился кимберлитовый магматизм толуюпско-мерчимденского комплекса. По сбросам происходило ступенчатое опускание кристаллического фундамента к центральной части этой рифтогенной впадины. В процессе растяжения на Оленекском своде образовывались серии сближенных малоамплитудных сбросов и мелких грабенов северо-западного простирания.

На обрамлении грабена сформировались поднятия, ограниченные сбросами – Сололийское, Куойкско-Далдынское, Джарджанское, Говоровское.

Олондинский выступ кристаллического фундамента, расположенный вблизи Атырканской седловины и перекрытый пермскими отложениями, как и сама седловина, могли возникнуть в это же время. Необходимо отметить, что эти поднятия некоторые исследователи вслед за А. А. Константиновским [175] относят к так называемому «Нижнеленскому погребенному массиву», который существовал начиная с рифея до триасового периода, периодически то опускаясь, то поднимаясь, и являлся питающей провинцией для осадков этого возрастного интервала [90, 129]. Мы считаем, что эта система поднятий существовала начиная только со среднего палеозоя, т. к. в разрезе Дьяпальской скважины присутствуют отложения рифея, венда и кембрия, а в разрезе Говоровской скважины – рифея, несогласно перекрытые в обоих случаях пермскими толщами [70]. Правда в разрезе Джарджанской скважины верхнепермские слои залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте, но это не повод считать, что до пермского периода осадконакопление здесь не происходило. Трудно представить, что на месте наиболее прогнутой части Приверхоянского прогиба, где глубина до фундамента оценивается по геофизическим данным до 6–10 км, а мощность юрско-меловых толщ не более 4,5 км [49], когда-то существовало поднятие и кристаллический фундамент, как это показано в работе [175], был источником поступления обломочного материала. То, что Джарджанское поднятие было областью денудации по крайней мере в раннекаменноугольное время, и размывались вышеописанные образования мезо-неопротерозойского Лено-Алданского орогенного пояса, подтверждается присутствием в визейских конгломератах, вскрытых в нескольких километрах восточнее рамки листа, галек гранитов с возрастом 906–1383 млн лет [27].

Кютюнгинский грабен, по всей видимости, протягивался в юго-восточном направлении за территорию листа, где в настоящее время перекрыт осадочными образованиями Приверхоянского прогиба и Верхоянской пассивной окраины. Углубление грабена происходило в этом же направлении. Среднедевонские–раннекаменноугольные эвапориты атырканской и глины с прослоями известняков артыганской свит видимой мощностью около 2 км, вскрытые во фронте Орулганского надвига и, возможно, в основании Уэль-Сиктяхского тектонического покрова в Западном Верхоянье [223, 258], могли накапливаться на его юго-восточном продолжении. Кютюнгинский грабен являлся частью системы рифтогенных прогибов Западного Верхоянья и его юго-восточный фланг соединялся с меридиональным Западно-Верхоянским грабеном [321, 258, 259, 256, 257].

В начале раннего карбона, после проседания осевой части Кютюнгинского грабена, началось субконтинентальное осадконакопление. В условиях аридного климата отлагались мелководные отложения, пестроцветные эвапориты, гипсы, ангидриты и соли в мелких лагунах и прибрежных, периодически затопляемых морем озерах. Береговая линия постоянно мигрировала и происходило кратковременное осушение территории.

На северо-востоке, в Северном Верхоянье, синхронно отлагались турнейские карбонатные толщи бастахской свиты. В ранневизейское время произошло резкое углубление Верхоянского бассейна осадконакопления.

За короткое время накопилась мощная толща мелководных конгломератов с прослоями пепловых туфов, которая образовывалась у ограниченного сбросами подножия поднятий, в т. ч. и Джарджанского [24, 25, 27]. Состав галек конгломератов свидетельствует о размыве как протерозойских терригенно-карбонатных и вулканогенных пород [27]. Восточнее синхронно накапливались глубоководные кремнистые отложения с пропластками гравититов открытого моря. В это время еще не существовало крупных речных систем. В девонско-турнейское время осадки отлагались в солеродных лагунах и в периодически затопляемых морскими водами озерах. В раннем визее грубообломочные толщи формировались у подножия сбросовых эскарпов. Огромная масса разнородного материала выносилась в прибрежные части морского водоема и смешивалась здесь с береговыми обвалами. Грубый обломочный материал поступал с континента отдельными порциями. Начиная со второй половины визейского века, в результате крупной трансгрессии началось накопление терригенных толщ верхоянского комплекса с несогласием и конгломератами в основании. Это несогласие знаменует окончание рифтового и начало дрифтового этапа развития восточной части Северо-Азиатского кратона, синхронного спредингу и раскрытию Оймяконского океана. Собственно с этого времени началось образование Верхоянской пассивной континентальной окраины [233], а несогласие в основании верхоянского комплекса можно рассматривать как несогласие растяжения (break-up unconformity). В пределах площади листа этому несогласию соответствует общий подъем территории, в течение которого верхневизейско-башкирские отложения не накапливались. Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась в низких широтах (в районе 30°) [236, 355].

Среднекаменноугольно-пермский этап. В предпермское время территория представляла собой область денудации, рельеф был равнинным, пенепленезированным. Климат варьировал от жаркого аридного до гумидного умеренно теплого, что позволяло формироваться корам выветривания. На поверхности карбонатных пород нижнего палеозоя отмечается карст. Карстовые полости, как правило, выполнены глинами монтмориллонитового с примесью каолинита, реже каолинитового состава, содержащими дезинтегрированные обломки преимущественно карбонатных пород. Общий перерыв в осадконакоплении на восточном склоне Оленекского свода продолжался с позднего визе по башкирский век включительно, а на северном склоне – до начала ранней перми.

Средне-верхнекаменноугольные (начиная с московского яруса) маломощные континентальные отложения накапливались только в пределах пониженных участков Куойкско-Далдынского поднятия, на западе Сянгюдинской впадины и с размывом перекрывали разновозрастные горизонты кембрия и венда. Эти преимущественно флювиальные отложения образовывались при переносе речными потоками обломочного материала с осевой части Оленекского свода. Их отсутствие в центральной части Кютюнгдинского грабена не находит приемлемых объяснений. Можно предположить, что в это время северо-западный фланг и центральная

часть грабена находились в субаэральных условиях, и синхронных осадков здесь не сохранилось. В соответствии с общим наклоном днища грабена на юго-восток, предполагаемые речные потоки могли транспортировать обломочный материал преимущественно в этом направлении в сторону Верхоянского морского палеобассейна и выполнять грабен в областях, ныне перекрытых пермско-кайнозойскими отложениями Верхоянской пассивной окраины и Приверхоянского прогиба.

Осадконакопление в пермском периоде происходило в платформенной обстановке на севере и западе и пассивной континентальной окраины – на востоке и было исключительно терригенным. Равнинная суша была окружена мелководным (очевидно единым) эпиконтинентальным морем со слаборасчлененным шельфом. Обширные пляжи и мелкие дельты испытывали периодические погружения и неоднократно подтапливались морем [33ф, 129, 3ф].

В раннепермское время с востока на запад началась обширная трансгрессия [103, 107]. Суша с востока обрамлялась цепью островов. Область денудации в момент максимальной трансгрессии охватывала юго-западную часть территории и частично район Оленекского свода. Впоследствии море отступило, и по обрамлению области денудации на пенепленизированной поверхности происходило накопление континентальных отложений аллювиальных равнин. Отлагались рыхлые полимиктовые песчаники и конгломераты русловых субфаций и песчано-глинистые образования болот, пойм и стариц [33ф, 129, 3ф].

Область распространения континентальных осадков обрамлялась с востока и севера областью развития прибрежно-морских фаций верхнего и нижнего пляжей (литорали и верхней sublиторали). Отдельные горизонты песчаников сильно битуминизированы. На южном фланге Оленекского свода осадки отлагались в узких морских заливах. Эти отложения представлены песчаниками и алевролитами с косой слоистостью, знаками мелководной ряби и следами биотурбации. Присутствие прибрежной ряби течения и волнения указывает на то, что базис волн достигал дна и глубина не превышала 20–25 м. Море вблизи берегов было существенно опресненным, т. к. палеонтологические комплексы практически повсеместно представлены немногочисленными видами песчаных фораминифер. Обилие растительного детрита вплоть до фрагментов древесины свидетельствует о достаточно интенсивном выносе их реками и временными потоками с суши [33ф, 129, 3ф].

Палеогеография конца ранней перми и средне-позднепермского времени в целом весьма сходна с описанной для ранней перми. На ранней стадии (уфимский век) происходит новая обширная трансгрессия, в начале которой нижнепермские отложения были частично размыты. Область денудации охватывала практически весь Оленекский свод на севере территории, на юге трансгрессивная береговая линия проходила в районе теперешнего устья р. Сянгюде. Позднее, вследствие общего воздымания море отступило и так же, как и в ранней перми, образовалась область пенепленизированных равнин с континентальным режимом осадконакопления. В центральной

части района эта область существенно расширилась, формировались слабоугленосные грубообломочные отложения [33ф, 129, 3ф].

В области мелководного шельфа в бассейнах теперешних рек Келимяр и Бур отлагалась толща ритмичного чередования пачек глинистых и песчаных пород. Западнее, в верховьях р. Бур формировались угленосные осадки. На крайнем севере, по границе с Лено-Анабарским прогибом накапливались морские отложения зоны илов шельфа (средняя и нижняя сублитораль). В условиях спокойных застойных вод, при ограниченной аэрации и солености, близкой к нормальной, накапливались в основном глинистые осадки, обладающие бедным комплексом органики [33ф, 129, 3ф].

На этой территории из пермских отложений были отобраны три пробы с целью выделения из них детритовых цирконов, определения их возраста и выявления источников сноса. Пробы располагались в нижнем течении р. Бур; две из них (КР-10, КР-12) отобраны из нижнепермских (усть-бурская свита), одна (КР-11) – из основания ниже-среднепермских (ныкабитская свита) отложений. Возрастной спектр развитых в них цирконов в целом одинаков и представлен тремя дискретными группами – позднелопийско-раннекарельскими (2390–2880 млн лет, с максимумом в 2600 млн лет), позднекарельскими (1800–2030 млн лет с резко выраженным максимумом в 1806–1879 млн лет) и вендско-среднепалеозойскими (600–385 млн лет, с преобладающими значениями 500–600 млн лет). Позднелопийско-раннекарельские цирконы практически все имеют округлую форму и хорошоокатаны. Морфология цирконов в других возрастных группах смешанная; присутствуют как округлые зерна, так и субидиоморфные (угловато-окатанные) и идиоморфные (неокатанные) кристаллы. Вторые и третьи несколько преобладают. Полученные возрасты цирконов свидетельствуют, что источники их формирования располагались вне Сибирской платформы и скорее всего в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области или погребенного массива моря Лаптевых.

Зона перехода от континентальных к шельфовым фациям на юге района располагалась, вероятно, на месте осевой части Приверхожанского прогиба, где отложения перми перекрыты мощным чехлом осадков мезозоя. В конце поздней перми наступила обширная регрессия и почти вся территория стала областью денудации.

В перми климат приобрел поясную зональность. В начале периода он был довольно холодным или умеренно холодным. В последующее время до конца перми происходило потепление климата, сопровождавшееся избыточным увлажнением. Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась в средних широтах (в районе 60°) [236, 355].

Т р и а с о в ы й э т а п. В конце поздней перми территория Оленекского свода испытала общее поднятие. На северном склоне свода были размыты или не накапливались отложения, начиная с вятского века, на Куойкско-Далдынском поднятии – с северодвинского времени поздней перми, а в Кютюнгдинском грабене – с уржумского века средней перми.

Предположительно в раннеиндское время (а скорее всего на рубеже перми и триаса) в условиях растяжения на юге Оленекского свода произошли субаэральные излияния базальтов, накопление туфов, туфопесчаников,

туффигов и туфоалевролитов молодинской толщи в Кютюнгинском грабене и на смежном Куойкско-Далдынском поднятии. Формировались дайки долеритов одноименного долеритового комплекса, которые служили подводящими каналами базальтовых покровов и силлов основного состава [229]. На юго-востоке, в пределах Джарджанского поднятия, синхронно внедрялись силлы и, возможно, изливались базальты ленского комплекса, проявленные в смежных частях Верхоянья [256, 257, 103, 107]. По времени это магматическое событие близко к образованию пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизы, происхождение которых объясняется воздействием нижнемантийного Сибирского суперплюма [125]. В результате растяжения произошло не только подновление ограничивающих Кютюнгинский грабен сбросов, но и реактивация сбросов северо-западного простирания на склонах Оленекского свода, где вдоль них образовывались мелкие грабены, в которых сохранились пермские отложения.

В позднем инде началась трансгрессия, которая достигла максимума в оленекский век раннего триаса, когда единый обширный морской бассейн простирался от низовьев Оленека до Омолоя. В пределах его существовали удивительно устойчивые условия черносланцевого осадконакопления, когда маломощные горизонты, такие, как широко известный пласт известняков доманиковой фации нижней части оленекского яруса, который формировался по всей территории морского бассейна. Накапливающиеся в нем черные глинистые илы характеризовались высоким содержанием органического вещества [114, 33ф, 129, 3ф]. В позднеиндское–оленекское время осадки накапливались в условиях, близких к внешнему шельфу; на фоне существенно глинистого осадконакопления отлагались прослой туфоалевролитов и туфопесчаников.

В среднем триасе и большей части позднего триаса территория представляла собой в различной степени расчлененную равнину. В это время осадконакопление либо не происходило, либо синхронные отложения были размывы в предрэтское время. На востоке продолжалось накопление шельфовых и дельтовых терригенных отложений верхоянского комплекса пассивной континентальной окраины. К северу от изученной территории морские шельфовые отложения этого возрастного диапазона появляются только в пределах Усть-Оленекской зоны складок.

**П о з д н е т р и а с о в о - ю р с к и й э т а п .** После перерыва в позднерэтское время началась трансгрессия, но осадконакопление происходило только вдоль северного и восточного обрамления Оленекского свода, который в это время должен был являться областью денудации и сноса обломочного материала. Маломощные (первые метры) рэтские отложения пляжей [92] содержат на севере территории базальные алмазоносные конгломераты, в которых присутствует в значительных количествах галька экзотических для этих районов пород. Среди последних установлены риолитовые порфиры, брекчии риолитовых порфиров, гранит-порфиры, туфы, лавобрекчии риолитовых порфиров, дацит-риолитовые порфиры, андезитодацитовые, сиенит-порфиры, трахитовые порфиры. Проведенные U-Pb (SHRIMP) датировки цирконов из девяти галек, к сожалению, не дали однозначного результата. Во всех пробах присутствует широкий спектр возрастных популяций

цирконов – от раннего–среднего триаса до раннего палеопротерозоя, что характерно не для магматических пород, а свойственно детритовым цирконам. В этих образцах наиболее молодые популяции имеют средний возраст 245 млн лет (рубеж раннего и среднего триаса, одна проба), 250 млн лет (рубеж перми и триаса, три пробы; в одной из них по девяти зернам получен конкордантный возраст 367 млн лет), около 260 млн лет (поздняя пермь, одна проба), 290 млн лет (ранняя пермь, одна проба) и 300 млн лет (рубеж карбона и перми, три пробы). Магматические источники среднего и кислого составов такого возраста на северо-востоке Сибирской платформы не известны. Мощные конгломераты (до 8 м) в нижней части нижнего кембрия на восточном крыле Чекуровской антиклинали (в нескольких десятках километров восточнее границы площади листа) сложены на 95 % крупными (до 20 см) окатанными валунами и гальками ультракалиевых трахириолитовых порфиров и залегают непосредственно под верхним покровом базальтов монгусского комплекса [338]. U-Pb (SHRIMP) датировки цирконов одной из них показали надежный возраст  $539,2 \pm 7,6$  млн лет, что хорошо согласуется с полученной ранее датой  $534,6 \pm 0,4$  млн лет [346a]. Источник этих галек неизвестен, как неизвестно и фельзитовое магматическое событие этого времени на северо-востоке Сибирской платформы. Возможно, гальки сиенит-порфиров из рэтских конгломератов имеют тот же источник, который может находиться в районе Атырканской седловины.

С другой стороны, по нашим неопубликованным данным по U-Pb (LA-MC-ICPMS) датированию, более 100 зерен детритовых цирконов из рэтских отложений, спектр распределения их возрастов и полученные возрастные пики указывают на источники, которые в настоящее время обнажены только на по-ове Таймыр, островах архипелага Северная Земля и вскрыты глубокими скважинами в Западной Сибири. Магматические породы такого возраста не могли находиться на северо-востоке и востоке от исследованной территории, даже скрытые в настоящее время под чехлом позднемезозойско-кайнозойских отложений; их нет и на севере Сибирской платформы. Их можно прогнозировать в акватории моря Лаптевых, но для обоснования этого предположения в настоящее время нет данных. Кроме того, на имеющихся палеогеографических реконструкциях для триасового периода [344] показаны направления сноса обломочного материала со стороны Оленекского свода. Породы риолитового ряда, широко присутствующие в гальках конгломератов, характерны для траптовых комплексов (например, плато Декан, Индия и Западная Сибирь и др.) [320, 5], но в сибирских траппах рубежа перми–триаса пока не обнаружены, что не исключает их существования.

Высказывается предположение, что рэтские продуктивные на алмазы отложения были сформированы за счет размыва карнийских россыпей, локализованных в низовьях р. Лена и вдоль Оленекской протоки [92]. Породы карнийского яруса отсутствуют на изученной территории (или скрыты под плащом позднемезозойских толщ), но в сопредельных областях предполагается, что базальные горизонты карния сложены туффитами основного и (или) ультраосновного состава, накопление которых происходило в континентальной обстановке [94]. В них присутствует галька экзотических пород

[222], по своему составу близкая к таковой в рэтских отложениях [92, 94], что предполагает их единые, пока неустановленные источники.

Начало и середина юрской эпохи отвечает максимуму трансгрессии на рассматриваемой территории, которая началась с рэтского и продолжалась до байосского века. В процессе ее сформировались глинистые, богатые органикой отложения. Морской бассейн заливом проникал и на территорию Приверхоянья, где периодически (в геттангский, синемюрский, а также в ааленский века) осушался. В водах залива отмечается смешение морской и пресноводной фауны [33ф, 129, 3ф].

Начавшаяся трансгрессия была обусловлена эвстатическим повышением уровня морей бореального бассейна [165]. Теплый и влажный климат раннеюрской эпохи обусловил разветвленную речную сеть – основного поставщика терригенного материала в морские бассейны осадконакопления. На обнаженную поверхность различных горизонтов перми и триаса отлагались тонкоотмученные илы в зоне побережий и развития мутьевых потоков, разубоживаемые песчано-алевритовым материалом. Соленость морей была близка к нормальной [165]. Морскую акваторию населяли аммониты, редкие белемниты и крупные рептилии (на р. Келимяр в нижне-тоарских отложениях найдены позвонки ихтиозавра), что свидетельствует о высоких среднегодовых температурах воды (не ниже +20 °С). С другой стороны, присутствие глендонитовых конкреций характеризует относительно холодные придонные воды.

В геттанг-плинсбахское время на периферии эпиконтинентального бассейна вблизи береговой линии происходило накопление аргиллитов и алевролитов с прослоями и конкрециями глинистых известняков, обломками обугленной древесины. В период обширной тоарской трансгрессии повсеместно накапливались тонкие глинистые илы, что привело к формированию черных битуминозных сланцев, образовывавшихся за счет желто- и сине-зеленых водорослей и высших растений – аллохтонного терригенного органического материала, отлагавшегося в нормальных морских условиях при влажном теплом (+20,5 °С) климате [118]. Палеотемпературы морской воды, определенные по изотопному составу кислорода в раковинах двустворок, составляют +16,9–24,5 °С, а в рострах белемнитов +23 °С [165]. В это время могло происходить накопление конденсированных осадков. На севере и северо-востоке территории, вблизи береговой линии накапливались аргиллиты и алевропелиты с включениями обломков углефицированной древесины. Отложения формировались в условиях восстановительной обстановки и сероводородного заражения на относительно больших глубинах – до 200 м. В разрезе присутствуют многочисленные конкреции, линзы и прослой глинистого известняка, а в породах – кристаллы пирита. В это время формируется существенно глинистая сунтарская свита, являющаяся региональным флюидоупором на Сибирской платформе.

В начале среднеюрской эпохи произошло похолодание. Уровень моря значительно понизился, и район Оленекского свода осушился. Здесь формировались коры выветривания, продукты которых сносились на север и восток в прибрежно-морской бассейн осадконакопления, представлявший собой в центральной части района систему лагун, эстуариев и мелких

заливов, богатых бентосной и свободноплавающей фауной. Далее к северу и востоку устанавливаются обстановки осадконакопления внутреннего шельфа. В акватории располагались острова, также поставившие обломочный материал. В ааленское время накапливались известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с редкими прослоями глинистых известняков, залегающие согласно на породах нижней юры. На отмелях и пляжах отмечаются знаки волновой ряби. Происходило смешение морской и пресноводной фауны.

В начале байоса произошла незначительная регрессия, сменившаяся трансгрессией. Продолжалось накопление существенно песчано-алевритовых пород внутреннего шельфа. В батском и келловейском веках бассейн осадконакопления продолжал оставаться мелководным, прибрежно-морским. В раннебатское время отмечается регрессия, в процессе которой накапливались мелководные и субконтинентальные песчаные отложения. В среднебатское время произошло изменение обстановок осадконакопления и начала формироваться дельта крупной реки. На севере в песчаниках, особенно верхнего бата и келловей, отмечаются крупные полимодальные косослоистые серии, горизонты разно ориентированных подводно-оползневых складок. Это позволяет предполагать, что в периоды регрессий существовали цепочки островов, являвшихся дополнительным источником обломочного материала. Прибрежные акватории островов были богаты бентосной (в основном пелициподы) и свободноплавающей (аммониты и фораминиферы) фауной; породы часто биотурбированы. Соленость воды была нормальной, климат – теплым.

В конце бата–начале келловей на фоне трансгрессии отлагались осадки конденсированных разрезов. В келловейский и оксфордский века на севере неоднократно, по крайней мере трижды, происходила смена регрессивных и трансгрессивных циклов с размывами и формированием кор выветривания. В келловейское время преобладали полуизолированные эпиконтинентальные бассейны с низкоэнергетическим гидродинамическим режимом. На севере территории в оксфорде накапливались дельтовые аркозовые алевролиты, содержащие стяжения известковистых алевролитов, песчаники и аргиллиты, а на востоке (в том числе и за пределами территории листа) в келловей–оксфордское время отлагались конденсированные существенно глинистые маломощные осадки. В конце оксфордского века произошли подъем территории и обширная регрессия. На востоке территории формировались палеопочвы. Перерыв в осадконакоплении продолжался все киме-ридджское время до начала волжского века, после чего началась обширная трансгрессия. Раннекиме-ридджские осадки присутствуют только на крайнем юге территории. На севере нижеволжские отложения с конгломератами в основании залегают на породах оксфорда. В волжское время на севере и на востоке площади листа накапливались конденсированные разрезы относительно глубоководного шельфа.

На юге территории в раннебатское–волжское время происходило накопление субконтинентальных осадков и формирование кор выветривания, сменившееся прибрежно-морской дельтовой седиментацией на фоне

внутреннего шельфа. На востоке в пределах Северного Верхоянья в это время продолжала существовать пассивная континентальная окраина.

В позднеюрское время в бассейне р. Хорбусуонка и на междуречье Куойка–Молодо дважды проявлялся кимберлитовый магматизм с образованием хорбусуонского и куойского комплексов.

Согласно палеомагнитным данным, территория в это время находилась вблизи полюса [236, 355].

Меловой этап. Этап отвечает времени формирования Приверхоянского и Лено-Анабарского прогибов и накопления в их пределах преимущественно континентальных существенно песчаных угленосных отложений. По данным, полученным при изучении отражательной способности витринита [151], ориентировочная мощность нижнемеловых отложений, перекрывавших Оленекский свод, превышала 1500 м, увеличиваясь в восточном направлении. На Верхоянье в этот этап произошла смена опускания на поднятие, связанное с формированием фронтальных структур Верхоянно-Черского орогенного пояса [255].

Морской режим позднеюрского времени сохранился на северо-востоке исследованной территории в берриасе и в первой половине валанжинского века. Здесь накапливались морские и прибрежно-морские осадки, слагавшие систему субаквальных дельт фронтальной части крупной речной системы. Область сноса располагалась, вероятно, на западе Оленекского и Мунского сводов. На юге и в центральной части территории листа R-51 в это время существовали преимущественно континентальные обстановки осадконакопления. В позднем валанжинском море полностью покинуло исследованную территорию, шельфовое и дельтовое морское осадконакопление сменилось континентальным. Здесь накапливались прибрежно-континентальные осадки, сформировавшие аккумулятивную аллювиально-озерную равнину с маршевыми торфяными болотами, отдельные участки которой периодически заливались морем. Торфяные болота, между которыми протекали мелкие реки, существовали на протяжении всего мела.

На востоке, начиная со второй половины валанжинского века, накапливались флювиальные отложения палео-Лены. В валанжинско-готериве произошел первый подъем территории Верхоянья [47, 352], связанный с формированием фронтальных структур Верхоянского складчато-надвигового пояса. Палео-Лена, дельта которой находилась на протяжении всего позднего палеозоя, триаса и юры в районе Китчанского поднятия [356], сменила направление потока на северное вдоль воздымающегося Верхоянского хребта. Русло палео-Лены мигрировало по обширной аллювиальной равнине, в пределах которой были распространены многочисленные озера, болота, старицы и ее мелкие притоки. По данным [348, 349], седиментация характеризовалась чередованием режимов с низкой и высокой аккомодацией осадков. В периоды низкой аккомодации опускание в прогибе замедлялось или прекращалось и вследствие увеличения скорости речного потока происходило образование амальгамированных русловых каналов, выполненных мощными песчаными отложениями. При высокой аккомодации опускание в пределах краевого прогиба увеличивалось и формировалась разветвленная речная система на обширной заболоченной пойме и аллюви-

альной равнине. Периоды наибольшего опускания прогиба приходились на поздневаланжинское, позднеготеривское время и на рубеж берриаса–апта. Эти опускания связываются, по крайней мере, с тремя импульсами подъема и надвигообразования во фронте Верхоянского складчато-надвигового пояса [348, 349].

Наиболее интенсивное компенсированное опускание Приверхоянского прогиба происходило в районе Собопольской впадины, заполненной мощной баррем-альбской песчано-угленосной толщей, включающей линзы галечников и валунников, состоящих из пород, близких по составу к породам верхоянского комплекса. На протяжении раннего мела депоцентр (ось) прогиба последовательно смещался в юго-западном направлении [226].

На заключительной стадии формирования фронтальных структур Верхоянского складчато-надвигового фронта в позднем мелу на исследованной территории образовались складчатые и разрывные деформации, представленные субмеридиональными малоамплитудными взбросами, сдвигами, слепыми надвигами и непротяженными открытыми складками. Вероятно, в это время по разломам древнего заложения северо-западного простираения произошли разнонаправленные сдвиговые перемещения. Синхронных осадков этого времени не сохранилось.

Климат раннего мела был аридный; территория в это время находилась в высоких широтах (в районе  $75^\circ$ ) [236, 355].

**К а й н о з о й с к и й э т а п.** Кайнозойская тектоника связана с взаимодействием Евразийской и Северо-Американской литосферных плит и раскрытием Евразийского океанического бассейна в Арктике [237]. Полос вращения Евразийской и Северо-Американской плит в течение кайнозоя несколько раз менял свое положение [347] и в начале палеогена располагался севернее Японии. В акватории современного моря Лаптевых началось формирование рифтогенных прогибов на продолжении спрединговой зоны хр. Гаккеля. В олигоцене полюс вращения плит переместился в район к северу от Новосибирских островов [347], и территория оказалась в обстановке сжатия, обусловленной сближением плит к югу от полюса их вращения. Именно к этому времени относится начало формирования сводового поднятия смежного Верхоянского хребта. В пределах территории листа карты доминировали условия растяжения, однако синхронных осадков здесь не сохранилось или они не обнаружены. С конца позднемеловой эпохи и в палеогене формировалась аккумулятивно-денудационная выровненная равнина, охватившая как смежную орогенную область, так и Приверхоянский прогиб и северо-восток Сибирской платформы [317].

Неогеновый период ознаменовался проявлением еще одной эпохи выравнивания с образованием коры выветривания на фоне теплоумеренного климата, изменившегося во второй половине миоцена и в раннем плиоцене на континентальный и резко-континентальный. В это же время начали формироваться многолетнемерзлые породы. Предположительно в среднем миоцене на северо-западе ( $71^\circ 03' 26''$  с. ш.,  $121^\circ 40' 26''$  в. д.) произошло одно из известнейших импактных событий на территории России – падение Беенчима-Салаатинского метеорита [241, 216], приведшее к образованию

ударного кратера диаметром до 9 км и глубиной около 50–75 м, коптогенного брекчиевого комплекса и радиальных надвигов.

Поздний плиоцен–ранний неоплейстоцен, по-видимому, являются временем общего растяжения земной коры на границе Евразийской и Северо-Американской литосферных плит. Полнос вращения плит следует предполагать в районе Охотского моря. В позднем плиоцене предположительно произошла кратковременная морская трансгрессия Арктического бассейна, и на севере площади формировались прибрежно-морские и лагунные отложения [121].

К среднему неоплейстоцену полюс вращения Евразийской и Северо-Американской плит занимает положение, близкое к современному в районе побережья моря Лаптевых. Литосферные плиты вновь начинают смещаться навстречу друг другу, что приводит к новому воздыманию смежного Верхоянского хребта и интенсивным блоковым движениям земной коры и, как следствие, к деформации и расчленению палеогеновой и неогеновой поверхностей выравнивания на исследованной территории. В пределах кряжа Чекановского и Приверхоанской равнины поверхность выравнивания сохранилась лучше на высоте до 200–450 м [317]. На западе и в центральной части территории обособились молодые поднятия (Сололийское, Куойско-Далдынское, Мунское и др.).

В неоплейстоцене восточная часть площади, примыкавшая к Верхоянскому хребту, неоднократно подвергалась оледенению: в самаровское, тазовское и муруктинское время. Ледники распространялись до современной долины р. Лена, а местами несколько западнее, вызывая ее подпор [42ф].

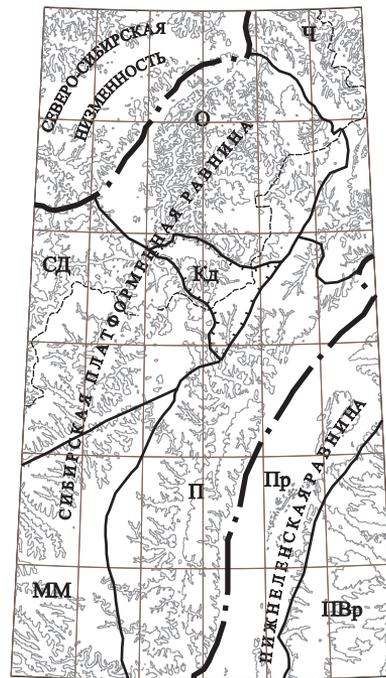
В конце среднего–начале позднего неоплейстоцена произошла последняя значительная морская трансгрессия, приведшая к затоплению района до гипсометрических уровней – от 170 до 200 м, примерно в границах плиоценовой трансгрессии.

В течение всего кайнозоя, по-видимому, в пределах восточной и центральной частей площади происходила миграция русла палео-Лены и ее притоков.

В настоящее время территория является сейсмически активной. Это связано с тем, что непосредственно к северу и востоку от нее протягиваются Арктическая и Хараулахская высокоактивные сейсмические зоны Арктико-Азиатского сейсмического пояса.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Исследуемая территория относится к бассейнам нижних течений рек Лена и Оленек и расположена в пределах Северо-Сибирской низменности, Сибирской платформенной и Нижнеленской равнин. Заложение их как морфоструктур произошло в позднем мелу, дальнейшее развитие они получили в кайнозое в результате дифференцированных сводово-блоковых движений. На протяжении неотектонического этапа была сформирована в разной степени расчлененная структурно-денудационная равнина [240] (рис. 22).



**Рис. 22.** Схема геоморфологического районирования.

1 – линия главного водораздела; 2–4 – границы: 2 – морфоструктур I порядка, 3 – морфоструктур II порядка (Ч – край Чекановского, О – Оленекское высокое плато, СД – Секте-лях-Далдынское останцовое плато, ММ – Моторчуно-Молодинское плато, П – Приленская равнина, Пр – Приверхо-янская ледниковая равнина, ПВр – Приверхо-янская ледниковая равнина, Кд – Кютингдинская депрессия); 4 – Кютингдинской депрессии.



Северо-Сибирская низменность, отвечающая Оленекско-Анабарскому прогибу, на территорию листа входит своей юго-восточной частью. Поверхность низменности полого наклонена на юго-восток, в сторону русла р. Лена. Минимальная абсолютная высота – 21 м, максимальная – 153 м.

Сибирская платформенная равнина занимает большую часть территории листа. В ее составе выделяются кряж Чекановского (Ч); Оленекское высокое плато (О); Кютюнгинская депрессия (Кд); Сектелях-Далдынское останцовое плато (СД); Моторчунно-Молодинское плато (ММ); Приленское плато (П).

Кряж Чекановского (Ч) является структурой, сформированной на отложениях юры и мела, значительно приподнятой в новейшее время. Это денудационная платформенная равнина высотой от 520 до 200 м, слабо наклоненная к востоку. В ее пределах хорошо выражены структурные уступы, предопределенные моноклинальным залеганием пластов – сочетанием плоских и пологонаклонных к северо-востоку денудационных (куэстовых) поверхностей и крутых юго-западных склонов. Бровки куэст возвышаются над разделяющими их понижениями на 20–50 м. Наиболее крупные куэсты вытянуты вдоль западного борта кряжа, где хорошо выражены структурные уступы высотой от 200 до 370 м. На выровненных водораздельных поверхностях кряжа широко развиты каменные развалы и нагорные террасы. Речная сеть короткая, густая разветвленная и глубоко, до 150–200 м, врезанная. Долины рек, как правило, имеют V-образный поперечный профиль с крутыми ступенчатыми склонами.

Оленекское высокое плато (О) отвечает положительной морфоструктуре Сололийского свода и сформировано в результате неотектонического поднятия и последующего расчленения древней поверхности выравнивания. Наиболее приподнятые участки, прилегающих к долине р. Оленек, отвечают сводовой части поднятия с абс. выс. 400–490 м (максимальная отметка – 492 м). Здесь хорошо сохранились реликты древней денудационной поверхности. Склоны крутые, часто – ступенчатые, со скальными обрывами высотой до 10–12 м, что обусловлено чередованием пород различной плотности. На вершинах и прибровковых частях склонов возвышаются многочисленные останцы морозного выветривания (кигилляхи). Речная сеть – глубоко врезанная с V-образным поперечным профилем речных долин. Русла рек изобилуют перекатами, порогами и водопадами. Долины мелких водотоков часто контролируются зонами тектонических нарушений, находятся в стадии врезания; на правобережье р. Оленек развиты висячие долины. Амплитуда поднятия здесь достигает 480 м (отметка уреза р. Оленек – 11,5 м). Периферические части плато имеют абс. выс. 200–350 м, интенсивность и глубина расчленения уменьшаются.

Высокое Оленекское плато на западе и северо-западе граничит с Северо-Сибирской низменностью, с юго-запада – по тектоническому уступу – с Кютюнгинской депрессией. Восточная и северо-восточная границы проходят вдоль древней долины, дренируемой современной долиной р. Келимяр.

Кютюнгинская депрессия (Кд) отвечает Кютюнгинскому грабену и располагается в бассейне р. Кютюнгде. Это унаследованная неоструктура,

развивавшаяся с каменноугольного периода. В рельефе Кютюнгинская депрессия – отчетливо выраженное понижение, широкое днище которого на северо-западе целиком занято долиной р. Кютюнде. Общее опускание грабена по отношению к своду Оленекского поднятия достигает 250 м [48].

Сектелях-Далдынское останцовое плато (СД), созданное комплексом денудационных и эрозионных процессов на карбонатных породах кембрия, развито в среднем течении р. Молодо и его левого притока р. Далдын. В структурном плане плато отвечает Куойско-Далдынскому поднятию, что и определило основные черты его морфологии. Абсолютные высоты изменяются от 330–320 м на западе до 260 м на востоке. Характерны узкие (1–3 км) пологоволнистые междуречья с выположенными склонами, расчлененными густой сетью ложбин. Долины рек имеют неширокие (1–4 км) днища с крутым невыработанным продольным профилем русел, часто с порожистыми участками, врезанными меандрами. Склоны долин асимметричные, с крутыми скальными обрывами. Все террасы, включая пойму, цокольные.

Моторчуно-Молодинское плато (ММ) развито на междуречье Молодо–Моторчуна. На востоке плато граничит с Приленским куэстово-грядовым плато по долине древнего заложения, дренируемой современными реками Сюнгуе и Молодо. Формирование рельефа проходило в условиях замедленного поднятия. Амплитуда не превышает 100–200 м. Абсолютные высоты равнины 220–280 м, к долине р. Лена постепенно понижаются до 160–200 м, относительные превышения составляют 50–80 м.

Широкие плоские или слабоволнистые поверхности водоразделов, с мало мощным чехлом льдистых озерно-аллювиальных образований среднего–позднего неоплейстоцена, часто заболочены. Поверхность междуречий плавно переходит в выположенные склоны, перекрытые плащом делювиальных образований и прорезанные многочисленными деллями. Глубина эрозионного вреза не превышает 50–80 м. Речные долины хорошо разработаны, преимущественно корытообразной или трапезиевидной формы с выработанным продольным профилем, широкими заболоченными днищами, свободным меандрированием русел, террасированные. Долины рек Моторчуна и Муна, находящиеся в стадии врезания, с обрывистыми скальными берегами, врезанными меандрами, ущельеобразными долинами притоков. Пойма рек осложнена старичными зарастающими озерами, мелкими мерзлотными буграми, грядами.

Приленское низкое плато (П) протягивается неширокой полосой между долинами рек Сюнгуе, Молодо и Буор-Экит на западе и долиной р. Лена на востоке. Поверхность плато полого наклонена к востоку (абс. отм. – от 240 до 80 м). Здесь сформировался куэстово-грядовый рельеф, состоящий из серии гряд и понижений, возникших в результате размыва более податливых пород. Куэстовые гряды хорошо отпрепарированы и почти лишены рыхлых накоплений.

Нижнеленская равнина располагается в юго-восточной части территории листа и включает в себя Приленскую равнину (Пр) и Приверхоанскую ледниковую равнину (Пвр). Эта территория на неотектоническом этапе поднималась медленнее, чем смежные площади. Ее западная половина в

своем развитии особенно тесно связана с формированием долины р. Лена, а в пределах восточной половины ярко проявилась рельефообразующая роль ледников, спускавшихся с Верхоянских гор.

Приленская террасированная равнина (Пр) – это сравнительно узкая депрессия, простирающаяся в субмеридиональном направлении. Абсолютные высоты междуречий здесь колеблются от 100 до 200 м. Западная часть равнины занята послеледниковой долиной р. Лена, где выделяется широкая (до 20–25 км) заболоченная пойма (высота 12–16 м) с многочисленными озерами, старицами, а также фрагменты первой (18–22 м) надпойменной террасы. Террасы голоценового возраста расположены на левобережье Лены, русло которой постепенно смещалось к востоку. Восточная часть равнины построена более сложно. Под ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями средне-позднечетвертичного возраста погребена широкая (25–30 км) доледниковая долина р. Лена. Здесь наблюдаются остатки цокольных террас с относительными высотами 40–50, 70–80, 120–160 и редко до 200–220 м. Сама долина выполнена комплексом аллювиальных отложений, чередующихся с ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями, которые перекрыты верхнечетвертичными ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями. Вместе с тем доледниковая долина имеет хорошо выраженные в современном рельефе склоны. Она отчетливо прослеживается от южной границы территории до устья р. Уэль-Сиктях. В пределах долины распространены крупные конечноморенные гряды, камы, зандровые равнины, холмисто-западинный рельеф на основной морене. Притоки р. Лена, реки Мэнкэрэ, 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 (ПВр) расположена к востоку от Ленской равнины и отделена от последней четким уступом эрозионно-денудационного происхождения. Абсолютные высоты Приверхоянской наклонной равнины возрастают с запада на восток от 180–200 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. По данным исследователей [136а, 42ф], эта территория подвергалась оледенению в среднем неоплейстоцене, в самаровское и тазовское время, и в позднем неоплейстоцене, в муруктинское время. Ледники распространялись до современной долины р. Лена, а местами несколько западнее, вызывая ее подпор. Самаровская морена наблюдается в настоящее время только в береговых обрывах правых притоков Лены – рек Уэль-Сиктях, Бегиджан, Ундюлюн (за пределами территории листа R-51). Перед ледниковым фронтом во время самаровского оледенения располагалась обширная холодная пустыня, остатки которой сохранились либо в виде горизонта кварцево-кремниевых ветрогранников (окрестности пос. Жиганск), либо в виде дюнных косослоистых песков (правый берег р. Лена между городами Якутск и Алдан) [155]. Тазовская морена прослеживается в виде фрагментов, так как в основном уничтожена муруктинским ледником.

Фрагменты основной морены обнажаются в разрезе р. Лена на участке от устья р. Мэнкэрэ до устья р. Кыра-Тирехтях. Гляциофлювиальные образования наблюдаются в правом борту р. Кыра-Тирехтях в ее нижнем течении [136а, 42ф]. Основную рельефообразующую роль сыграли позднеплейстоценовые оледенения (муруктинское и сартанское) [136а, 172, 173, 155].

Современный облик рельефа территории обусловлен: а) направленностью и интенсивностью кайнозойских тектонических движений; б) интенсивностью денудационных процессов; в) структурно-литологическими особенностями докайнозойских пород, их устойчивостью по отношению к элементам денудации; г) климатическими условиями, существовавшими в кайнозойское время; д) техногенными факторами (минимальное значение).

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ И ТИПЫ РЕЛЬЕФА

По степени влияния перечисленных рельефообразующих факторов можно выделить три генетические группы рельефа: денудационную, аккумулятивную и космогенную.

### Денудационная группа

В денудационном рельефе выделяются следующие генетические типы рельефа: 1) эрозионно-денудационный; 2) образованный в результате воздействия комплексной денудации; 3) денудационно-конструктурный, включающий в себя поверхности, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки: а) субгоризонтально залегающих пластов осадочных и метаморфизованных пород – широкие, плоские, местами заболоченные участки плато и склоны пологие и средней крутизны, б) моноклиналино залегающих терригенных пород мезозойского возраста – пологие склоны, в) субгоризонтально залегающих пластовых интрузивных тел – субгоризонтальные поверхности.

Эрозионно-денудационный тип рельефа представлен крутыми склонами низких гор, выработанных на субстрате терригенных пород палеозой-мезозойского возраста (1). Склоны формировались в результате положительных неотектонических движений в течение плейстоцена. Амплитуда новейших поднятий колеблется от 100 до 300 м.

Долины в пределах данного типа рельефа узкие, глубоко врезаемые (р. Оленек и ее притоки – реки Керсюке, Анабыл, Суордах, Маттая и др.), каньонообразные, с очень крутыми, часто отвесными скалистыми склонами и слабо выраженными узкими днищами. Поверхности таких склонов обычно слабоогнутые, реже выпуклые, покрыты мелкоглыбовыми и щебнистыми осыпями, прорезаны глубоко врезаемыми распадками. В силу избирательной денудации на крутых склонах образуются столбообразные останцы высотой до 15 м. Продольный профиль долин крутой, невыработанный, реки изобилуют крупными перекатами, порогами и водопадами высотой 5–7 м. Главная роль в формировании описываемого типа рельефа принадлежит эрозии, в меньшей мере – избирательной денудации [84ф].

Реликты древней поверхности выравнивания (2), образованные в результате воздействия комплексной денудации палеоген-неогенового возраста, сформированы на породах протерозоя и нижнего палеозоя под воздействием комплексной денудации в условиях тектонической стабилизации, сохранившиеся в виде изолированных участков на водоразделах. Поверхность их почти плоская или слабовыпуклая, полого понижающаяся к югу от 300–380 до 230–250 м с максимальной шириной 1–2 км и протяженностью от 2–3 км до 5–6 км (на геоморфологической схеме показаны фрагменты, объединенные в группы). Часто наблюдаются многочисленные развалы глыб коренных пород и широкие слабо заболоченные долинообразные понижения, являющиеся, возможно, остатками древней речной сети [84ф, 37ф]. Время формирования – палеоген–неоген [201].

На протяжении плейстоцена рельеф, сформировавшийся в предшествующий этап своего развития, был изменен процессами денудации и аккумуляции, при заметном участии экзарации. В результате сформировался денудационно-конструктурный тип рельефа, к которому отнесены поверхности, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки: а) субгоризонтально залегающих пластов осадочных и метаморфизованных пород, б) моноклинально залегающих терригенных пород мезозойского возраста, в) субгоризонтально залегающих пластовых интрузивных тел.

Поверхности, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки субгоризонтально залегающих пластов осадочных и метаморфизованных пород (3) включают склоны пологие и средней крутизны и водораздельных поверхностей широких, почти плоских, слабо холмистых, местами заболоченных. Рельеф развит на устойчивых к процессам денудации, полого залегающих, карбонатных породах венда–риффея и терригенно-карбонатных породах палеозоя в пределах Сектелей-Далдынского и Моторчуно-Молодинского плато. Абсолютные высоты здесь колеблются от 200 до 400 м.

Склоны средней крутизны приурочены в основном к срединным частям склонов, но иногда отмечаются и в приподошвенных частях. Они частично покрыты почвенно-растительным слоем, формирующимся на маломощном элювиальном и делювиальном щебнисто-глинистом чехле. Поверхность таких склонов большей частью выпуклая, с отдельными, выположенными структурно-денудационными уступами высотой до 1–1,5 м. В подножиях склонов наблюдаются небольшие осыпи, на задернованных суглинистых участках развиваются медальоны и бугры пучения.

Пологие склоны распространены широко, часто они приурочены к истокам мелких водотоков. Поверхности их слабовыпуклые, реже вогнутые и плоские. Большой частью они задернованы, иногда на их поверхности отмечаются невысокие (1–1,5 м) структурные и тектонические уступы, сложенные карбонатными породами. Обычно пологие склоны перекрыты суглинистым и глинисто-щебнистым делювиально-солифлюкционным плащом. Местами на поверхности этих склонов встречается кустарниковая и убогая древесная растительность, широко распространены медальоны и бугры пучения. Высота последних обычно не превышает 0,5–0,7 м [84ф].

Водораздельные поверхности часто окаймлены структурными уступами высотой от 2 до 10–15 м; в редких случаях они разделены участками гребневидных водоразделов и сквозными долинами. Структурные уступы отчетливо выражены на поверхности вне зависимости от крутизны примыкающих склонов. Коллювий, формирующийся у подошвы уступов, представлен либо щебнем, либо крупными глыбами карбонатных пород.

Междуречья и склоны долин осложнены узкими (40–50 м), вытянутыми в северо-западном направлении грядами высотой 5–6 м, представляющими собой отпрепарированные дайки долеритов.

Плейстоценовые пологие склоны, образовавшиеся в результате литоморфной препарировки моноклиально залегающих осадочных пород (4). К этому морфологическому подтипу относится куэстово-грядовый рельеф, сформировавшийся на полого наклоненных к северо-востоку терригенных породах мезозойского возраста, благодаря чередованию в разрезе различных по плотности пачек.

Возвышенное куэстово-грядовое плато занимает северо-восточную часть территории (кряж Чекановского). Здесь наблюдается сочетание полого-наклоненных к северо-востоку отпрепарированных куэстовых поверхностей и крутых юго-западных склонов. Куэстовые поверхности представляют собой выровненные участки шириной до 6–8 км, располагающиеся на абс. отм. от 250 до 400 м. Реки имеют хорошо выраженные долины с глубиной вреза, редко превышающей 100–150 м. В формировании куэстового рельефа основная роль принадлежит эрозии, плоскостному смыву и обвальнo-осыпным процессам.

Вдоль правого борта долин рек Сянгюде и Молодо вытянуто узкой полосой Приленское плато. В структурном плане оно отвечает новейшим внутридепрессионным поднятиям на стыке Анабаро-Ленского и Предверхоанского прогибов, сложенным моноклиально залегающими юрскими и меловыми терригенными образованиями, что обусловило современные черты его рельефа. Морфологически это холмисто-увалистый рельеф. Водораздельная поверхность на междуречье Сянгюде–Лена (абс. отм. 80–235 м) холмистая, со слабым уклоном на восток перекрыта на значительной площади неравномерным по мощности плащом рыхлых четвертичных отложений, содержащих прослой ископаемого льда [84ф]. Водораздельная линия значительно смещена к западу, к долинам рек Молодо и Сянгюде, в результате чего плато имеет асимметричное строение. Рельеф состоит из серии гряд типа куэст (с крутыми западными и пологими восточными склонами) и понижений, возникших в результате размыва более податливых пород. Куэстовые гряды имеют субмеридиональное направление, хорошо отпрепарированы и почти лишены рыхлых накоплений. Межкуэстовые понижения заняты долинами рек, текущими по простиранию пород. Они имеют резко асимметричный профиль. Часть притоков рек Молодо и Сянгюде прорезает водораздел, образуя сквозные долины. В восточной части плато широко развиты формы, связанные с энергично протекающими процессами дефляции (закрепленные и незакрепленные дюны и др.). Решающая роль в формировании этого рельефа принадлежит, в первую очередь, денудации, эрозии и солифлюкции.

Поверхности, в целом довольно ровные, структурно-денудационный рельеф, образовавшийся в результате препарировки субгоризонтально залегающих пластовых интрузивных тел (5). Этот тип рельефа на территории приурочен к бассейну рек Куойка (левый приток р. Оленек), Барая, Толуопка (правые притоки р. Оленек), где денудационными процессами отпрепарированы пластовые интрузии базальтов.

Плато почти повсеместно ограничено крутыми уступами, высота которых достигает 100 м. Поверхность его в целом довольно ровная. Крайние части расчленены крутосклонными глубоковрезанными долинами, имеющими V-образный, а в ряде случаев каньонообразный поперечный профиль. В настоящее время основные процессами, изменяющими структурно-денудационные поверхности, являются физическое выветривание и плоскостной смыв. Под воздействием этих процессов приконтактовые зоны пластовых интрузий, имеющие мелкокристаллическую структуру, и соответственно высокую устойчивость к разрушению, образуют невысокие (0,3–1,0 м) уступы. Субгоризонтальные поверхности между уступами выполнены мелкоглыбовым маломощным элювием. Центральные части интрузии, более крупнокристаллические, подвержены разрушению в большей степени: высота уступов достигает 4 м, под этими уступами развиты обвальные шлейфы, сложенные крупными глыбами [84ф].

Возраст эрозионно-денудационного и денудационно-конструктивного рельефа определяется как плейстоценовый, на протяжении которого произошло преобразование неогеновой поверхности.

На территории листа R-51 широко развит термокарст. Термокарстовые котловины, обычно занятые озерами, развиты в пределах площади распространения флювиогляциальных, лессовых и озерно-аллювиальных отложений. На геоморфологической схеме нанесены в виде знаков, не выражающихся в масштабе схемы.

### **Аккумулятивная группа**

Аккумулятивный рельеф на исследованной территории развит повсеместно и подразделяется, в зависимости от преобладания того или иного рельефообразующего фактора, на следующие главные генетические типы: флювиальный, бассейновый, гляциальный и криогенный.

**Ф л ю в и а л ь н а я п о д г р у п п а.** Флювиальный рельеф сформирован в речных долинах разновозрастными образованиями. В долинах рек развиты низкая и высокая поймы, надпойменные террасы. На геоморфологической схеме они отражены в виде поверхностей позднеплейстоцен-голоценовых (6), эоплейстоцен-среднеплейстоценовых (7) и неогеновых (8) террас. Возраст флювиального рельефа определяется возрастом осадков, слагающих данные поверхности.

Аллювиальные аккумулятивные и эрозионно-аккумулятивные террасы включают позднеплейстоцен-голоценовый комплекс (6): пойму, I, II и III надпойменные террасы. Пойма развита в долинах почти всех рек, причем в долинах крупных водотоков отчетливы уровни низкой и высокой пойм.

Все современные речные долины можно отнести к двум типам; первый – глубоковрезанные террасированные долины крупных рек (Молодо и ее притоки – Далдын, Усунку, Муогдан, Тит-Юряге и др.); второй – относительно слабоврезанные долины малых рек.

Глубина эрозионного вреза р. Молодо вниз по долине возрастает от 130 м в пределах развития палеозоя до 160 м в области развития юрских пород; уклон продольного профиля меняется от 0,5 до 0,1 м/км, ширина долины – от 0,5 до 12 км. Пойма развита неравномерно. На самом верхнем участке она образует небольшие сегменты на крутых поворотах излучин. В пределах развития траппов пойма почти исчезает, а в нижнем течении, где р. Молодо течет среди юрских отложений, полностью занимает широкое днище долины. В русле р. Молодо наблюдаются многочисленные береговые и осередковые косы. В пределах развития карбонатных пород палеозоя размер галечниковых кос – до 500×250 м, высота – до 2 м. На участках распространения рыхлых пермских и юрских отложений косы песчано-галечниковые и песчаные размером до 1000×400 м и высотой до 3 м. На левобережье р. Лена ширина поймы достигает 22 км, с двумя четко выраженными уровнями относительной высотой 3–5 и 15–18 м (над меженным уровнем реки). На пойме развит гривистый рельеф с характерными прирусловыми валами высотой до 3–5 м, старичными озерами и извилистыми протоками. Русло реки шириной 2–5 км изобилует островами. Правый берег обрывистый, коренной. В приустьевых участках притоков р. Лена низкая пойма присутствует фрагментами. В долинах притоков р. Лена пойма развита широко по всем рекам. Высота ее 6–8 м. Поверхность ровная, заболоченная. Мелкогривистый рельеф на ней выражен менее четко, нежели на пойме р. Лена. Старичные озера немногочисленны. Время образования поймы – голоцен.

Первая надпойменная терраса пользуется в пределах района широким развитием, встречаясь практически повсеместно в долинах всех рек и их крупных притоках. Ее высота – от 6 до 10 м. Терраса обычно имеет четкую бровку и хорошо выраженную шовную линию. Поверхность ее субгоризонтальная, слегка наклонена в сторону реки, со слабо выраженными в рельефе узкими извилистыми лощинами, являющимися заросшими старицами. По притокам р. Молодо (реки Усунку, Муогдан и Тит-Юряге) с хорошо разработанными долинами высота I террасы – 10–12 м. Обычно это цокольная терраса с высотой цоколя от 4–5 до 6–8 м. Ее протяженность местами достигает 3–4 км при ширине до 2 км. Бровка террасы и ее тыловой шов в тех случаях, когда он не перекрыт делювиально-солифлюкционным плащом, выражены четко. На левобережье р. Лена узкой полосой вытянута I надпойменная терраса высотой 18–22 м. На правобережье р. Лена I надпойменная терраса фрагментами присутствует в приустьевых участках притоков. Время формирования I надпойменной террасы – поздний неоплейстоцен–голоцен.

II надпойменная терраса, аккумулятивная и эрозионно-аккумулятивная высотой 12–15 м распространена по всему району. Терраса неширокая, со слабо выраженным тыловым швом, большей частью затушеванным солифлюкционными шлейфами, и наклоненной к реке поверхностью. Ближе

к бровке она обычно расчленена глубокими оврагами. По рекам Усунку, Муогдан и Тит-Юряге высота II террасы – 18–20 м.

В низовьях рек Кютюнгде и Буор-Эекит развита аккумулятивная терраса высотой до 15 м. По рекам Ортоку-Эекит и Согуру-Эекит прослеживается цокольная II надпойменная терраса с высотой цоколя до 12 м, на котором залегает аккумулятивный чехол (2,0 м). В низовьях р. Согуру-Эекит мощность аллювиального чехла увеличивается до 4,0 м. По р. Кютюнгде, ниже устья р. Балаганнах, аллювиальная II надпойменная терраса прослеживается в виде наклоненной на запад-северо-запад широкой полосы. Фрагменты второй террасы установлены в долинах рек Булбарангда, Булбарангда-Юряге, Буор-Эекит и Крестях; по правому берегу р. Молодо, ниже устья р. Тит-Юряге, в обрыве высотой 22 м и др. По долинам правых притоков р. Лена развита терраса эрозионно-аккумулятивная высотой до 25–40 м. Формирование II надпойменной террасы происходило в каргинское и сартанское время.

III эрозионно-аккумулятивная надпойменная терраса встречается сравнительно редко, так как большей частью она маскируется покровными криогенно-оловыми образованиями. Терраса обычно неширокая, со слабо выраженным тыловым швом и наклоненной к реке поверхностью, вблизи бровки иногда расчленена глубоко врезаемыми ложками. Высота цоколя III террасы р. Молодо колеблется от 5 до 25 м. По крупным притокам р. Молодо (реки Усунку, Муогдан и Тит-Юряге) с хорошо разработанными долинами высота III надпойменной террасы – 32–35 м. Долины этих рек заложены в сравнительно рыхлых породах юры, они широкие (3–6 км), глубоко врезаемые (100–130 м). По рекам Муна, Моторчуна, Сюнгюде относительная высота ее соответственно 26–40 м, 29–33 м, 22–28 м. В долине р. Оленек высота террасы 55–60 м. Фрагменты III надпойменной террасы прослежены по р. Толуопка (правый приток р. Оленек). Формирование III надпойменной террасы происходило в казанцевское время.

Аллювиальные эрозионно-аккумулятивные террасы (7) объединяют террасы более высоких уровней: бестяхскую, оручанскую, пеледуйскую, тустахскую и черендейскую.

Бестяхская терраса. На территории листа R-51 аллювиальные образования, выделенные в бестяхскую свиту, слагают 80–90-метровую террасу на реках Молодо, Тас-Эекит, Буор-Эекит и др. [18ф]. В долинах рек Муна, Моторчуна, Сюнгюде аллювий залегает на цоколе высотой над уровнем р. Муна 40–50 м, рекам Моторчуна и Сюнгюде – 35–38 м. На р. Лена аллювиальные образования, выделенные в бестяхскую свиту, слагают ленскую террасу с цоколем 50 м абсолютной высоты, которая прослеживается от устья р. Мэнкэрэ до р. Элиетибие. Сформировались бестяхская и ленская террасы в начале среднего неоплейстоцена.

Оручанская терраса. Аллювиальные образования, относимые к оручанской свите, слагают придолинные участки правых притоков рек Молодо, Муна, Моторчуна, Сюнгюде, Кюскюрдян на абс отм. около 90–110 м. Время формирования оручанской террасы – вторая половина раннего неоплейстоцена.

Пеледуйская терраса. На р. Молодо и ее притоках пеледуйская терраса сложена галечниками и песками мощностью до 7 м. Отложения залегают на цоколе относительной высотой от 20 до 50 м. В 8 км ниже устья р. Таган пеледуйский аллювий обнажается в обрыве высотой 40 м. В бассейне р. Келимяр к нижнечетвертичным образованиям относится галечник, сохранившийся на абс. выс. от 70 до 100 м. Пеледуйскими аллювиальными отложениями сложены ленские террасы с цоколем 65–85 м абсолютной высоты, которые прослеживаются на правом берегу р. Лена в районе устьев рек Мэнкэрэ и Джарджан, а также сохранившиеся на ограниченных участках в среднем течении рек Куранах-Сиктях, Уэль-Сиктях. Время формирования пеледуйской террасы – первая половина раннего неоплейстоцена.

Тустаахская терраса развита в бассейнах рек Молодо, Сюнгиюде, Моторчуна, Муна. Аллювиальные образования слагают эрозионно-аккумулятивные террасы с абс. отм. от 95 до 130 м. В долине р. Молодо аллювий залегают на террасе относительной высотой от 50 м (нижнее течение) до 70 м (верхнее течение) на неровной кровле коренных пород. По правому склону долины р. Булбарангда-Юряге, на правом берегу р. Лена отложения тустаахской свиты слагают террасу, фрагменты которой расположены между устьями рек Мэнкэрэ и Уэль-Сиктях. Абсолютная высота ее цоколя – 100–120 м. Время формирования тустаахской террасы – вторая половина эоплейстоцена.

Черендейская терраса на территории листа R-51 развита в нижних течениях рек Хорбусуонка и Кютюнгюде, в среднем течении рек Молодо, Сюнгиюде и Моторчуна. Она вложена в плиоценовую поверхность и расположена на более низких уровнях – 120–150 м. На левобережье р. Оленек, у устья р. Хорбусуонка свита образует террасовые поверхности с абс. отм. 90–120 м на междуречье Буор-Эекит и Согуру-Эекит на уровнях 100–130 м. На правом берегу р. Лена к черендейской свите отнесен аллювий самой высокой ленской террасы с цоколем абс. выс. 150–180 м (130–160 м над урезом р. Лена), сохранившийся на ограниченных участках в среднем течении рек Кыра-Тирехтях, Атыркан, Сян-Уохтах, Оймьякон. Сформировалась черендейская терраса в первой половине эоплейстоцена.

Поверхности неогеновых аллювиальных террас (8) находятся на разных высотах с абс. отм. от 40–50 м (в береговых обрывах р. Келимяр) до 200 м (на водораздельных поверхностях в бассейнах крупных рек Лена, Оленек, Молодо и др.). Токурская толща установлена в бассейне р. Мэнкэрэ на 350–400-метровом уровне. Время формирования гидросети – ранний миоцен–поздний плиоцен.

Проллювиальные конусы выноса распространены незначительно. Отмечаются в устьевых частях водотоков, имеющих крутой продольный профиль и размывающих склоны южной экспозиции. Наиболее крупные конусы (2,0×1,5 км) зафиксированы в приустьевых частях рек Еркекет и Анабыл, они сложены обломочным материалом карбонатного состава. Форма конусов выноса малых притоков треугольная в плане обращена вершиной вверх по водотоку. Русло таких водотоков обычно фуркирует по выпуклой поверхности конуса выноса, иногда прорезая его. Отложения конусов выноса обычно перекрывают отложения низкой и высокой поймы

основного водотока и, легко размываясь ежегодными паводками, образуют в урезе воды обрывы высотой до 1,5 м (р. Еркекет). В долине р. Анабыл, где конусы выноса не размываются основным водотоком, превышения поверхности конусов выноса над поймой составляют до 5 м. Поверхность конусов выноса, если она выполнена карбонатными обломками, лишена растительности, если же поверхность конусов выноса сложена продуктами разрушения терригенных пород, их поверхность кочковатая, испещрена многочисленными промоинами. На геоморфологической схеме конусы выноса нанесены в виде знаков, не выражающихся в масштабе схемы [84ф]. Время формирования пролювиальных конусов выноса – голоцен.

Б а с с е й н о в а я п о д г р у п п а представлена поздненеоплейстоцен-голоценовыми озерно-палюстринными и средне-поздненеоплейстоценовыми озерно-аллювиальными типами рельефа.

Озерно-палюстринный тип рельефа (9) развит по всей территории. Озерно-болотные отложения заполняют блюдобразные и неправильной формы депрессии в элювиально-делювиальных, делювиальных, аллювиальных, ледниковых отложениях, а также в пределах распространения полигенетической покровной равнины, сформированной в позднем неоплейстоцене в результате деятельности ветра и морозного выветривания. Поверхность слабовогнутая, как правило, сильно заболоченная, разбита морозобойными трещинами, изобилует термокарстовыми воронками и буграми пучения [84ф]. Время формирования – поздний неоплейстоцен–голоцен.

Озерно-аллювиальный тип рельефа (10) развит по всей территории. В пределах древней долины палео-Лены (в юго-восточной части территории) фрагменты озерно-аллювиальной равнины выделяются на абс. отм. 50–100 м. Поверхность выровненная, слабо наклонена к юго-востоку, изобилует ручьями, проточками и промоинами, заболоченными ложбинами, озерами [86].

В западной части района на плоских водоразделах, расположенных в верховьях рек Муна, Моторчуна, Сянгюде, Молодо, абсолютные отметки озерно-аллювиальной равнины изменяются с северо-запада на юго-восток от 300–280 до 220–190 м. В долинах рек Куойка и Беенчиме озерно-аллювиальная равнина находится на абс. отм. 150–100 м. Равнина наклонная, местами горизонтальная, мелкобугристая или пологоволнистая. Холмы пологие, невысокие (диаметр – 10–300 м, высота – 3–10 м). Встречаются реликты спущенных озер, представляющих собой полуовальные, округлые понижения с плоским дном и многочисленными мелкими термокарстовыми озерами. Бровка и уступ выположенные, сглаженные [53ф].

Время формирования – средний–начало позднего неоплейстоцена – определяется возрастом осадков, слагающих данные поверхности.

Г л я ц и а л ь н у ю п о д г р у п п у формируют гляциальный, гляциофлювиальный и ледниковоозерный типы рельефа. Это – конечно-моренные гряды, равнины на основной морене, зандровые и ледниково-озерные равнины. Время формирования гляциального рельефа – поздний неоплейстоцен\*.

---

\*Из-за малого размера поля развития среднеоплейстоценовой морены на геоморфологической схеме не показаны.

*Ледниковый тип рельефа.* Ледниковый рельеф (11) развит в пределах предгорной равнины на правом берегу р. Лена в пределах Предверхоянского прогиба. Выражен он в основном участками волнистой равнины основной морены, а также холмисто-грядовым конечно-моренным рельефом. Абсолютные отметки – от 180–200 до 400–500 м.

Наибольшим распространением пользуется равнинный рельеф основной морены. Равнина полого-волнистая, с невысокими грядами (до 3–4 м), частично заболоченная. На поверхности ее местами сохранились развалы валунов.

Конечно-моренный рельеф характеризуется широким развитием относительно высоких холмов и гряд, вытянутых в большинстве случаев в субмеридиональном направлении, параллельно простираению конечно-моренных поясов. Гряды и холмы имеют ширину 5–15 км, крутые склоны и превышения над днищами межгрядовых котловин – до 20–50 м. Понижения между ними заняты глубокими, часто с неправильными очертаниями в плане, озерными котловинами. На озерах встречаются острова в виде невысоких холмов или коротких гряд. Сартанские ледниковые формы рельефа отличаются лучшей сохранностью.

*Гляциофлювиальный тип рельефа.* Гляциофлювиальный рельеф (12). Пологонаклонные поверхности, плоские или мелкохолмистые (5–6 м), сформированные поздненеоплейстоценовыми гляциофлювиальными потоками при отступании ледника перед его фронтом, располагаются в понижениях ледникового рельефа и на древних террасах р. Лена.

Зандровая равнина, образовавшаяся во время максимального распространения муруктинского ледника, вытянута широкой полосой меридионального направления в области развития древнеленских террас. На значительном пространстве поверхность зандровой равнины плоская. На отдельных участках сильно видоизменена термокарстовыми процессами. Здесь наблюдаются многочисленные понижения, большинство которых занято крупными озерами с низкими заболоченными берегами.

*Ледниково-озерный тип рельефа (13).* Поверхности, сформированные поздненеоплейстоценовыми ледниковыми озерами.

Во внутренней части моренных амфитеатров и между валами конечных морен, а также на всхолмленной поверхности основной морены имеются участки западного рельефа, связанного с озерными накоплениями. Ледниково-озерная поверхность ровная, заболоченная. Наиболее глубокие понижения являются котловинами ледниковых озер. Размеры озер колеблются от нескольких десятков метров до 1,5–2 км в поперечнике, в плане они имеют вытянутую форму, ориентированную вдоль долины водотока, дренирующего этот участок моренно-холмистого рельефа.

Криогенная подгруппа представлена двумя генетическими типами рельефа – золовым и лессовым.

*Золовый тип рельефа.* Современные, находящиеся в стадии медленного перевевания, открытые и полужаросшие золовые пески распространены на лево- и правом берегу р. Лена в области развития озерно-аллювиальных песков. Вдоль бровок крутых склонов долин формируются золовые валы. Формы в виде системы крупных дюн высотой до 10–30 м и шириной до

30–150 м, надбровочных валов, эллипсоидальных холмов с асимметричными склонами расположены, как правило, по бровкам террас, редко – на склонах водоразделов. Эоловые формы в виде котловин выдувания, параболических дюн, перевеваемых песчаных холмов наиболее широко развиты в бассейне р. Эекит. Они также в основном приурочены к бровкам речных и озерных террас. На геоморфологической схеме нанесены как не выражающиеся в масштабе схемы.

*Лессовый тип рельефа.* Поверхности, сформированные в позднем неоплейстоцене в результате деятельности ветра и морозного выветривания (14). Криогенная подгруппа представлена лессовыми образованиями, развитыми по всему району. Это продукты криопедоэлювиального преобразования преимущественно эолового генезиса серого, темно-серого, буровато-серого цветов. В ископаемых почвах зачастую присутствуют корешки трав и кустарников, захороненные в прижизненном положении. Для данных отложений характерны многочисленные криогенные нарушения слоистости (ледяные клинья, сетчатые, прерывисто-сетчатые криотекстуры и пр.). Лессовые накопления перекрывают речные террасы, сложенные неоплейстоценовыми осадками. Контакт с подстилающими породами резкий [173]. Время формирования криогенного рельефа – поздний неоплейстоцен – определяется возрастом осадков, слагающих данные поверхности.

### **Космогенная группа**

Космогенную группу (15) представляет Беенчима-Салаатинский метеоритный кратер, расположенный в бассейне р. Беенчима, левого притока р. Оленек. В рельефе астроблема – это депрессия правильной округлой формы, окруженная со всех сторон концентрическим валом, сложенным кембрийскими породами. Диаметр депрессии по днищу – 6 км, по гребню вала – 7–9 км. Ширина вала колеблется от 1,5 до 2,5 км. Очертания его четкие в южной половине, в северной более расплывчаты. Внутренний склон вала выражен хорошо. Относительные превышения гребня вала над днищем депрессии колеблются от 50 до 75 м. В южной и восточной частях кратера вал имеет более крутой внешний склон. Это, очевидно, обусловлено эрозионной деятельностью р. Беенчима-Салаата и ее безымянного правого притока, а также южной экспозицией склона.

По периферии кратера развиты многочисленные центробежные надвиги, плоскости которых полого погружаются к центру. Наблюдается надвигание пород кессюсинской свиты на известняки еркекетской свиты. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигам порядка 100–150 м, горизонтальная – 1–1,5 км. Надвиги в плане образуют характерный рисунок «раскрытого цветка». Другая структурная особенность – наличие радиальных разломов, как бы направленных из центра депрессии.

Днище депрессии заболочено, имеет общий слабый наклон к западу, где вал прорван небольшим водотоком, дренирующим всю водосборную площадь котловины. На фоне такого заболоченного днища выделяются небольшие возвышенности, поросшие редкоствольным лесом. Русла водотоков,

дренирующих котловину, имеют ярко выраженное четковидное строение: глубокие округлые участки со стоячей водой постоянно чередуются с узкими и короткими отрезками текучей воды, что, очевидно, обусловлено термокарстовыми процессами [216]. Возраст беенчима-салатинского кратера условно принимается как неогеновый [189].

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Палеогеографическая обстановка конца мелового периода без существенных изменений сохранялась в течение большей части палеогена. В это время вся территория представляла выровненную равнину, в пределах которой при сохранившейся спокойной тектонической обстановке господствовали процессы денудационного выравнивания и корообразования, в процессе которого происходило высвобождение полезных компонентов. Реликты коры выветривания установлены на междуречье Марха–Тюнг [149]. Глубокое химическое выветривание до образования каолиновых глин могло происходить в условиях тропического или субтропического теплового влажного климата. Такая обстановка характерна на территории Северо-Востока, как правило, для позднеэоцен-раннеолигоценового времени. За подобное определение возрастной принадлежности отложений говорит также и нахождение продуктов каолиновых кор выветривания, и сложившаяся хвойно-широколиственная листопадная тургайская флора, включающая в свой состав элементы субтропической флоры.

Со второй половины олигоцена на Сибирской платформенной равнине в силу слабых восходящих движений происходили процессы расчленения древнего пенеппена и постепенного преобразования его в пологосклонную денудационную и эрозионно-денудационную равнину с незначительными врезами сформированных к этому времени речных долин.

В неогеновый период наступила еще одна эпоха выравнивания с образованием коры выветривания. Этот этап выравнивания проходил при расчлененном рельефе и в условиях теплоумеренного климата, когда интенсивно развивались процессы окисления, а переработка материала приводила к неполному профилю корообразования, достигая только монтмориллонит-гидрослюдистой стадии. В миоцене существовала достаточно богатая лесная растительность тургайского типа с господством семейств сосновых и березовых, с преобладанием ольхи среди березовых, со значительным участием разнообразных термофильных широколиственных растений, с присутствием растений, тяготеющих к субтропическим ценозам (*Liquidambar*). Климат был теплоумеренный.

В период от среднего миоцена до конца плиоцена в результате планетарного похолодания климат изменялся от умеренного до континентального с колебаниями до резкоконтинентального. Псевдоморфозы по клиньям льда в плиоценовых образованиях говорят о начале формирования многолетнемерзлых пород [3ф]. Происходило обеднение тургайской флоры до полнейшей ее деградации и формирование новых флор типа таежных с преимущественным развитием темнохвойной и светлохвойной тайги [201]; формировался сложный комплекс речных и озерных отложений [121].

Вместе с деструкцией рельефа разрушались и коренные источники полезных ископаемых. Высвобожденные алмазы оказались сконцентрированы в долинах плиоценовой гидросети.

Тектоническая активность в конце плиоцена–начале плейстоцена привела к расчленению поверхностей выравнивания предыдущих геологических эпох, формированию новых генераций врезов и, как следствие, значительной перестройке долинной сети, особенно в активно поднимающихся молодых неоструктурах (Сололийское, Куойкско-Далдынское, Мунское поднятия и др.). Появились новые местные источники сноса, выразившиеся в изменении состава тяжелой фракции четвертичных образований по сравнению с более древними. Возможно, в это время, в связи с внутридепрессийным поднятием кряжа Чекановского, возникла перемычка между Предверхоянским и Анабаро-Ленским прогибами. Все это повлекло за собой размыв и переотложение алмазов и их спутников из плиоценовых («водораздельные галечники» и др.) и более древних промежуточных коллекторов [3ф].

Во время наступившего в эоплейстоцене и продолжавшегося до середины среднего неоплейстоцена этапа денудационного развития региона на всей территории происходило интенсивное расчленение равнины. В пределах плоскогорья преобладала глубинная эрозия, в результате которой образовались глубокие (до 60–80 м) V-образные долины и крупноувалистый рельеф [240]. С этим эрозионным циклом связаны образования высоких эрозионно-аккумулятивных террас (черендейская, тустаахская, пеледуйская, оручанская).

В самаровское и тазовское время Предверхоянскую равнину занимал ледник. Судить о характере самаровского оледенения сложно, т. к. следы его практически полностью уничтожены более поздними оледенениями. Тазовское оледенение в Верхоянье было наиболее крупным. Основная морена тазовского оледенения на Приверхоянской наклонной равнине прослеживается в виде фрагментов, так как в основном уничтожена муркитинским ледником. В это время во внеледниковой зоне на участках, отстававших в поднятии, шла аккумуляция перигляциальных отложений, сформировавших обширные озерно-аллювиальные равнины.

Во второй половине среднего неоплейстоцена регион продолжал испытывать неравномерные поднятия. О дифференцированности поднятий свидетельствует различное гипсометрическое положение бестяхской террасы на разных участках территории [3ф]. Формируется расчлененный рельеф, тесно связанный со структурами района и литологическими особенностями пород (куэстовый, полого-увалистый, на ритмичных толщах – ступенчатый). Вырабатывались ящикообразные и корытообразные долины. В процессе образования речных долин, несмотря на интенсивные эрозионные процессы, на отдельных участках накапливался эоплейстоцен-среднеоплейстоценовый аллювий. Общий подъем территории во время этого этапа, вероятно, происходил пульсационно, что выразилось в образовании региональных структурных уступов, фиксируемых на одинаковых высотах в пределах одних орографических и структурных областей [240].

Наблюдающиеся в начале квартера сомкнутые леса лиственнично-сосново-березового с примесью ели состава, с малым количеством трав, с зеленомошничково-сфагново-плауновой споровой группой к концу периода (средний неоплейстоцен) сменились крайне ксерофитизированными безлесными травянистыми остепненными ассоциациями. Климат этого времени характеризовался как крайне сухой, резкоконтинентальный [201].

В конце среднего неоплейстоцена–начале позднего неоплейстоцена новая трансгрессия привела к замедлению, а затем и к полному прекращению эрозионных процессов и постепенному затоплению района до гипсометрических уровней – от 170 до 200 м. Затопленной оказалась почти вся Северо-Сибирская низменность, а по ранее выработанным долинам ингрессия развивалась далеко в глубь плоскогорья. Происходило углубление речных долин с образованием эрозионных уступов III надпойменной террасы крупных рек и разрушение ледникового рельефа самаровского оледенения [Зф]. Казанцевское время характеризуется расселением на территории достаточно сомкнутых сосново-лиственнично-березовых лесов с преобладанием сосны обыкновенной, со значительным участием лиственницы и берез, с лесными видами плаунов, с настоящими папоротниками. Климат был континентальный, довольно влажный.

В муруктинское время (вторая четверть позднего неоплейстоцена) Предверхожанскую равнину вновь занял ледник. Муруктинское оледенение было многократным и, по-видимому, по характеру аналогичным тазовскому. Вдоль западного склона Верхоянского хребта выделяется ряд поясов конечно-моренных амфитеатров, соответствующих разным стадиям муруктинского оледенения: первой и второй. Характер растительности «травянистый», означающий максимальное обезлесивание территорий в условиях сухого, резкоконтинентального климата. Сарганское оледенение было горно-долинным, ледники не выходили за пределы гор.

В области перигляциальных равнин в муруктинское–сарганское время в результате деятельности ветра и морозного выветривания происходило накопление мощных льдистых толщ криогенных осадков, формирующих обширные равнины.

Потепление климата в конце позднего неоплейстоцена обусловило проявление термокарстовых процессов, особенно оживившихся в начале голоцена в период его термического оптимума.

Неотектонический режим послеледникового времени выразился в проявлении повсеместных дифференцированных поднятий, что привело на большей части территории к формированию эрозионно-денудационного рельефа. Реки, интенсивно врезаясь в криогенные льдистые образования, образовывали псевдотеррасы и формировали I надпойменную террасу (аккумулятивную и эрозионно-аккумулятивную). На участках максимального вреза (кряж Чекановского, Оленекское поднятие) они достигали древнего своего вреза либо коренного цоколя, вскрывали погребенные аллювиальные толщ, формируя современные россыпи алмазов.

На современном этапе регион испытывает незначительные локальные поднятия (глубокие врезы, невыработанность продольных профилей верховьев многих мелких рек, пороги в русле, висячие долины и пр.). На реках

идет формирование двух уровней пойменных террас. Основными современными рельефообразующими факторами являются мерзлотные, эрозионные, делювиально-солифлюкционные и гравитационные процессы [3ф].

На размещение и обогащение современных аллювиальных россыпей алмазов значительное влияние оказывали неотектонические структуры, где на фоне восходящих тектонических движений происходило формирование россыпей за счет размыва алмазоносных отложений в связи с преобладанием процессов глубинной эрозии рек в подзчетвертичное время [154].

Анализ минералогической обстановки и типоморфные особенности минералов позволяют предполагать в качестве основных источников алмазов и их минералов-спутников промежуточные коллекторы. Однако степень сохранности их различна. В долинах многих водотоков на фоне переотложенного материала с высокой степенью механического износа в современном аллювии отмечаются повышенные концентрации кимберлитовых минералов ближнего сноса. Это свидетельствует о формировании россыпей как за счет размыва древних промежуточных коллекторов, так и за счет поступления с известных и еще не выявленных коренных источников [39ф].

---

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На карте полезных ископаемых (КПИ) представлено 567 объектов полезных ископаемых; в том числе 40 месторождений, 114 проявлений, 15 пунктов минерализации, пять атмогеохимических ореолов, 92 шлиховых ореола, девять шлиховых потоков, 32 отдельные находки полезных ископаемых в дочетвертичных отложениях и 260 отдельных находок полезных ископаемых в четвертичных образованиях. Кроме регистрационных объектов на карте выделены минерагенические таксоны разных рангов.

На территории листа R-51 – Джарджан известны промышленные россыпные месторождения и многочисленные непромышленные россыпи алмаза, непромышленные россыпи золота, одно проявление рудного золота. Наиболее изучены на настоящее время россыпные месторождения алмаза Молодо, Верхнее Молодо, Моторчуна и Далдын. Месторождение Молодо с 1997 г. обрабатывается Открытым акционерным обществом «Нижне-Ленское», россыпь р. Моторчуна числится в Государственном резерве, россыпь р. Далдын в нижнем течении разведана и подготовлена к промышленному освоению. Россыпь Верхнее Молодо находится в стадии разведочных работ. Россыпи рек Молодо и Моторчуна на конец 2009 г. внесены в список участков недр федерального значения («стратегические месторождения»). Запасы алмазов в этих россыпях учтены Государственным балансом запасов полезных ископаемых Российской Федерации (Государственный..., 2010). К категории потенциально-промышленных месторождений могут быть отнесены погребенные россыпи алмазов в отложениях верхнего триаса и, возможно, нижнего карбона. Мелкие россыпи алмазов рек Молодо, Муна, Усунку, Сянгюде и др. отнесены к категории непромышленных. Коренные месторождения алмаза на настоящее время не известны. Наиболее значимым перспективным россыпным проявлением золота, по которому сделана авторская оценка прогнозных ресурсов, является пермская россыпь Ортоку-Эекит. Перспективы нефтегазоносности территории связываются с отложениями венда, кембрия и перми. К пермским отложениям приурочено Оленекское (Усть-Бурское) месторождение битумов. Наиболее перспективные проявления каменного угля расположены в юго-восточной части площади, на правобережье р. Лена в отложениях нижнего мела.

Основным полезным ископаемым, определяющим экономические перспективы территории, являются алмазы в современных и древних россыпях. В непосредственной связи с масштабом алмазоносности в россыпных

месторождениях и проявлениях остро стоит проблема поисков и возможности открытия коренных месторождений алмазов. Перспективы остальных полезных ископаемых недостаточно изучены, и в этом отношении наиболее насущной является оценка перспектив нефтегазоносности территории в кембрийских и пермских отложениях, а также рудной золотоносности гидротермально-метаморфогенного типа в протерозойских образованиях.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Нефть.** Проявления нефти на рассматриваемой территории не установлены; ее потенциальная нефтеносность изучена крайне недостаточно. Наиболее ранние сведения о нефте- и газоносности кембрийских и пермских отложений Оленекского поднятия относятся к 1821–1823 гг., когда врач А. Е. Фигурин – один из участников экспедиции Анжу – обнаружил «горную смолу» на р. Хорбусуонка [9]. Позже признаки битуминозности в отложениях кембрия отмечались И. М. Сусловым в 1934 г., А. И. Гусевым в 1940 г. [9].

Признаки нефтеносности в виде битумопроявлений известны в отложениях рифея, венда, кембрия и перми. В скв. К-7 (1) на глубине 166 м в отложениях перми отмечена капельно-жидкая нефть (I-4-2). Средняя пористость пермских отложений, вскрытых в пределах листа R-51 в четырех скважинах (Тюмятинский участок, скважины К-5 (3), 6 (2), 7 (1), 13 (4)) варьирует от 8,3 до 17,4%, в естественных обнажениях от 2–8 до 28–33%. Средняя проницаемость по скважинам – от 6,16 до 88,1 мД, в естественных обнажениях достигает 420–433 (до 658) мД [87ф].

**Газ.** В пределах территории выявлено четыре газопроявления и пять атмогеохимических ореолов.

В отложениях рифея газопроявления установлены в Бурской и Говоровской скважинах. В Бурской скважине 341-0 (5) (I-2-5) в кровле дебенгдинской свиты верхнего рифея на глубине 2050 м получен приток минерализованной воды с растворенным газом и запахом сероводорода. Состав газа (%): метан – 93,92, этан – 0,53, азот – 4,68, гелий – 0,31. На глубине 2809–2849 м состав газа следующий (%): метан – 81,76, азот – 15,84, гелий – 0,48 [87ф]. В Говоровской скважине (6) (III-6-10) на глубине 2005–2008 м в отложениях рифея(?) отмечено увеличение газопоказаний до 0,21–0,04% против фонового в 0,001% [6ф].

В отложениях перми в Джарджанской скважине (14) (V-5-1) на глубине 1412 м в битуминозных песчаниках установлены метан, водород, а также тяжелые углеводороды, а в отложениях нижней юры на глубине 1222 м получен приток пластовой минерализованной воды с растворенным горючим газом, в составе которого обнаружены (%): метан – 67, водород – 4,65, азот – 28,5 [278].

В русле среднего течения р. Харыялах (VI-5-2) на протяжении 150 м наблюдались пузырьки газа с запахом сероводорода. Анализ летучих компонентов воды показал наличие масел, переходных от легких к средним – от 0,0005 до 0,0624%.

Атмогеохимические ореолы с содержанием метана – от 20 до 82% – известны в бассейнах рек Бур (I-2-9, I-4-8), Бесюке (III-6-9), Уэль-Сиктях и Джарджан (IV-6-1, V-6-1) и структурно приурочены к Бурско-Хастахскому прогибу, Говоровской локальной структуре и бортам Уэль-Сиктяхской впадины [249, 332].

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный.** На территории листа R-51 известно 34 проявления каменного угля, приуроченных к пермским и меловым отложениям.

С отложениями перми связано шесть проявлений, расположенных на северо-западном обрамлении Оленекского поднятия. Наиболее полно охарактеризовано проявление в нижнем течении р. Кюнтюкелях (I-2-15). Пласты каменного угля мощностью до 0,6 м встречены только в среднем течении р. Кюнтюкелях в алевролито-глинистых отложениях онкучахской свиты нижней перми. Нижний пласт мощностью 0,5–0,6 м прослежен в пределах обнажения на расстоянии 120 м. Уголь черный, полуматовый листовато-полосчатый, хрупкий и очень легкий. На плоскостях напластования угля наблюдаются охристые налеты. В подошве пласта залегают темно-серые тонкослоистые плотные глины, а в кровле – пачка тонкопереслаивающихся мелкозернистых песчаников, алевролитов и глин общей мощностью 6,5 м. Второй угольный пласт залегает в 8 м выше по разрезу от кровли первого пласта и также прослеживается через все обнажение. Мощность его 0,2–0,3 м. Уголь матовый, листоватый, хрупкий. Подошвой пласта служат тонкослоистые пластичные глины, в кровле – среднезернистые слабосцементированные песчаники. По вещественно-петрографическому составу угли обоих пластов весьма близки между собой и представлены кларено-дюреновыми разностями фюзено-ксиленового состава. В значительном количестве встречаются фюзенизированные компоненты, состоящие из фрагментов фюзена, семифюзена и атрита. Основная гелифицированная масса имеет волокнистое строение и представлена витреном и семивитреном. Степень углефикации низкая. По оптическим свойствам гелифицированных компонентов и спор уголь соответствует марке Д (возможно, переходный от длиннопламенного к газовому). Состав углей следующий (%):  $W^a$  – 9,9;  $A^C$  – 30;  $W^C_{\text{общ}}$  – 2,8;  $CO_2$  – 0,6;  $C^Г$  – 67,8;  $H^Г$  – 5;  $(N + S + O)^Г$  – 27,2; смола – 8;  $V^Г$  – 51,0;  $Q$  – 6434 ккал [95ф]. Остальные проявления угля в пермских отложениях обладают схожими характеристиками (I-3-5; II-1-1, 3, 8; II-2-1).

С меловыми отложениями связано 34 проявления каменного угля, расположенные в юго-восточной части территории.

На левобережье р. Лена известно шесть проявлений (III-6-6, 14; IV-5-1, 3, 4, 5) в отложениях кигиляхской свиты, примерно равноценно изученных и представленных одним-четырьмя маломощными пластами в каждом. Типичное проявление угля расположено в двух обнажениях в среднем течении р. Усунку, в 24 и 26 км от устья (IV-5-3). В первом обнажении три пласта угля общей мощностью 0,55 м локализованы в угленосной пачке мощностью 4 м, мощность вскрыши составляет 1 м. Во втором – четыре

пласта угля общей мощностью 0,85 м локализованы в угленосной пачке мощностью 7 м. Мощность вскрыши – 0,6 м. Содержание витринита в углях – 75–83 %, семивитринита – 6–14 %, спор – 1–1,5 %, глинистой массы – 4–9 %, Зольность чуть более 10 %, выход летучих компонентов – до 45 %, влажность – до 8 %, теплотворная способность – в среднем 7200 ккал/кг на горячую массу. Содержание серы – до 0,5 %, следы галлия, хрома и стронция [79ф].

В бассейне р. Уэль-Сиктях локализовано семь проявлений каменного угля, приуроченных к отложениям огонерюряхской свиты нижнего мела и обладающих близкими характеристиками (IV-6-2, 3, 4; V-6-2, 3, 4, 5). В одном из них на правом берегу р. Уэль-Сиктях в 7,3 км ниже устья руч. Кене-Юряге (V-6-2) в обнажении выявлены два пласта угля мощностью 1,2 и 0,2 м, разделенные прослоем алевролитов мощностью 0,3 м. Угли относятся к классу гумолитов, они преимущественно блестящие и полублестящие, кларенового и дюрено-кларенового составов. Содержание (%) группы витринита – 75–83, семивитринита – 6–14, спор – 1–1,5, глинистой массы – 4–9. Влажность – 7–12 %, зольность – 3–7 %, реже 16 %, калорийность – 5683–6003 ккал/кг, выход летучих – 40–55,26 % [21ф].

Пятнадцать проявлений каменного угля, приуроченных большей частью к ынгырской, кюсюрской и сиктяхской свитам нижнего мела, локализованы по берегам р. Лена и ее притоков ниже устья р. Мэнкэрэ (VI-4-4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 17; VI-5-1, 3).

В среднем течении р. Натара в 7,5 км и 10 км выше устья р. Тирехтях-Далдын (VI-5-1) углепроявления установлены в двух близлежащих обнажениях джарджанской свиты. В первом обнажении высотой 30 м представлено три пласта угля общей мощностью 1,3 м (0,1, 0,4 и 0,8 м). Мощность песков, разделяющих угли – 2–4 м. Наиболее мощный пласт прослеживается на высоте 6 м от уреза воды на 150 м и далее скрывается под склонами. Мощность вскрыши составляет 20–25 м. Во втором обнажении высотой 45 м представлено три пласта угля общей мощностью 1,3 м (0,1, 0,2 и 0,8 м). Мощность разделяющих песков 2–3 м. Наиболее мощный пласт (0,8 м) обнажается в 20 м от уреза воды, прослеживается на 250 м, с уменьшением мощности на восток до 0,3 м. Мощность вскрыши составляет 25 м.

Угли относятся к классу гумолитов, они преимущественно блестящие и полублестящие кларенового и дюрено-кларенового составов. Содержание группы витринита – 90–96 %, семивитринита 4–8 %. В единичных образцах содержание витринита падает до 68 %, а доля семивитринита увеличивается до 22 %. Зольность – 10–25 %, углерод – 68–75 %, выход летучих – 42–45 %, сернистость – 0,3–1,5 %, влажность – 10–15 %, теплотворность – 6700 ккал/кг (в пересчете на горячую массу) [67ф].

Вследствие малой мощности и невыдержанности пластов по простиранию, проявления каменного угля большей частью не представляют промышленного интереса.

**Сланец горючий.** При геологической съемке масштаба 1 : 200 000, проведенной геологами НИИГА и ВАГТ, было обнаружено много проявлений

горючих сланцев, приуроченных к отложениям ботомско-гойонского яруса нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия (куонамская свита). Выделяются две продуктивные пачки. Мощность нижней пачки 34–35 м, верхней – до 2,7 м. Они разделены известняками мощностью 1,4–1,6 м. Мощность слоев горючих сланцев в этих пачках по 0,1–0,5 м, реже 0,7–1,5 м. Суммарная же их мощность – от 5–10 до 15–17 м. В пределах территории листа R-51 (Джарджан) наиболее изучены три проявления, приуроченных к куонамской свите – в бассейне р. Молодо (IV-3-24), в бассейне р. Кюскюрдян (V-3-5) и на левобережье р. Муна (VI-3-7). Горючие сланцы образуют прослой мощностью до 0,1–0,2 м, залегающие среди битуминозных и кремнелых известняков куонамской свиты, выдержанных по простирацию и имеющих региональное распространение. В них выделены две продуктивные пачки. Мощность нижней пачки 34–35 м, верхней 2,7 м. Они разделены известняками мощностью 1,4–1,6 м. Мощность слоев горючих сланцев в пачках 0,1–0,5 м, реже до 1,5 м. Суммарная мощность достигает 18–20 м. Сланцы представляют собой темно-коричневую породу, легко расщепляющуюся на тонкие пластинки. Горючие сланцы – низко- и среднекалорийные (теплота сгорания 755–1953 ккал/кг). Химическим анализом в них установлены (%): зольность от 66 до 82,3; выход летучих от 4,4 до 15,58; сера общая – от 1,1 до 4,71; органическое вещество – от 10,1 до 15,64. Последнее состоит (%) из битума А – 3,47, битума С – 0,81, нерастворимого органического вещества – 95,73. Битум А содержит (%): С – 78,02, Н – 8,69, S – 1,33, N + O – 11,96; число кислотности – 37,5, число омыления – более 400. Нерастворимая часть органического вещества – порошок кофейно-бурого цвета, состоящий из (%): С – 75,09; Н – 7,20; N – 1,77; S – 2,18; золы – 11,62; влаги – 3,34; серы – 2,35 и летучих – 54,5. Органическое вещество представляет собой типичное сапропелевое образование. Горючие сланцы содержат (г/т): медь 69–233; цинк 215–658, кобальт 7–25; наиболее значительные концентрации характерны для ванадия 664–4300; никеля 170–327, молибдена 97–190.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Свинец.** На территории достоверно установлен один пункт минерализации свинца в бассейне верхнего течения правого притока р. Оччугуй-Сололи (II-5-20). Здесь при геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 [44ф] выявлены две близрасположенные точки минерализации. В первой – в образце лимонитизированного кварцево-глауконитового песчаника дебенгдинской свиты (из элювия) спектральным анализом установлено 2% свинца. Во второй редкая вкрапленность галенита установлена в лимонитизированных известняках и карбонатных прожилках среди известняков. Размер кристаллов галенита – 1,5–2 мм. В этих же слегка брекчированных известняках и карбонатных прожилках среди известняков мощностью 0,5–2 см установлена редкая вкрапленность халькопирита в парагенетической

ассоциации с галенитом и сфалеритом. Размер кристаллов халькопирита – 0,5–1,5 мм. Пржилки приурочены к субвертикальным зонам брекчирования и трещиноватости в известняках арымасской и дебенгдинской свит. Зоны имеют северо-западное простирание, ширина их не превышает нескольких метров. В аллювии ручья количество знаков галенита достигает 100–110 зн. на лоток, а халькопирита – до 50 зн. на шлиховую пробу [44ф].

**Олово.** На территории известно два пункта минерализации олова (III-5-3, 4), установленные в среднем течении р. Ортоку-Эекит, которые связаны с раннепротерозойскими гранитами эекитского комплекса и секущими их жилами аплитов и пегматитами. Спектральным анализом установлено содержание олова в пегматитах до 0,003 %, в зоне альбитизированных гранитов рентгено-радиометрическим анализом определено олово от 60 до 290 г/т. В протоколках из гранитов касситерит (до 70 знаков) наблюдается в виде мелких (до 0,7 мм) черных и розовых осколков неправильной формы [38ф].

Кроме этих проявлений касситерит известен в качестве сопутствующего компонента в россыпях золота Сыгынахта (II-4-18), алмазов Сололи (II-5-19) и в шлиховом потоке золота по руч. Оччугуй-Сололи (II-5-15). Содержание касситерита, как правило, не превышает первые г/м<sup>3</sup> [38ф]. Наиболее высокие концентрации сопутствующего касситерита установлены в россыпи золота Ортоку-Эекит (II-5-29), локализованной в базальных конгломератах нижней перми. Содержание касситерита варьирует от 5–10 г/т (в северной и центральной частях россыпи) до 50–500 г/т в южной части, в отдельных линзах – до 3000 г/т. Прогнозные ресурсы касситерита в россыпи оценены по категории P<sub>3</sub> в 12 600 т (при извлечении по россыпной схеме), а при извлечении по рудной схеме в 17 000 т и 58 000 т по условному касситериту и условному олову соответственно. Прогнозные ресурсы при среднем содержании олова в 180 г/т (от 116 до 800 г/т) по россыпной схеме оцениваются в 1 881 910 кг, по рудной схеме – 5 889 150 кг [1ф]. Ресурсы не апробированы. Подробная характеристика россыпи дана ниже, при описании проявлений золота.

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Тантал и ниобий.** Концентрации танталита и колумбита в роли сопутствующих компонентов известны только в россыпи золота Ортоку-Эекит (II-5-29), локализованной в базальных конгломератах нижней перми, где общие содержания танталита–колумбита варьируют в пределах 225–871 г/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> танталита–колумбита при извлечении по россыпной схеме оценены в 4906 т, а при извлечении по рудной схеме пятиокиси тантала – 5612 т, пятиокиси ниобия – 5485 т [1ф]. Прогнозные ресурсы танталита и колумбита категории P<sub>2</sub> на площади 5,69 км<sup>2</sup> при среднем содержании в 80,5 г/м<sup>3</sup> по россыпной схеме оцениваются в 732,872 т, пятиокиси тантала и пятиокиси ниобия при содержаниях 37 г/т (от 10 до 150 г/т) и 38 г/т (от 10 до 320 г/т) соответственно по рудной схеме – 842,12 и 819,36 т [1ф]. Ресурсы не апробированы.

**Редкоземельные элементы.** В ходе проведенных работ по составлению листа Госгеолкарты R-51 повышенные концентрации комплекса редкоземельных элементов установлены в галечном материале базальных конгломератов кыринской свиты (булунканская пачка), к которым приурочена погребенная россыпь алмазов (I-5-3). Образцы были предоставлены геологами ОАО «Нижне-Ленское» и проанализированы в лаборатории ГУ ГПП РС (Я) «Якутскгеология». Галечный материал представлен более чем на 50 % кислыми вулканитами – риолитовыми порфирами. Установленные методом АЭС-ИСП (атомно-эмиссионной спектроскопии в индуктивно-связанной плазме, установка МП-16-С) в валовых пробах галечного материала, концентрации церия, иттрия и лантана достигают соответственно 80,9, 73,6 и 44,4 г/т. Учитывая широкое распространение конгломератов по площади, оценка содержаний и ресурсов редких металлов и редкоземельных элементов в ней требует пристального внимания.

### БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** В пределах листа установлены проявления рудного и россыпного золота.

Рудное золото. Выявлено одно проявление и 15 пунктов минерализации, которые сосредоточены в основном на левом борту долины р. Сололи; коренные месторождения золота не известны.

Единственное проявление золота относится к метаморфогенно-гидротермальному генетическому типу и расположено на левобережье р. Сололи между устьями ручьев Радость и Карат (II-5-21). Формационная принадлежность руд однозначно не установлена; вероятнее всего, на проявлении две золоторудные формации – «черносланцевая» и кварцевая. Генетически оно связано с углеродсодержащими метаморфизованными породами экитской серии (нижний протерозой), значения  $C_{орг}$  в которых варьируют от 1,51 до 4,35 %, а фоновое содержание золота составляет 0,005–0,03 г/т [37ф]. В сланцах, метапесчаниках и метаалевролитах серии установлены содержания золота от 0,1 до 0,8 г/т. Само проявление образуют ветвящиеся согласные и секущие кварцевые, реже кварцево-карбонатные жилы и прожилки мощностью до 0,3 м, видимой протяженностью 2–3 м, инъецирующие метапороды экитской серии. Общий объем кварцевожильного материала достигает 1–2 % породы. Жильный кварц серый полупрозрачный с гнездами гематита, с вкрапленностью пирита; содержания в нем золота колеблются от 1,5 до 8,8 г/т, серебра – до 40 г/т. По данным минералогического анализа проб-протолок из жильного кварца установлено от 1 до 17 знаков золота размером 0,1–0,7 мм. Пробность золота в основном 820–865, реже 760 и 960. В других источниках приводятся следующие данные по пробности: 951–958 (28 %), 900–950 (58 %), 800–899 (14 %) [83]. В качестве сопутствующих компонентов отмечена медь (0,03–0,04 %), присутствуют также мышьяк, висмут, кобальт, никель, железо, свинец. Прогнозные ресурсы золота по категории  $P_2$  оцениваются в 2,6 т [38ф]. Ресурсы не апробированы.

Многочисленные пункты минерализации золота гидротермального генетического типа (золоторудная кварцевая формация) расположены в

бассейне рек Сололи и Ортоку-Эекит. Золоторудная минерализация приурочена к окварцованным гранитам эекитского комплекса (ранний протерозой) и к зонам прожилкования в метаморфизованных отложениях эекитской и сыгынахтаской свит. Содержание золота в них от 0,2 до 2 г/т, серебра – до 35 г/т.

Россыпные проявления золота распространены более широко и лучше изучены. В количественном отношении преобладают современные аллювиальные россыпи (формация золотоносных россыпей), но выявлены и древние россыпи, приуроченные к отложениям перми (золотоносные конгломераты). Кроме того, россыпное золото в незначительных концентрациях отмечается в базальных горизонтах докембрийских отложений. На настоящее время все известные на территории россыпи золота отнесены к категории непромышленных, среди которых выделены по количеству ресурсов одна крупная (пермская), одна средняя и восемь мелких.

Россыпное самородное золото в докембрийских базальных конгломератах сыгынахтаской свиты изучалось Б. Б. Герасимовым и З. С. Никифоровой [82]. В конгломератах и гравелитах свиты, опробованных в бассейне р. Сололи, содержание золота достигает 0,2 г/т. Золото мелкое – 0,1–0,16 мм (50%), 0,2–0,25 мм (50%), пластинчатой (50%), таблитчатой (40%), и комковатой (10%) форм. Пробность – 950–958 (25%), 900–950 (50%), 800–899 (25%).

Наиболее крупная и значимая древняя аллювиальная россыпь золота Ортоку-Эекит (II-5-29) приурочена к базальным конгломератам ортокинской свиты нижней перми, которые протягиваются почти на 6 км по правому берегу р. Ортоку-Эекит. Вскрытая ширина россыпи составляет от 0,8 до 1,2 км. Приплотиковая часть сложена конгломерато-брекчиями и средне-крупногалечными конгломератами. Мощность продуктивного пласта изменяется от 0,25 до 0,8 м (средняя – 0,48 м). В центральной части россыпи содержание золота в пласте варьирует от 0,2 до 5,5 г/т по пробирному анализу (среднее 1,4 г/т) и от 0,0175 до 2,84 г/м<sup>3</sup> (среднее – 1 г/т) по минералогическому анализу. В южной части россыпи встречаемость проб с золотом заметно падает, содержание золота снижается до 0,5–0,005 г/м<sup>3</sup>. Высокое содержание золота в приплотиковой части россыпи обусловлено прежде всего наличием крупных золотин размером до 1,25 × 2,25 мм. Подавляющая часть видимого золота сосредоточена в цементе и имеет размер 0,3–0,5 мм. Кроме видимого золота имеется значительная доля тонкодисперсного золота. Золото преимущественно комковидное (58%), пластинчатое (32%), тороидальное (7%), шаровидно-пустотелое и таблитчатое (по 1%). Пробность золота – 951–958 (25%), 900–950 (50%), 800–899 (25%). В качестве сопутствующих компонентов в россыпи присутствует касситерит, содержание которого варьирует от 5–10 г/т (в северной и центральной части) до 50–500 г/т в южной части, в отдельных линзах до 3000 г/т, и танталит-колумбит, содержание которого колеблется в пределах 225–871 г/м<sup>3</sup>. По мнению большинства исследователей, пермские отложения образовались за счет местных источников и не подвергались значительному переносу, а хорошая окатанность галечного материала обусловлена переотложением из более древних терригенных отложений. Суммарная

оценка прогнозных ресурсов при извлечении золота по россыпной схеме составляет 15,3 т, по рудной схеме – 45,7 т, в том числе на локальном участке (5,69 км<sup>2</sup>) в центральной части россыпи по категории P<sub>2</sub> – по россыпной схеме 2,279 т, по рудной схеме 6,828 т, на участке площадью 0,19 км<sup>2</sup> по категории P<sub>1</sub> по россыпной схеме – 80,8 кг [1ф]. Таким образом, округленно ресурсы по данной россыпи оценены в 0,081 т по категории P<sub>1</sub>, 2,28 т по категории P<sub>2</sub> и 12,94 т – P<sub>3</sub>. Ресурсы не апробированы.

Кроме проявления Ортоку-Эекит, золото в пермских отложениях установлено в правом борту р. Кюнтюкелях (I-2-17), где оно встречается в протолочках песчаников в количестве 1–22 мелких знаков на пробу [95ф].

Единичная точка с золотом в отложениях нижней юры (I-1-8) мало изучена и требует оценки степени достоверности. В левом борту руч. Тукулан золото в количестве от 1 до 22 зерен встречено в протолочках из нижнеюрских базальных конгломератов. Золото имеет форму неокатанных чешуек, тонких листочков с ровными краями и дендритов с шероховатой поверхностью. Цвет золотисто-желтый, размер зерен колеблется от 0,01 до 0,2 мм, в среднем – 0,1 мм [95ф].

Современные аллювиальные россыпи золота известны в бассейнах рек Сыгынахта, Дебенгде, Сололи, Ортоку-Эекит и др. Наиболее крупная россыпь приурочена к среднему и верхнему течению р. Сыгынахта (II-4-18). В среднем течении р. Сыгынахта, в 12 км от устья пройдена шурфовочная линия № 120. Протяженность участка долины, по которому произведена оценка прогнозных ресурсов – 9,5 км, ширина россыпи – от 230 до 325 м. Мощность песков – от 1,2 до 2,4 м; мощность торфов – от 2,5 до 6,7 м. Среднее содержание на пласт 0,5 г/м<sup>3</sup>, максимальное – 0,85 г/м<sup>3</sup>. Максимальное содержание в шлиховых пробах достигает 4,5 г/м<sup>3</sup>. Величина прогнозных ресурсов категории P<sub>2</sub> – 860,2 кг [38ф]. В левой составляющей р. Сыгынахта в 0,6 км от устья пройдена шурфовочная линия № 6. Среднее содержание на пласт – 0,55 г/м<sup>3</sup>, максимальное – 0,86 г/м<sup>3</sup>. Величина прогнозных ресурсов категории P<sub>2</sub> – 36,6 кг [38ф]. В верхнем течении р. Сыгынахта поисковые работы проведены Ю. М. Сибирцевым [81ф]. При протяженности отрезка 1,4 км ширина контура составляет 70 м, мощность пласта – 0,6 м. Среднее содержание – 0,38 г/м<sup>3</sup>. Прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub> оценены в 22,3 кг [81ф]. Суммарная величина прогнозных ресурсов по бассейну р. Сыгынахта составляет (860,2+36,6)+22,3 = 919,1 кг; ресурсы не апробированы. Размер золотин от 0,1 до 1,25 мм, форма пластинчатая, лепешковидная, реже комковатая, встречаются проволочки и октаэдры. Окатанность в основном средняя и хорошая. Цвет золотисто-желтый, соломенно-желтый. Пробность золота колеблется от 840 до 985, средняя – 965. Из других минералов в небольших количествах постоянно присутствуют касситерит (первые г/м<sup>3</sup>), халькопирит, галенит, пикроильменит, хромшпинель, пироп. Остальные россыпные проявления также изучены одной-двумя шурфовочными линиями и одиночными шурфами и обладают более мелкими параметрами и схожими характеристиками, данные по ним приведены в табл. 27. Суммарные их ресурсы по категории P<sub>2</sub> оценены в 595,3 кг. Ресурсы золота в россыпях не апробированы и большей частью не приведены к определенной категории. Золото

в россыпях мелкое до 1,5–2 мм, наиболее крупный самородок размером 5 мм в поперечнике найден в россыпи руч. Горелый (III-4-6). Пробность золота высокая и достигает 980. Еще один довольно крупный самородок золота размером 8×6×1,5 мм и весом 0,43 г был найден геологами ОАО «Нижне-Ленское» в россыпи алмазов р. Молодо (Верхнее Молодо) в 1997 г. [228].

Все россыпи расположены в крайне труднодоступной местности арктической зоны, лишенной материально-трудовых ресурсов и в существующих экономических условиях не обладают промысловой значимостью.

Редкие шлиховые ореолы и потоки золота в современном аллювии известны на восточном и северо-западном обрамлении Оленекского поднятия, в полях развития отложений пермского возраста.

Знаковые содержания золота установлены в россыпных проявлениях алмаза рек Муна и Моторчуна (VI-2-6, 13) – до 39 знаков на крупнообъемную валовую пробу (более 2 м<sup>3</sup>). В пределах россыпи алмазов Верхнее Молодо (IV-3-10) известны отдельные шлиховые пробы, содержащие до 28 знаков золота – 16 км ниже устья р. Далдын [62].

**Металлы платиновой группы.** На территории листа установлен один шлиховой ореол металлов платиновой группы, охватывающий нижнее и среднее течения р. Тас-Эекит (II-6-6). Протяженность ореола по основному руслу р. Тас-Эекит – более 40 км. По результатам исследований А. В. Округина [227], основная масса платиновых минералов представлена высокородистой железистой платиной и Ru-Ir-Os сплавами (рутениридосмин), слагающими зерна размером не более 0,5 мм и постоянно ассоциирующими с золотом в соотношении от 1 : 1000 до 1 : 100. Содержания знаковые; в одной крупнообъемной пробе отмечено до 170 знаков платины. В северной части ореола платиновые металлы представлены осмистым иридием, южнее преобладает платина с примесью рутения, родия, железа и иридийсый осмий с примесью рутения [85ф]. Из редких минералов здесь установлена медистая платина, состоящая на 89,12% из Pt и на 10,80% из Cu.

Единичные знаки платины в виде мелких хорошоокатанных зерен размером 0,1–0,3 мм отмечаются в современном аллювии среднего течения р. Куойка. Основная масса представлена железистой платиной, второстепенным компонентом (около 10%) являются Ru-Ir-Os сплавы [227].

Мелкие (не более 0,5 мм) хорошоокатанные зерна платины отмечаются в продуктивных отложениях россыпного месторождения алмазов р. Молодо, при этом содержание платины оценивается в 5–10 мг/м<sup>3</sup>. Преобладающая часть зерен представлена железистой платиной с высоким содержанием родия [227].

Платиновые металлы также установлены в шлиховых концентрациях проб из продуктивных аллювиальных отложений р. Моторчуна, при этом отмечается, что основная масса зерен представлена железистой платиной с пониженным содержанием железа в сравнении с платиной р. Молодо и Сололийского выступа. Отличительной чертой платиновых сплавов р. Моторчуна является пониженное содержание рутения и родия, повышенное содержание иридия и осмия (в среднем 1,89 и 1,54%) [227].

## Основные характеристики россыпей золота

Номер на карте	Название, источник данных	Длина, км	Ширина, м	Мощность торфов, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, г/м <sup>3</sup>	Прогнозные ресурсы, кг
II-4-16	Руч. Обрывистый, левый приток р. Улахан-Уэтиях	3	10-12 (20-25)	0,5-1,5	0,45	0,41 (до 0,1)	5,5
II-4-17	Река Дебенгле, среднее течение	13	70	3,4-5,2	0,3-0,9	0,436	307,8
	Фрагмент I н/п террасы	0,25	100	1,2-2,5	0,6	0,8	
	Верхнее течение р. Дебенгле	5,6	70	-	0,6	0,4	94,2
II-4-19	Левобережье р. Дебенгле между ручьями Диагональный и Хатысиыг	1	100	-	0,6	0,5 (до 1,5)	30,0
	Руч. Валунный, правый приток р. Улахан-Уэтиях	0,7	10-12 (20-25)	0,5-1,5	0,45	0,41 (до 0,1)	2,8
II-5-19	Река Сололи, на отрезке ниже устья руч. Карат	2,5	100	-	1,8	0,3	135
II-5-29	Река Оргоку-Эекит, аллювий поймы и долины	2	60	1,3-1,7	0,8-1,4 до 2,4	0,44 до 0,6	64,5
III-4-3	Река Оргоку-Эекит, аллювий русла и кос	0,1	30	-	0,2-0,6	1,3 до 1,5	30,0
	Руч. Перекагный, бассейн р. Кютюнгде	1	140	3	1,1	0,6	67,0
	Руч. Лагерный, бассейн р. Кютюнгде	0,6	7	1-2	0,4	1,5-6,5	12,0
III-4-6	Руч. Горелый, бассейн р. Кютюнгде	0,3	10	2,1	0,4	1,43	46,0

Единичные знаки платины встречены в аллювии рек Улахан-Уэттях и Усунку, а также в россыпи золота по руч. Лагерный (III-4-5). Обычно они ассоциируют с золотом и алмазами. Зерна платины мелкие (0,3 мм), имеют пластинчатую и таблитчатую форму, уплощенные, комковатые и округлые, хорошоокатанные.

По мнению А. В. Округина, коренные источники платиновых металлов расположены в древних структурах фундамента платформы. Современные россыпи оторваны от своих материнских пород и были сформированы в результате неоднократного перемиыва в рифейско-фанерозойское время промежуточных коллекторов.

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран.** На площади листа R-51 известно одно проявление урана и один пункт минерализации, расположенные в бассейне р. Ортоку-Эекит. Проявление П-5-28 представлено кварцевыми жилами и прожилками, зонами дробления мощностью 0,2–0,5 м, длиной до 10–20 м. Оруденение локализовано в флюоритизированных и карбонатизированных терригенных породах основания сыгынахтахской свиты (нижний рифей), а также в альбитизированных гранитоидах эекитского комплекса (ранний протерозой). Кварц в жилах преимущественно темно-серый халцедоновидный, содержащий вкрапленность уранинита, урановой смолки, карбурана, настурана, антраколита. Содержания урана невысокие: 0,01–0,06%. Кроме того, в жилах выявлены (%): молибден – до 0,15; свинец – 0,3; литий – до 0,02; цинк – 0,015; ванадий, церий – 0,003 г/т; золото – 0,2–0,6 г/т [38ф].

Характеристиками, аналогичными проявлению П-5-28, и меньшими параметрами обладает пункт минерализации П-5-32, расположенный в нижнем течении р. Ортоку-Эекит [37ф].

В общей сложности в бассейне рек Ортоку-Эекит и Бургалджи выявлено более 30 радиоактивных аномалий. Максимальный уровень радиоактивности в конгломератах нижней перми достигает 600 мкР/ч [1ф].

Геологи ВСЕГЕИ относят рассматриваемую урановую минерализацию к перспективной урановой формации в зонах несогласий, оценивая ее ресурсы на рассматриваемой территории (Оленекский потенциальный урановорудный район) по категории  $P_3$  в 25 тыс. т (Паспорт учета перспективного объекта № 5660269).

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории работ выявлены семь проявлений исландского шпата, относящиеся к гидротермальному генетическому типу (рудная формация исландского шпата). Наиболее изучены проявления в бассейне р. Керсюке и на р. Оленек. На р. Оленек (I-4-20) два близко расположенных проявления представлены кальцитовыми жилами в известняках и доломитах кембрия [13ф, 14ф]. Кальцитовые жилы мощностью от 0,5 до 1,5 м имеют

раздувы и апофизы, первые из которых, по мнению авторов, первоначально представляли собой карстовые полости. Жилы представлены в основном крупными (до 0,4 м) кристаллами кальцита ромбоэдрического габитуса, преобладают кристаллы-сростки – белые, непрозрачные, в меньшей степени полупрозрачные, переходящие местами в бесцветный исландский шпат. Все кристаллы трещиноватые. Из 900 кг отобранного сырья были получены лишь два кристалла по 0,15 кг – один I сорта и один II сорта.

Более изучены проявления в бассейне р. Керсюке [84ф]. В проявлении П-3-7 установлено более семи кальцитовых жил, прорывающих карбонатные породы хатыспытской и туркутской свит венда. Жилы сложены неравномерно-крупнозернистым кальцитом с полостями, выполненными кристаллами исландского шпата. Мощность жил 0,6–6 м, длина менее 100 м. Размеры кристаллов – от нескольких сантиметров до 1 м и более. Они, как правило, сдвойникованы, трещиноваты и замутнены. Из отобранных 750 кг кристаллосырья кондиционными оказались 1,8 кг, что составляет 0,24%. Из них 0,590 кг II сорта и 1,21 кг III сорта. Выход кристаллосырья относительно высокий. Прогнозные ресурсы сырья категории  $P_2$  оценены в 27,5 т [84ф]. В проявлении П-3-5 прослежена кальцитовая жила длиной 10 м и мощностью 5–6 м. Размеры кристаллов в ней достигают  $1 \times 0,6 \times 2,5$  м. Выход кондиционного сырья составляет 0,025%. Прогнозные ресурсы проявления оценены в 3,5 т [84ф]. Ресурсы на обоих проявлениях не апробированы. Практического значения оба объекта не имеют. Остальные четыре проявления, расположенные в бассейне верхнего течения р. Сололи, изучены слабо.

## МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

**Фосфориты.** На территории работ выявлено 14 проявлений фосфоритов, связанных с морскими отложениями нижней юры, с раннетриасовой и юрской корами выветривания(?); часто фосфориты являются попутным компонентом в месторождениях и проявлениях красочных глин. Проявления относятся к фосфоритовой терригенной рудной формации остаточного (кор выветривания) и литорального генетических типов. По петрографическим особенностям выделены желваковые и пластообразные фосфориты.

Все проявления литорального генетического типа обладают схожими характеристиками. Типичное проявление в верхнем течении руч. Вендявкири (I-1-1) приурочено к отложениям плинсбахского яруса в кыринской свите. Здесь фосфатами в той или иной степени обогащены карбонатные слои и линзы, залегающие в толще алевролитистых глин с интервалами 7–12 м. Мощность прослоев 0,3–0,6 м, протяженность по простиранию от 7–10 до 30–40 м. Породы темно-серого цвета очень крепкие, оскольчатые, с многочисленными нитевидными трещинами, выполненными кальцитом. По внешним признакам породы из различных слоев практически не отличимы между собой. При воздействии на них молибденово-кислым аммонием они, как правило, дают положительную реакцию на фосфор. По данным химического анализа, содержание пятиоксида фосфора в двух

близко расположенных точках составляет от 21,09 до 23,17%. Содержание  $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ , колеблется от 5,2 до 12%. В фосфатно-глинистых известняках количество  $P_2O_5$  колеблется от 1,1 до 4,4% и в среднем составляет 3,92%. Микроскопически фосфориты представляют собой глинисто-фосфатно-карбонатную породу с тонкозернистой структурой и субсланцеватой текстурой. Фосфатный материал присутствует в тонкодисперсном состоянии и тесно связан с основной карбонатной массой. В породе он распределен неравномерно, одни участки сложены почти чистым карбонатом, другие же значительно обогащены глинисто-фосфатным веществом, окрашивающим карбонат в буро-коричневый цвет [95ф].

Интересны по качеству, мощности и выдержанности по простиранию проявления, расположенные в бассейнах рек Бычьи и Элиетибие [37ф]. Они приурочены к базальным горизонтам чонокской свиты верхней юры (III-5-10, 16; III-6-5, 12, 13), мощность которых варьирует в пределах 0,2–1,5 м. Желваки и галька фосфоритов занимают до 60% объема кластической части конгломератов. Размер желваков 10–15 см в диаметре, сростаясь, они образуют плитообразные линзы. Кроме конгломератов развиты песчаники с фосфоритовым цементом и редкой галькой фосфоритов. Количество  $P_2O_5$  в желваках и гальке – от 7,8 до 24%. Нередко в цементе конгломератов содержатся алмазы и их спутники.

Фосфориты остаточного генетического типа (кор выветривания?), встречаются в красочных глинах месторождений Куладское (I-1-6), Вендякирское (I-1-4), Терюттяжское (I-2-4). В первых двух месторождениях они образуют пластообразные тела мощностью 0,4–0,6 м и протяженностью 20–40 м среди глинистых отложений коры выветривания индского возраста. Фосфориты буровато-коричневые или темно-серые с зеленоватым оттенком, крепкие оскольчатые, часто содержат обломки битых раковин. Порода состоит из терригенного материала (35%), лептохлоритовых и фосфатных образований (35%) и связующей лептохлоритово-фосфатной массы. Фосфаты представляют собой изотропную скрытокристаллическую, иногда оптически аморфную бурую массу. В цементе они выделяются в виде тонких каемок вокруг обломочных зерен и образований лептохлоритов, многие из которых частично или полностью замещены светло-бурым коллофаном. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 5,99 до 13,9%, редко достигает 16,9%, при количестве полуторных окислов 7–11%. В Терюттяжском месторождении слой из желваковых фосфоритов имеет мощность 0,2–0,5 м и протяженность более 0,3 км. Желваковые фосфориты представляют собой плотную породу, состоящую на 40–60% из буровато-серых фосфатных стяжений, сцементированных голубовато-серым известковистым алевролитом. Форма стяжений разнообразная – от неправильной и веретенообразной до шаровой; поверхность бугристая. Размер желваков колеблется от 0,5 до 3 см. Изучение породы в прозрачных шлифах показало, что желваки сложены алевролитоглинисто-лептохлоритовыми фосфатами и карбонатно-фосфатным веществом с примесью алевропелитового материала, составляющего до 20% объема всей массы. В некоторых стяжениях отмечается четкое оолитовое строение – центр сложен чистым кальцитом или коллофаном, а оболочка – песчанисто-лептохлоритовым фосфатом.

Содержание  $P_2O_5$  в желваках составляет 20–27%, полупрозрачных окислов ( $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ ) – 5–7%;  $SiO_2$  – 13–18%. Концентрация  $P_2O_5$  в породе по различным образцам колеблется от 13,96 до 16,9%.

Следует отметить, что выделение кор выветривания многими исследователями вполне обоснованно оспаривается и, как следствие, ставится под сомнение принадлежность проявлений фосфоритов к остаточному генетическому типу. Все месторождения и проявления изучены только в естественных обнажениях, где интенсивно проявлены современные экзогенные процессы, приведшие к образованию глин, схожих с продуктами кор выветривания. С этой точки зрения все проявления фосфоритов логичнее относить к литоральному генетическому типу, так как генезис вмещающих их глин интерпретируется как мелководно-лагунный.

Основная масса фосфоритов района сложена изотропным или слабо-двуупреломляющим скрытокристаллическим веществом светло-бурого или желтовато-коричневого цвета с примесью тонкодисперсного материала. Все фосфориты содержат сидерит, пирит, железистый хлорит. Отношение  $F:P_2O_5$  в фосфоритах варьирует от 0,09 до 0,12;  $CO_2:P_2O_5$  – от 0,06 до 0,23;  $CaO:P_2O_5$  – от 1,28 до 1,66, редко до 1,97. Количество полупрозрачных окислов ( $Al_2O_3 + Fe_2O_3$ ) несколько повышенное (от 6,79 до 8,5%, иногда до 28%). Спектральным анализом в фосфоритах установлены бор и ванадий.

Фосфориты, выявленные на территории, практического интереса не представляют.

## ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ

**Алмазы.** Алмазы являются основным полезным ископаемым территории. Установлены объекты, относящиеся к трем формациям: алмазоносной кимберлитовой, алмазоносных россыпей и алмазоносных конгломератов.

*Алмазоносная кимберлитовая формация* представлена одиночными находками кристаллов алмаза в кимберлитах Куойкско-Молодинского (позднеюрский куойкско-молодинский комплекс) и Толуопского (позднедевонско-раннекаменноугольный толуопско-мерчимденский комплекс) кимберлитовых полей. Наиболее высокие концентрации установлены в кимберлитовой трубке Дьянга и дайке Ж-79, расположенных на левобережье р. Оленек в 5 км к западу от устья р. Беенчима, на северо-восточном фланге Куойкско-Молодинского кимберлитового поля.

Кимберлитовая трубка Дьянга (III-2-7) имеет овальную в плане форму  $70 \times 35$  м, вытянутую в северо-восточном направлении (аз.  $65^\circ$ ). Трубка выполнена кимберлитовой брекчией с автолитовой структурой цемента магнезиально-железистой группы. Определение возраста Rb-Sr методом дало результаты 234, 240 и 249 млн лет (ранний–средний триас). При опробовании ( $108 \text{ м}^3$ ) извлечено 546 кристаллов алмаза общим весом 3387,2 мг [60ф]. Содержание составило  $0,157 \text{ кар/м}^3$ . По другим источникам, всего было извлечено 1186 кристаллов алмаза общим весом 4495 мг [28ф]. Средний вес одного кристалла составил 3,8 мг. В количественном отношении преобладают кристаллы класса  $-1+0.5$  мм (65,6%), в весовом – класс

–2+1 мм (52,8%). Среди алмазов преобладают додекаэдриды с шагренью и полосами пластической деформации «жильного» типа, сильно измененные процессами травления (каверны и останцы) I разновидности при резко подчиненной роли алмазов IV, II и VII разновидностей.

Кимберлитовая дайка Ж-79 (III-2-6) северо-восточного простирания (аз. 65°) размером 20×1 м, сложена массивным и автолитовым кимберлитом магнезиально-железистой группы. Определение возраста методом треков U дало результат 158±12 млн лет (средняя–поздняя юра). Из пробы (8,5 м<sup>3</sup>) извлечено 17 кристаллов алмазов общим весом 40 мг. Содержание составило 0,05 кар/м<sup>3</sup>. Характеристики алмазов аналогичны характеристике алмазов трубки Дьянга [60ф]. Характеристика остальных кимберлитовых тел, в которых найдены единичные кристаллы алмаза, приведена в табл. 28.

*Формация алмазоносных россыпей* широко распространена на рассматриваемой территории и представлена россыпными месторождения (крупными и средними), непромышленными [277] россыпями. Многочисленные шлиховые ореолы и потоки алмаза известны в поле развития отложений карбона, перми, верхнего триаса, нижней и верхней юры, в неогеновых и четвертичных отложениях. К категории промышленных месторождений отнесены две современные россыпи с запасами, учтенными Государственным балансом РФ – крупная по запасам россыпь Молодо, обрабатываемая в настоящее время, и средняя по сумме запасов и ресурсов россыпь Моторчуна, числящаяся в Государственном резерве. Кроме того, к промышленным россыпям отнесены разведываемые и разведанные такие же средние по сумме запасов и ресурсов россыпи Верхнее Молодо и Далдын, которые учтены Республиканским балансом перспективных объектов по Республике Саха (Якутия). Остальные современные россыпи отнесены к категории непромышленных, в том числе семь средних и одна мелкая по количеству ресурсов, учтенных Республиканским балансом. Среди остальных непромышленных россыпей по количеству оцененных прогнозных ресурсов одна россыпь отнесена к крупной (более 5 млн кар.), семь россыпей отнесены к средним (0,1–5 млн кар.) и 11 – к мелким (менее 100 тыс. кар.) и к россыпям, по которым достоверные данные по оценке ресурсов отсутствуют (табл. 29).

Месторождение Молодо расположено в среднем течении р. Молодо (IV-3-25) и является по сути наиболее изученным фрагментом протяженного алмазоносного интервала р. Молодо, на котором концентрации алмазов соответствуют промышленным характеристикам, сделавшим данный фрагмент в числе немногих других пригодным для промышленной обработки. Характеристики месторождений Молодо и Верхнее Молодо приведены в основном по материалам С. А. Граханова и др. [90]. Хотя первые алмазы на россыпи р. Молодо были найдены в 1958 г. геологами ВАГТ, официально датой открытия россыпи считается лето 1960 г., когда была установлена промышленная алмазоносность аллювия р. Молодо (АмГРЭ). В первых поисковых работах участвовали геологи И. М. Карякин, В. Ф. Кривонос, В. Е. Минорин, Г. Ф. Дорганов, П. Т. Федоров. Первые шурфовочные работы геологами Амакинской ГРЭ в нижней части россыпи были проведены в 1961–1962 гг., тогда же была дана первая оценка прогнозных ресурсов.

Позже россыпь детально разведывалась в 1964–1966 гг., по итогам работ была отнесена в разряд резервных из-за невысоких средних содержаний и сравнительно небольших запасов.

К 1974 г. наиболее богатый участок россыпи был разведан и подготовлен для дражной отработки, которая не была начата из-за жестких экологических требований [49ф]. Врезанная, корытообразная долина р. Молодо шириной 0,5–1,5 км расположена в поле развития отложений кембрия, перми, нижнего триаса и нижней юры. Общая протяженность промышленного участка россыпи – 19 км, в его пределах выделено несколько фрагментов промышленного типа. Ширина русла – 30–150 м (среднее – 80–100 м), продольный уклон долины 0,49 м/км. Характерно чередование плесов глубиной 3–4 м и мелководных отмелей и перекатов. Развит комплекс из пяти надпойменных террас. Алмазодносным является весь комплекс отложений, но основные запасы сосредоточены в аллювиальных отложениях русла, кос и низкой поймы. Средняя мощность продуктивного пласта – 2,1 м (в верхней части – 0,7–1,52 м, в нижней части до 1,15–4,52 м. Средняя мощность торфов – 0,66 м (до 4,24 м). Среднее содержание в русловом аллювии составляет на перекатах 0,61 кар/м<sup>3</sup>, на переходных участках – 0,47 кар/м<sup>3</sup>, на плесах – 0,43 кар/м<sup>3</sup>, по шурфам – 8,84 и 7,4 кар/м<sup>3</sup> [49ф, 28ф]. Максимальное содержание установлено в отложениях I надпойменной террасы – 8,45 кар/м<sup>3</sup> (по частным пробам) и 6,64 кар/м<sup>3</sup> по сквозным пробам, по данным эксплуатационно-разведочных работ. Характерны находки единичных кристаллов алмаза практически во всех небольших притоках. Средний вес одного кристалла – 26,2 мг, преобладают в количественном отношении алмазы класса –2+1 мм (53,5%). Русловая фация аллювия сложена гравийно-галечными образованиями с примесью валунов. Объемный вес продуктивных галечников – 1,78 т/м<sup>3</sup>, естественная влажность – 13,8%, льдистость – 2,39%, коэффициент разрыхления – 1,38. Для состава тяжелой фракции характерна ильменит-лимонит-пироксен-альмандиновая ассоциация. Содержание ювелирных алмазов – 28,7%, средняя стоимость 1 карата – 60,60 долларов США. Коллекция алмазов описана В. И. Коптилем [138]. Процентное содержание ламинарных кристаллов – 23,6%, округлые алмазы в сумме составляют 45,6% (в том числе уральского типа – 31,4%, жильного типа – 14,2%), сумма алмазов V и VII разновидностей составляет 12,7%, присутствуют также единичные кристаллы II, III, IV и VIII разновидностей. Выход ювелирных камней – 18% (1-я категория), 3% (2-я категория) [28ф]. Впервые запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> (3167,9 тыс. кар) и С<sub>2</sub> (351,2 тыс. кар) были защищены в 1976 г. (Протокол ТКЗ № 186).

По результатам ревизионно-разведочных работ, проведенных ГГПП «Нижне-Ленское» в 1994–1996 гг., в ходе которых была отобрана технологическая проба в 27,5 тыс. кар, была произведена оценка качества алмазов по международному классификатору СИТИ – цена одного карата составила 60,61 доллара США. Было разработано новое ТЭО разведочных кондиций, на основе которых были пересчитаны и утверждены запасы (Протокол ТКЗ № 452, 1996 г.) В 1997 г. начаты добычные работы (ГГПП «Нижне-Ленское»), которые успешно продолжаются до настоящего времени (ОАО «Нижне-Ленское»). В изданной литературе приводятся следующие данные

### Основные характеристики пунктов

Номер на карте	Название	Размеры, м, ориентировка, градус	Возраст, млн лет, метод	Количество кристаллов, шт	Общий вес, мг	
III-1-3	Скиф II	35 × 40	–	1	11,1	
III-1-6	Поисковая	50 × 30, СВ	–	1	2,7	
III-1-7	Первомайская	15 × 35, СВ 35°	134±1 К-Аг	1	3,7	
III-1-12	Хайырдах	10 × 80, С	150–160 Rb-Sr	1	0,1	
III-1-17	Кыра-2	Субширот.	–	1	0,4	
III-1-18	Кыра-4	55 × 115	–	2	1,0	
III-1-19	Кыра-5	10 × 50, В	150–160 Rb-Sr	3	6,2	
III-2-8	Лида	32 × 5, В	–	1	0,6	
III-2-15	Молодо V	100 × 40, СВ	–	1	0,05	
III-2-16	Молодо IV	100 × 40, СВ	141 Rb-Sr	2	0,1	
III-2-15	Молодо VI	90 × 20	–	3	0,5	
III-2-18	Хангас II	Нет данных	–	3	9,6	
III-2-19	Хангас I	50 × 60	–	4	0,6	
III-2-27	Согая	90	–	1	1,2	
III-2-30	Хризолитовая	170 × 20–50	150±7 треки U 156,2 Pb-U	2	22,0	
III-3-15	Ивушка	440 × 220, С	344, 348, 385 Rb-Sr	1	0,1	

## минерализации алмазов в кимберлитах

Характеристика кристаллов	Содержание на пробу, кар/т	Источник
Целый кристалл кубической формы II разновидности		[60ф]
Описание отсутствует		[60ф]
Тетрагексаэдроид I разновидности	0,01	[60ф]
Осколок, без трещин и включений	0,0002	[60ф]
Обломок двойника ромбододекаэдра	0,001	[60ф]
Ламинарный кристалл и осколок I разновидности	0,0018	[60ф]
Ламинарные кристаллы и осколок I разновидности	0,0148	[60ф]
Типичный скрытослоистый округлый кристалл «уральского» типа I разновидности, бесцветный, «чистой воды», без трещин и включений	0,00027	[72ф]
Ламинарный кристалл переходной формы со сноповидной и занозистой штриховкой I разновидности	$4 \times 10^{-6}$	[92ф]
Ламинарный кристалл переходной формы со сноповидной и занозистой штриховкой I разновидности и типично округлый ромбододекаэдр с шагренью и полосами пластической деформации I разновидности	$4 \times 10^{-5}$	[92ф]
Ламинарные кристаллы переходной формы со сноповидной и занозистой штриховкой I разновидности и типично округлый ромбододекаэдр с шагренью и полосами пластической деформации I разновидности	$1,7 \times 10^{-4}$	[92ф]
Ламинарные кристаллы – октаэдры и додекаэдры со сноповидной и занозистой штриховкой I разновидности и октаэдр с полицентрически растущими гранями I разновидности	0,003	[92ф]
Ламинарные кристаллы – октаэдры и додекаэдры со сноповидной и занозистой штриховкой I разновидности.	$1,7 \times 10^{-4}$	[92ф]
Бесформенный осколок без признаков кристаллографической огранки I разновидности	0,0005	[72ф]
Один из кристаллов – додекаэдроид с шагренью и полосами пластической деформации, целый незакономерный сросток трех кристаллов ромбододекаэдрического габитуса с занозистой штриховкой I разновидности	–	[72ф]
Незакономерный сросток кристаллов октаэдрического габитуса с концентрическими растущими гранями I разновидности	–	[54ф, 58ф]

### Основные характеристики недро

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность торфов, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/м <sup>3</sup>	
<b>Россыпи, прогнозные ресурсы по которым учтены Республиканским</b>							
<b>1. Средние</b>							
III-3-21	Брас-Юрях	7,2	141,6	2,92 (0–4,6)	2,20 (0,5–7,4)	0,12 (0,04–0,55) (до 1,18)	
III-4-14	Усунку		25–60		до 1,0	0,002–0,45 (0,39)	
						0,14 (до 7,98)	
IV-1-5	Молодо-Кривун	33		4,42	3,34	0,038–0,135	
						0,54	
IV-1-10	Молодо-Бюк	30	до 170–230	1,87	0,75	0,62	
					0,33	1,98	
IV-3-22	Молодо-Среднее	8	22,0		1,20	1,19 (до 2,15)	
V-3-2	Молодо-Нижнее	17				0,003–0,12	
						0,34	
VI-2-13	Муна					0,125–0,15 (0,96)	
<b>2. Мелкие</b>							
IV-2-11	Чорбох	2,65	40,8	2,18 (2,9–6,0)	1,36 (0,1–2,7)	0,51 (0,16–0,84)	
<b>Непромышленные россыпи, прогнозные</b>							
<b>1. Крупные</b>							
I-5-1	Келимяр	110	115–2635		1,8–4,5	0,004–0,030	
<b>2. Средние</b>							
III-1-1	Куойка-нижняя	41	465 (50–500)	0–3,5	1,45 (0,5–1,5)	0,11 (0,14)	

**мышленных россыпей алмаза**

Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Примечание
<b>балансом перспективных объектов по Республике Саха (Якутия)</b> (более 100 тыс. кар)	
266,18	Ресурсы россыпи Ырас-Юрях, объединенные с флангами россыпи Далдын и руч. Чорбох, учтены сводкой ТПИ по РС (Я) на 1.01.2009 в общем количестве – 2047 тыс. кар, а Республиканским балансом перспективных объектов алмазов Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2010 г. – в количестве 1180,2 тыс. кар (балансовые) и 866,7 тыс. кар. (забалансовые) (Протокол НТС № 181 от 25.12.2006 г.)
597,0	Протокол РКЗ № 620, 28.10.2002 г.
1409	[88ф]
975,0	Ресурсы учтены сводкой ТПИ по РС (Я) на 1.01.2009
975,0	Протокол РКЗ № 620, 28.10.2002 г.
27,7	[28ф]
147,0	Протокол РКЗ № 620, 28.10.2002 г.
63,9	[28ф]
250,72	Ресурсы учтены сводкой ТПИ по РС (Я) на 1.01.2009
251,0	Протокол РКЗ № 620, 28.10.2002 г.
211,0	[24ф, 28ф]
1040,74	Ресурсы учтены сводкой ТПИ по РС (Я) на 1.01.2009
1041,0	Протокол РКЗ № 620, 28.10.2002 г.
240,0	Протокол РКЗ № 620, 28.10.2002 г.
(менее 100 тыс. кар)	
75,80	Ресурсы россыпи Чорбох, объединенные с флангами россыпи Далдын и руч. Ырас-Юрях, учтены сводкой ТПИ по РС (Я) на 1.01.2009 в общем количестве – 2047 тыс. кар, а Республиканским балансом перспективных объектов алмазов Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2010 г. – в количестве 1180,2 тыс. кар (балансовые) и 866,7 тыс. кар (забалансовые) (протокол НТС № 181 от 25.12.2006 г.)
<b>ресурсы по которым не учтены ГБЗ и РБЗ</b> (более 5000 тыс. кар)	
8561,4	Ресурсы не апробированы, по данным точечного опробования выделяется 10 интервалов, с содержанием более 0,2 кар/м <sup>3</sup>
(более 100 тыс. кар.)	
500,0	В целом по бассейну р. Куойка справкой прогнозных ресурсов по Республике Саха (Якутия) учтены прогнозные ресурсы в количестве 5180 тыс. кар

Номер на карте	Название	Длина, км	Ширина, м	Мощность торфов, м	Мощность песков, м	Среднее содержание, кар/м <sup>3</sup>
I-5-6	Никабыт	32	40–770		1,7–2,5	0,013–0,047
V-3-16	Сюнгоде	45	60–80		2,2	0,035
II-4-19	Улахан-Уэттях	14	20		1	0,65
II-5-19	Сололи	18	500		0,55–2,3	0,01–1,62
II-6-3	Тас-Эекит			0–8,2	0,5–8,0	0,014–4,33
III-3-14	Толуопка	19,5	1140		3,8	0,008
3. Мелкие						
III-1-27	Молодо-Унга-Анабыла	23,5	12		1,8	0,12–0,36
IV-2-14	Молодо-Горное		170–230		0,95	0,45
4. Мелкие россыпи, по которым отсутствуют						
IV-1-15	Хастах	42				0,01–0,03
V-3-4	Кюскюрдян	25				0,03–0,24
V-3-9	Тас-Кисилике	17				0,03–0,39
II-1-6	Беенчиме-верхнее					0,15–1,24
II-1-7	Куойка-верхняя					0,08–0,11
II-2-23	Беенчиме-нижнее					0,023–0,81
II-4-11	Лабыкталан					0,5–3,71
III-2-20	Молодо-Хангас-Анабыла	10	6		2,1	0,36–0,40
III-2-28	Молодо-Верховье	21	35		0,65	0,592

Пр и м е ч а н и е. Источники количественных оценок россыпей приведены в базе данных.

Прогнозные ресурсы, тыс. кар	Примечание
764,82	Ресурсы не апробированы, по данным точечного опробования выделяется шесть интервалов, с содержанием более 1 кар/м <sup>3</sup>
140,0	Ресурсы не апробированы
182,0	Ресурсы не апробированы
310,5	Ресурсы не апробированы
800,0	Ресурсы не апробированы
670,0	Ресурсы не апробированы
(менее 100 тыс. кар)	
60,9	Ресурсы не апробированы
27,61	Ресурсы не апробированы
данные по оценке прогнозных ресурсов	
	Ресурсы не апробированы
	Ресурсы не апробированы
	Ресурсы не апробированы
	Оценка прогнозных ресурсов не производилась
	Нет данных, ресурсы не апробированы
	Нет данных, ресурсы не апробированы

по запасам – ср. содержание – 0,74 кар/м<sup>3</sup>, объем торфов – 1127,42 тыс. м<sup>3</sup>, объем песков – 3893,12 тыс. м<sup>3</sup>, запасы алмазов – 2881,35 тыс. кар. В результате эксплуатационно-разведочных работ, проводимых в настоящее время ОАО «Нижне-Ленское», по месторождению р. Молодо составлено ТЭО постоянных разведочных кондиций, которые были оперативно утверждены (Протокол № 241-к ФГУ «ГКЗ» Роснедра от 30.05.2008 г.). На основе утвержденных параметров разведочных кондиций и по результатам работ были подсчитаны запасы по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub>, которые были утверждены ГКЗ (Протокол ГКЗ № 96 от 16.10.2008 г.). По состоянию на 1.01.2009 г. остаточные запасы месторождения при среднем содержании 0,72 кар/м<sup>3</sup>, учитываемые Государственным балансом, составляли: балансовые категории С<sub>1</sub> – 2498,4 тыс. кар, категории С<sub>2</sub> – 1256,8 тыс. кар, забалансовые – 285,5 тыс. кар, **кроме того, в спецотвалах учитывались балансовые запасы категории С<sub>1</sub> – 22,4 тыс. кар при содержании 0,659 кар/м<sup>3</sup>.** Таким образом, общее количество запасов категорий С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляло 4063,1 тыс. кар. **Кроме того, были оценены прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> в количестве 982,02 тыс. кар. Следует заметить, что судя по имеющимся данным, эти прогнозные ресурсы относятся к месторождению Верхнее Молодо (см. ниже).** По состоянию на 1.01.2010 г. остаточные запасы месторождения Молодо при средних содержаниях 0,69 и 0,8 кар/м<sup>3</sup>, учитываемые Государственным балансом, составляют: балансовые категории С<sub>1</sub> – 1742,2 тыс. кар и 485,6 тыс. кар, категории С<sub>2</sub> – 829,5 тыс. кар и 419,7 тыс. кар, **забалансовые – 94,7 тыс. кар и 188,8 тыс. кар; кроме того, в спецотвалах учитываются балансовые запасы категории С<sub>1</sub> – 22,4 тыс. кар (при содержании 0,66 кар/м<sup>3</sup>) и в песках на рудном складе Молодо балансовые запасы категории С<sub>1</sub> – 79,9 тыс. кар (при содержании 1,11 кар/м<sup>3</sup>).** Таким образом, общее количество остаточных запасов категорий С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> по состоянию на 1.01.2010 г. составляет 3862,8 тыс. кар. По данным Госбаланса, с 1994 по 2008 г. на месторождении было добыто 1429,8 тыс. м<sup>3</sup> песков с запасами 1377,1 тыс. кар. Таким образом, общее количество отработанных и остаточных запасов составляет 5239,9 тыс. кар, что соответствует крупному месторождению (более 5000 тыс. кар).

Месторождение Верхнее Молодо (IV-3-10) расположено выше по течению р. Молодо в поле развития отложений кембрия. На месторождении с 1996 г. ведутся разведочные работы – шурфовка с валовым опробованием (ОАО «Нижне-Ленское»). В настоящее время на россыпи ведутся работы по проекту на производство разведочных работ по участку Верхнее Молодо россыпи р. Молодо в интервале горных линий № 479–768 на 2005–2011 гг. (г. р. № 45-05-86/5). В результате проведения данных работ ожидается уточнение геологического строения россыпи, предполагается подсчет запасов алмазов по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> в количестве порядка 750 тыс. кар, а также оценка прогнозных ресурсов руслового аллювия на флангах россыпи, отложений высоких пойм и террасовых уровней по категории Р<sub>2</sub> с возможным подсчетом запасов по категориям С<sub>1</sub> и С<sub>2</sub> в случаях выявления кондиционных участков в пределах этих уровней. Протяженность россыпи – около 42 км, в пределах этого интервала оконтурено несколько промышленных участков. Мощность продуктивных галечников в русле составляет 1,4 м, на

косах и низкой пойме – 2,18 м. Средняя мощность продуктивного пласта 1,16 м (0,4–2,9 м). Характерной особенностью является наличие в головках отдельных кос подвешенного плотика на глубине 0,4–0,5 м, представленного линзами (прослоями) суглинков в галечниках. Как и на россыпи Молодо, алмазоносным является весь комплекс аллювиальных отложений, но основные запасы вмещают отложения русла, кос, низкой и высокой поймы. В пределах высокой поймы максимальные содержания достигают 3,72 и 2,12 кар/м<sup>3</sup>, запасы алмазов в отложениях высокой поймы составляют 56% от общего количества. Содержания на плесах – 0,3 кар/м<sup>3</sup>, на перекатах – 0,24 кар/м<sup>3</sup>. Средние содержания высокие – 1,19 кар/м<sup>3</sup>. Максимальное содержание при мелкообъемном опробовании – 17,5 кар/м<sup>3</sup>, по валовому опробованию – 7,58 кар/м<sup>3</sup> [24ф, 28ф]. Средний вес одного кристалла – 19,5 мг, преобладают в количественном отношении алмазы класса –2+1 мм (59,8%). Процентное содержание ламинарных кристаллов – 33,5%, округлые алмазы в сумме составляют 37,8% (в том числе уральского типа – 20%, жильного типа – 17,8%), сумма алмазов V и VII разновидностей составляет 9,2%, присутствуют также единичные кристаллы II, III, IV и VIII разновидностей. Выход ювелирных камней – 28,8% (1-я категория), 15,9% (2-я категория) [28ф]. Апробированные прогнозные ресурсы алмазов категории P<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2009 г., оцененные по участку Верхнее Молодо, составляют 0,98 млн карат (Протокол № 2 заседания Ученого Совета ЦНИГРИ от 18.03.2009 г.). При этом 95,2% от всего количества ресурсов находится в пределах террасовой россыпи, остальная часть (4,8%) приходится на долю русловой россыпи; 712,6 тыс. кар из общего количества получены в результате разведочных работ в пределах лицензии ЯКУ № 01908 КП, еще 269,4 тыс. кар добавлено в результате разведочных работ в пределах контура лицензии ЯКУ № 01935 КП. Данные ресурсы учтены Республиканским балансом запасов перспективных объектов алмазов Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2010 г. В пределах россыпи известны отдельные шлиховые пробы, содержащие до 28 знаков золота – 16 км ниже устья р. Далдын [62], кроме того, в 1997 г. был найден самородок золота размером 8×6×1,5 мм и весом 0,43 г [228].

Россыпь р. Моторчуна (VI-2-6) локализована в долине нижнего и среднего течения реки. Алмазоносность аллювия р. Моторчуна была установлена в 1955–1956 гг. Первые находки алмазов в верхнем течении р. Моторчуна сделаны геологами Яральинской экспедиции НИИГА [213]. В 1957 г. алмазы были найдены также геологами Амакинской ГРЭ [32ф]. Повышенные содержания алмазов в русле нижнего и среднего течения р. Моторчуна, впервые обнаружены в 1960 г. [77ф]. В итоге алмазоносность была установлена на отрезке 67 км. В 1976–1977 гг. были проведены ревизионные опробовательские работы [80ф], а в 1982 г. проведены детальные поиски [88ф]. В 1998–1999 гг. в районе Оттохской Петли поисково-ревизионные работы проводило ОАО «Нижне-Ленское». Поисково-ревизионными работами был охвачен интервал протяженностью 50 км, 2 км выше руч. Савка до устья руч. Онгкучах-Юрях. Были выявлены четыре участка повышенной алмазоносности, на которых была произведена оценка прогнозных

ресурсов. Промышленная россыпь расположена на 23-километровом отрезке р. Моторчуна. Разведана 20 шурфовочными линиями. Ширина россыпи 139,8 м (средняя от 74 до 165 м). Мощность галечников – 1,38 м (до 5 м). В долине р. Моторчуна развит комплекс из пяти надпойменных террас. Основные запасы алмазов сосредоточены в отложениях русла, кос и низкой поймы. Распределение алмазов в теле россыпи неравномерное. Содержание алмазов в пробах колеблется от 0,01 до 1,05 кар/м<sup>3</sup>. Среднее содержание – 0,13 кар/м<sup>3</sup>. Выделяются несколько участков с содержанием 1,1–2,8 кар/м<sup>3</sup> (до 8,55 кар/м<sup>3</sup>). Установлена общая тенденция уменьшения содержания алмазов от флангов.

В россыпи преобладают по весу алмазы классов –4+2; –2+1 мм. Обогащенность аллювия алмазами обусловлена неотектоническим режимом реки и не зависит от гранулометрии кристаллов. Отмечается обратная зависимость между мощностью аллювия и содержанием. Рельеф платика слабovolнистый, сложен монолитными карбонатными породами, не имеющими тенденции к карстообразованию. Наиболее обогащенные струи приурочены к стрежневой части русла, где аллювий сложен наиболее крупным обломочным материалом. Первоначальная оценка прогнозных ресурсов, по результатам поисковых работ – 440 тыс. кар при среднем содержании 0,34 кар/м<sup>3</sup>. Государственным балансом по состоянию на 1.01.2010 г. учтены запасы категории С<sub>1</sub> – 56 тыс. кар, категории С<sub>2</sub> – 50,7 тыс. кар, всего С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> – 106,7 тыс. кар, при среднем содержании 0,675 кар/м<sup>3</sup> (Протокол РКЗ № 620 от 28.10.2002 г.). Республиканским балансом перспективных объектов алмазов Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2010 г. учтено 354 тыс. кар по категории Р<sub>1</sub> при среднем содержании 0,36 кар/м<sup>3</sup> и объеме песков 975 тыс. м<sup>3</sup> (Протокол РКЗ № 620 от 28.10.2002 г.). Месторождение находится в Государственном резерве.

Возможность расширения сырьевой базы промышленности в бассейне р. Моторчуна значительно ограничена. По своим параметрам, условиям залегания, степени выдержанности продуктивного пласта и равномерности в нем полезного компонента, россыпь Моторчуна является крупной по протяжению, сравнительно выдержанной с неравномерным распределением алмазов. Маловероятно, что подобные россыпи с малыми запасами алмазов будут разрабатываться как самостоятельное месторождение. Тем не менее, по состоянию на конец 2009 г. россыпь Моторчуна отнесена к стратегически значимым месторождениям России.

Также к категории промышленных отнесено россыпное месторождение р. Далдын (IV-2-13). Россыпь прослежена на расстояние около 70 км от устья и выше впадения притока руч. Ырас-Юрях (от устья до впадения р. Ырас-Юрях – 54 км). Работами АмГРЭ в 1961–1962 гг. проведено мелкообъемное опробование и пройдены девять горных линий (шурфы) через 2,7–12,8 км. Установлена низкая алмазоносность аллювия. Еще 14 горных линий геологами той же экспедиции через 0,4–4,3 км пройдены в 1979–1984 гг., расстояние между шурфами составило по руслу, косам и низкой пойме – 10 м, по высокой пойме – 40 м, по террасам – 80–160 м. При поисково-ревизионных работах 1997–1998 гг. геологами ОАО «Нижне-Ленское» выделено несколько ловушек с возможными запасами в первые

сотни карат при средних содержаниях 1–2 кар/м<sup>3</sup>. В результате пересчета запасов большая часть россыпи переведена в разряд потенциально-промышленных месторождений.

В 2006 г. в нижнем течении р. Далдын силами геологов ОАО «Нижне-Ленское» проведены разведочные работы, по итогам которых потенциал запасов и ресурсов алмазов был повышен в 3,5 раза [90]. Мощность аллювия на II надпойменной террасе составляет 8–14,4 м (средняя – 10,8 м), русловой фации – 3 м. Терраса эрозионно-аккумулятивная, прослеживается фрагментарно, наиболее крупный фрагмент в устье р. Чорбох – 3×0,5 км. Содержание не превышает 0,34 кар/м<sup>3</sup>. Мощность аллювия на I надпойменной террасе – 1,8–15,9 м, русловой фации – 0,2–6 м (средняя – 2–3 м). Терраса эрозионно-аккумулятивная, прослеживается фрагментарно, участками по обоим бортам долины – 1,5×0,6 км. Содержание не превышает 0,24 кар/м<sup>3</sup>. Мощность аллювия на высокой пойме – 5,6–7,4 м, русловой фации – 2,7–3,6 м. Ширина высокой поймы в нижнем течении – 250–300 м, в среднем – 750–800 м, в верховье – менее 400 м, прослеживается на всем протяжении.

Устойчивая алмазность установлена в более чем 50 % отобранных проб. Максимальные содержания достигают 0,99 и 0,81 кар/м<sup>3</sup>. Мощность аллювия в русловой части (включая низкую пойму и косы) от 0,2–0,3 м до 6–7 м. Устойчивая алмазность установлена в более чем 65 % отобранных проб. В мелкообъемных пробах содержание достигало 1,48 кар/м<sup>3</sup>. Максимальные содержания по шурфам составили по руслу и косам – 0,7 и 0,72 кар/м<sup>3</sup>, по низкой пойме – 0,32–0,35 кар/м<sup>3</sup>. Максимальный вес одного кристалла составляет 1370,7 мг. Отложения легкообогатимые. Во всех классах крупности преобладают ламинарные кристаллы I разновидности (52,4%). Содержание типоморфных для россыпей северо-востока Сибирской платформы алмазов V и VII разновидностей низкое (7,3%), присутствуют желто-оранжевые кристаллы II-ой разновидности (2,7%). Характерно низкое содержание двойников и сростков (21%), высокая степень прозрачности, высокое содержание камней «чистой воды» (7,1%), малое количество окрашенных алмазов (41,1%). Выход ювелирных камней в классе –8+2 – 47% (1-я категория), 17% (2-я категория), в классе –2+0,5 – 24% (1-я категория), 25% (2-я категория). Стоимость алмазного сырья россыпи Далдын самая высокая в Якутии – 159 долл/кар [28ф]. Республиканским балансом запасов перспективных объектов алмазов Республики Саха (Якутия) по состоянию на 1.01.2010 г. учтены оперативно подсчитанные балансовые запасы категории С<sub>1</sub> – 33,3 тыс. кар, категории С<sub>2</sub> – 563,6 тыс. кар, забалансовые категории С<sub>2</sub> – 3,54 тыс. кар. (Протокол НТС № 181 от 25.12.2006 г.). Ученные прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> ранее оценивались в количестве 719 тыс. кар при среднем содержании 0,37 кар/м<sup>3</sup> (Протокол № 620 от 28.10.2002 г.). В результате проведенных ОАО «Нижне-Ленское» работ в нижнем течении р. Далдын (отрезок 16 км) 620,7 тыс. кар было отнесено к балансовым ресурсам категории Р<sub>1</sub>, а 64,7 тыс. кар к забалансовым (Протокол НТС № 181 от 25.12.2006 г.). Ученные прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> флангов россыпи р. Далдын (с непромышленными россыпями притоков Чорбох и Ырас-Юрях) оценены

в 1180,2 тыс. кар – балансовые, и 866,7 тыс. кар – забалансовые (Протокол НТС № 181 от 25.12.2006 г.).

Основные характеристики остальных, непромышленных россыпей, показанных на карте полезных ископаемых, приведены в табл. 29.

Следует отметить, что противоречивость и неоднозначность оценок прогнозных ресурсов алмазов в современных россыпях территории листа R-51 – Джарджан (в том числе и утвержденных протоколами различных организаций), как нельзя точно характеризует общую ситуацию с прогнозными ресурсами на всей территории РФ: отсутствие легитимного понятия прогнозных ресурсов, несовершенство законодательной базы в части предоставления собственной информации частными недропользователями, в том числе работающими на участках недр федерального значения, отсутствие разграничения ответственности разноразрядных федеральных организаций за апробацию разных категорий прогнозных ресурсов и т. д.

*Формация алмазоносных конгломератов.* На КПИ к данной формации отнесены объекты в древних отложениях и проиндексированные как  $d_1 C_1$ ,  $d_1 T_{3n}$  и т. д. Наиболее важными из них являются крупные потенциально-промышленные погребенные россыпи в прибрежно-морских отложениях верхнего триаса и, возможно, нижнего карбона.

Результаты по изучению алмазоносности верхнетриасовых отложений, полученные в последние годы геологами ОАО «Нижне-Ленское» и озвученные в докладе С. А. Граханова и др. на конференции, посвященной 100-летию И. С. Рожкова и Ю. Н. Трушкова, прошедшей в октябре 2008 г. в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) [91, 92], позволили выделить принципиально новый для изученной территории тип потенциально-промышленных россыпных месторождений алмаза – погребенные россыпи прибрежно-морского генезиса (литоральный генетический тип, формация алмазоносных конгломератов), залегающие на обширной территории и обладающие огромным ресурсным потенциалом. Алмазоносными являются горизонтально залегающие базальные конгломераты и галечники (0,05–0,8 м) в основании (верхний триас, рэт) кыринской свиты, с размывом залегающие на песчаниках пастахской свиты нижнего триаса. Ширина полосы их распространения в пределах современного эрозионного среза четвертичных долин составляет не менее 10–15 км. Продуктивные образования фиксируются целым рядом находок алмазов в бассейне р. Келимяр (I-4-3, 6; I-5-8, 9, 10; I-6-4, 6, 16). Впервые алмазоносность рэтских отложений, выделенных тогда же в булунканскую свиту, была установлена геологами ПГО «Аэрогеология» [17ф]. Алмазы были обнаружены на четырех участках, при этом общий объем опробования составил более 50 м<sup>3</sup>, было обнаружено 32 кристалла алмаза. По полученным результатам авторами была сделана первая оценка прогнозных ресурсов алмазов, которая составила на участке Западный, расположенном западнее 124° в. д. ( $S = 250 \text{ км}^2$ ) – 1,875 млн кар; на участке Восточный, расположенном восточнее 124° в. д. ( $S = 600 \text{ км}^2$ ) – 7,5 млн кар, при максимальном содержании 0,28 кар/м<sup>3</sup>. Ресурсы не были апробированы. За пределами прогнозируемого контура на двух участках позже было найдено еще по одному кристаллу алмаза [16ф]. Таким образом, алмазоносность рэтских отложений была установлена практически на всем протяжении их

выходов вдоль р. Келимяр, а с учетом находки одного кристалла в нижнем течении р. Хотугу-Эекит в одновозрастных отложениях, выделенных в хотугинскую свиту [38ф], еще южнее на расстоянии в целом более 300 км. Перспективность булунканской свиты на выявление погребенных россыпей алмазов была особо подчеркнута в материалах прошедшего в 2002 г. в Санкт-Петербурге Третьего межведомственного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России [271]. Под названием «Водораздельные галечники» россыпь была отражена на мелкомасштабных металлогенических картах России, подготовленных в 2005 г. и в 2008 г. во ВСЕГЕИ [249а, 249б]. Надо отметить, что данное название, по нашему мнению, является некорректным, так как широко известная и выявленная в 1955 г. россыпь «Водораздельные Галечники» расположена на левобережье р. Ирелях, в непосредственной близости от кимберлитовой трубки Мир [90].

В результате валового опробования рэтских конгломератов на междуречье Келимяр–Никабыт, проведенного геологами ОАО «Нижне-Ленское» в 2006–2007 гг. на двух ранее опробованных участках было извлечено 198 алмазов, общий объем опробования составил 47,5 м<sup>3</sup>. Содержание алмазов составило 0,91 и 0,57 кар/м<sup>3</sup>, при максимальных значениях по рядовым пробам до 2,3 кар/м<sup>3</sup>. Сделанный геологами ОАО «Нижне-Ленское» подсчет ресурсов позволил определить прогнозный потенциал алмазов рэтской россыпи, превышавший, по расчетам авторов, таковой всех известных россыпей северо-востока Сибирской платформы, который в свою очередь оценивался более чем в 67 млн кар. [98ф]. В 2010 г. объект был поставлен на учет НТС ЦНИГРИ и ресурсы по нему были приняты в количестве 61 млн кар по категории Р<sub>2</sub>. Полученные параметры выдвинули данный объект в разряд перспективных для геологоразведочных работ и последующего промышленного освоения.

Коллекции алмазов из рэтских отложений, собранные геологами ОАО «Нижне-Ленское», были изучены И. Н. Богуш, А. Н. Липашовой (ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА, г. Мирный), а минералов-индикаторов кимберлитов – В. П. Афанасьевым (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Среди кристаллов рэтской россыпи установлены индивиды I (октаэдры, переходные формы, ромбододекаэдры, куб), V и VII разновидностей, а также единичные находки алмазов II и IV разновидностей, по Ю. Л. Орлову. В исследованных коллекциях алмазов из рэтских россыпей доминируют кристаллы с концентрацией примесного азота более 400 at.ppm. Доля кристаллов с концентрацией до 25 at.ppm («безазотных») незначительна – менее 1%. Усредненное содержание примеси азота в агрегированной B-форме составляет около 31%. Распределение по содержанию азота в B-форме характеризуется широким максимумом на 20–40%. В спектрах свыше 10% алмазов не регистрируется полоса поглощения на 1360–1380 см<sup>-1</sup>. При этом большая часть кристаллов обогащена пластинчатыми образованиями, на что указывают повышенные коэффициенты поглощения В2-центров (более 6,6 см<sup>-1</sup>). Содержания примеси водорода в алмазах малые, коэффициенты поглощения узких линий на 3107 см<sup>-1</sup> обычно не превышают 3 см<sup>-1</sup> (в среднем около 1 см<sup>-1</sup>). Исследованные методом ИК-спектроскопии

октаэдры и кристаллы переходных форм I разновидности характеризуются концентрацией азота менее 400 at.ppm, только индивиды переходных форм с занозистой штриховкой имеют повышенные концентрации этой примеси (около 800 at.ppm). Округлые и ламинарные ромбододекаэдры в своем большинстве высокоазотистые, у единичных кристаллов концентрация азота – менее 400 at.ppm. Агрегация азота у преобладающей части кристаллов – от 20 до 50%, но у 14% алмазов этого габитуса азота в *B*-форме более 50%. Минералогический состав продуктивных конгломератов рэтского яруса довольно однообразный. При крайне низком выходе тяжелой фракции в шлиховых пробах встречаются редкие зерна альмандина, ильменита, магнетита и циркона. Из минералов-индикаторов кимберлитов в продуктивном горизонте рэтского яруса в низких концентрациях встречаются пиропы, хромшпинелиды и трубочные цирконы. При промывке шлиховых проб объемом 20 л за частую пиропы не фиксируются. В среднем, при находке одного алмаза можно найти не более десяти пиропов. Содержание пиропов в 1 м<sup>3</sup> конгломератов не превышает 30–35 шт. Пиропы из рэтских базальных горизонтов выделяются своей повышенной крупностью, тем самым отличаясь от таковых из кимберлитов и соответственно россыпей ближнего сноса. Среди пиропов преобладают красновато-фиолетовые разности (85,2%), реже встречаются красные (7,8%) и оранжевые (7,0%) зерна. По форме доминируют округлые (78,1%) и угловато-округлые (13,2%) зерна. Изредка встречаются пиропы с реликтами ромбододекаэдрической огранки (7,2%) или кубоидной (1,5%) формы. Пиропы интенсивно корродированы. Господствуют дислокационный (83,5%) и пирамидально-черепитчатый (16,5%) типы коррозии. Пиропы из базального горизонта рэтского яруса имеют высокую степень износа от средней до сильной, это объясняет полное отсутствие пикроильменита, который был полностью уничтожен в ходе эволюции россыпи. Исследования химического состава пиропов из рэтского яруса на электронном микроанализаторе показало преобладание лерцолитовых разностей, кноррингит-пиропы дунитового парагенезиса составляют первые проценты от общего количества исследованных гранатов.

Определенными потенциально-промышленными перспективами обладают также россыпи алмазов в отложениях нижнего карбона, развитые по бортам Кютюнгинского грабена. Они фиксируются находками алмазов (III-3-8, 10). Алмазоносными являются горизонтально залегающие литифицированные базальные конгломераты и гравелиты прибрежно-морского генезиса в основании нуччаюрягинской свиты (нижний карбон, турне), залегающие с размывом на отложениях верхнего кембрия. В северном борту грабена на двух участках (Угюс-Юрюе, Харыялах) пройдены канавы, шурфы, проведено бурение, проведен большой комплекс точечного опробования [83ф, 8ф, 9ф]. На участке Угюс-Юрюе всего в ходе различных работ было извлечено 219 кристаллов алмаза общим весом 6,684 карат, при явном большинстве фракции –2+1 мм. Мощность базальных грубообломочных отложений варьирует от 3–4 до 16 м. Средняя мощность продуктивного горизонта – 5,2 м. Среднее содержание (0,065 кар/м<sup>3</sup>) рассчитывалось по 18 наиболее представительным пробам общим объемом

87,67 м<sup>3</sup> и суммарным весом извлеченных алмазов 5,715 карат. На расположенном рядом участке Харыялах всего в ходе различных работ было извлечено 314 кристаллов алмаза общим весом 12,075 карат. На обоих участках преобладают прозрачные алмазы I разновидности (88%), реже встречаются алмазы IV и VIII разновидностей. Средний вес одного кристалла – 5,6 мг, характерна высокая степень прозрачности и высокое качество алмазного сырья. Характерно высокое содержание высокохромистых пиропов алмазной ассоциации. Потенциал нижекаменноугольных россыпей может быть значительно повышен за счет применения принципиально иной схемы обогащения. Содержания по отдельным пробам с участка Угюс-Юрюе, подвергнутым химическому растворению (0,31–1,62 кар/м<sup>3</sup>), на порядок превышают содержания по пробам, подвергнутым механическому дроблению (0,01–0,08 кар/м<sup>3</sup>). Выполненные нами расчеты прогнозных ресурсов категории P<sub>3</sub> на участке Угюс-Юрюе на площади 5,73 км<sup>2</sup> оценены в 0,4 млн кар. Прогнозные ресурсы на участке Харыялах при среднем содержании 0,065 кар/м<sup>3</sup> и мощности продуктивного горизонта 5,2 м оценены по категории P<sub>3</sub> в 17,4 млн кар на площади 51 460 м<sup>2</sup> [83ф, 8ф, 9ф]. Принимая фактические содержания алмазов на участке по отдельным пробам (среднее содержание 0,034 кар/м<sup>3</sup>), ресурсы участка Харыялах (площадь 72 км<sup>2</sup>) составят 9,1 млн кар. Расчеты ресурсов для обоих участков приведены в паспортах.

Шлиховые ореолы, потоки и многочисленные одиночные находки алмазов установлены в отложениях среднего карбона–нижней перми, нижней–средней перми, верхнего триаса, нижней и верхней юры, неогена, а также в четвертичных и современных отложениях. Полные характеристики этих объектов приведены в базе данных.

В отложениях среднего карбона–нижней перми (далдынская свита) и нижней–средней перми (булбарангдинская свита) известно три шлиховых ореола (III-2-31, III-3-25, IV-3-26) и ряд точек с одиночными находками кристаллов алмазов (III-3-14, 20; IV-3-2).

Комплексный шлиховой ореол в верхнем течении руч. Малка (III-2-33) приурочен к отложениям далдынской свиты. Здесь при мелкообъемном опробовании рыхлых гравийно-галечных отложений в одной из шести проб был обнаружен один кристалл алмаза весом 4,5 мг [50ф]. Содержание в пробе составило 0,023 кар/м<sup>3</sup>. Еще один кристалл алмаза обнаружен в шлиховой шламовой пробе из скважины [68ф]. Обломок кристалла с механическим сколом, без трещин, октаэдрического габитуса с блоковой скульптурой, с механическим износом типа «выкрашивания», в ультрафиолетовых лучах светится ярко-голубым цветом. По мнению В. И. Коптиля [138], данный алмаз является обломком более крупного высокосортного кристалла из класса –8+4 мм с массой не менее 1–2 карат. По своим типоморфным признакам кристалл является типичным для ассоциации алмазов «кютюнгинского» типа. Позже [86ф] на участке были пройдены восемь скважин, 39 шурфов. Галечники нижней перми вскрыты 11 шурфами. В одной из проб обнаружен один алмаз (9,6 мг), на обогатительной фабрике с поддона по восьми шурфам извлечены еще 16 кристаллов класса –1 мм общим весом 3,8 мг. Галечники среднего карбона вскрыты 22 шурфами,

отобрано 49 проб. В 12 пробах извлечено 17 алмазов общим весом 291,4 мг (средний вес одного кристалла составил 17,1 мг).

Максимальные содержания в двух пробах составили соответственно 0,128 и 0,156 кар/м<sup>3</sup>. Вес самого крупного алмаза в одной из проб составил 60 мг. Позже на обогатительной фабрике с поддона четырех проб извлечено еще 13 кристаллов класса –1 мм общим весом 2,3 мг. Коры выветривания вскрыты 21 шурфом, отобрано 25 проб. На обогатительной фабрике с поддона трех проб было извлечено еще восемь кристаллов класса –1 мм общим весом 1 мг. Авторами отчета [86ф] высказано предположение, что на фабрике могло произойти заражение всех проб алмазами класса –1 мм. Величина алмазов –4+0,5 мм колеблется в значительных пределах: от мелких массой 0,3 мг до довольно крупных камней 60,0 мг. По количеству преобладают кристаллы –2+1 мм (45,5%). Наиболее продуктивным по массе является класс –4+2 (70,7%). Средний вес одного кристалла является довольно высоким и равен 14,3 мг. Он в 2,5 раза выше, чем в нижнекарбонových проявлениях. Содержание алмазов не превышает 0,156 кар/м<sup>3</sup>. По своим типоморфным особенностям алмазы из верхнепалеозойских отложений ореола в верхнем течении руч. Малка близки к кристаллам «кютюнгинского» типа из отложений нижнего карбона проявления Угюс-Юрюе, отличаясь более высокой степенью сохранности и более высокой крупностью.

В пределах ореола участка Лунный (III-3-25) из грубообломочных отложений были извлечены 13 кристаллов алмаза, в том числе 6 шт. (24,2 мг) из отложений среднего карбона и 7 шт. (45,3 мг) из отложений нижней перми. Величина кристаллов колеблется от мелких массой 0,2 мг до довольно крупных камней массой 19,3 мг.

Из точек, где в пермских отложениях были найдены одиночные кристаллы алмаза, заслуживает внимания точка в верхнем течении р. Муогдан (III-3-20). Здесь были найдены три крупных кристалла алмаза общим весом 254,8 мг [39ф].

Одиночные находки кристаллов алмаза в базальных горизонтах верхнетриасовых отложений кыринской свиты известны в верхнем течении р. Бур (I-2-8), в притоках р. Келимяр (булунканская пачка, рэт) – руч. Мэнэ (I-6-6), Нею (I-6-16) и в руч. Хотугу-Эекит (III-5-5). В связи с потенциально-промышленной значимостью россыпи I-5-3 все данные находки требуют дополнительного изучения.

Одиночные находки алмазов в отложениях нижней юры известны в четырех пунктах (IV-3-19, IV-4-22, V-1-5, V-3-6) и одном ореоле (V-3-8). Они все обладают примерно одинаковыми характеристиками. Так, по правому борту р. Кюскюрдя в 12,5, 20, 21 и 23,5 км ниже устья руч. Чуостах-Юрях (V-3-6) в пробах из базальных конгломератов нижней юры обнаружены восемь кристаллов алмаза общим весом 127 мг. Содержание составило 0,07, 0,08 и 0,55 кар/м<sup>3</sup>. Мощность линз конгломератов колеблется от 0,2 до 1,5 м, протяженность от 1–2 м до нескольких десятков метров. Алмазы представлены кристаллами ромбододекаэдрического габитуса. Встречены переходные габитусы от октаэдра к ромбододекаэдру. Часть алмазов представлена двойниками и сростками. Алмазы имеют включения, ожелезнены,

не несут следов механического износа [74ф]. В бассейне р. Харыялах на отрезке 8 км выше устья руч. Аччыгый-Харыялах и до устья (V-3-8) помимо 13 кристаллов алмаза общим весом 126 мг из отложений нижней юры, еще пять кристаллов были обнаружены в аллювии водотоков, дренирующих данные конгломераты [68ф], что позволило объединить данные находки в шлиховой ореол. Всего в нижнеюрских отложениях было обнаружено более 30 кристаллов алмаза. Нижнеюрские внутриформационные алмазоносные галечники и конгломераты левобережья рек Молодо и Сянгюде являются прибрежно-морскими отложениями дельтового типа. Им свойственно линзовидное залегание, невыдержанность разреза по латерали и вертикали, слоистость, характерная для дельт. Формирование галечников происходило за счет разрушения пород Куойско-Далдынского поднятия [250, 251, 253].

К базальным конгломератам верхней юры (чонокская свита) приурочены семь шлиховых ореолов алмаза (IV-4-26, V-4-2, 3, 5, 8, 10, 11) и две точки с одиночными находками (VI-4-2, 3). Наиболее характерный ореол локализован в верхнем течении руч. Керюк (IV-4-26). Здесь в четырех пробах из базальных конгломератов чонокской свиты, и в 13 пробах из современного аллювия ручьев, дренирующих отложения свиты, обнаружены алмазы – шесть (вес – 77,9 мг) и 35 (вес – 272,1 мг) кристаллов соответственно. Среднее содержание в верхнеюрских отложениях составило 0,012 кар/м<sup>3</sup> (0,006–0,20 кар/м<sup>3</sup>). Среднее содержание в современных отложениях составило 0,11 кар/м<sup>3</sup> [73ф, 23ф, 4ф]. Максимальное содержание в остальных ореолах достигает 0,3 кар/м<sup>3</sup>. Протяженность выходов верхнеюрских конгломератов с установленной алмазоносностью составляет 70 км по рекам Огоннер-Юряге, Сасаранган, Бычыкы, Суордах, Керюк, Улахан-Орусуока. Мощность базальных горизонтов меняется от 0,17 до 1,1 м. Размер обломков в конгломератах – от гравия и мелкой гальки до валунов 12–15 см. Сортировка крупнообломочного материала в конгломератах крайне низкая на юге и хорошая на севере (р. Керюк), где преобладает галька размером 1–3 см и крупный гравий. В бассейнах рек Огоннер-Юряге, Ортех, Сасаранган в составе галек установлены песчаники, кремни, окремненные известняки, белые опоковидные породы, кварцитовидные песчаники, кварциты, алевриты, халцедон, яшма, кварц, долерит. Севернее названных рек в составе гальки резко преобладают кремни и пестрые известняки, возрастает количество опоковидных пород. Цемент (50–60, иногда 90%) конгломератов представлен грубо- и крупнозернистыми песчаниками с известковым и фосфатным цементом. Среди алмазов верхнеюрского коллектора типично округлые алмазы «уральского» («бразильского») типа составляют 31,6%, суммарное содержание ламинарных кристаллов чуть меньше – 27,2%, характерно заметное (до 13,6%) содержание кристаллов VII разновидности, по Ю. Л. Орлову, и присутствие желто-оранжевых кубооктаэдров II разновидности, типоморфных лишь для россыпей северо-востока Сибирской платформы.

В ряду находок кристаллов алмаза в отложениях верхней(?) или средней юры несколько обособленно приводятся сведения о находке алмаза в базальных конгломератах в верхнем течении р. Еврашка-Сяне (III-5-15).

Один кристалл алмаза класса  $-2+0.5$  мм весом 12 мг (по другим данным – 1,5 мг) был обнаружен при промывке мелкообъемной пробы № 9 (2,14 м<sup>3</sup> в плотном теле). Мощность опробованных конгломератов составила 0,2–0,3 м, содержание составило 0,03 кар/м<sup>3</sup>. Слабо измененные пиропы оранжевого и фиолетового цветов отмечены в количестве 10–15 зерен на 10 л [75ф].

В отложениях неогена известно пять точек, где были обнаружены алмазы (I-5-4, 5, 6; IV-4-16, VI-3-1). В северной части площади на водоразделе рек Келимяр и Никабыт в отложениях, условно отнесенных к табагинской свите, в трех точках (I-5-4, 5, 6) обнаружены три кристалла карбонадо [61ф] и один кристалл алмаза, характеристики которого не приводятся. В южной части площади наиболее интересна точка на левобережье р. Сянгюде (VI-3-1). Здесь в нерасчлененных при опробовании отложениях неоген-среднечетвертичного возраста были обнаружены девять кристаллов алмаза общим весом 62,6 мг. Содержание составило 0,16 кар/м<sup>3</sup>. В долине р. Муогдан в неоген-среднечетвертичных осадках в пробе объемом 0,21 м<sup>3</sup> зафиксирована алмазность 2,45 кар/м<sup>3</sup> [383ф, 28ф]. Алмазность приурочена к галечникам плиоценового возраста, залегающим на породах юры. «Водораздельные» галечники сохранились на останцах с абс. отм. от 220 до 120 м (140–160 м и 180–220 м). Мощность галечников колеблется в пределах от 0,5 до 4–6 м. Алмазы находятся в ассоциации с изношенными кимберлитовыми минералами. Алмазы мелкие, низкосортные [76ф].

Шлиховые ореолы, потоки и единичные находки алмазов в четвертичных террасовых и современных отложениях русла и поймы известны по многим водотокам практически по всей площади работ. Интерес с поисковой точки зрения представляют находки крупных алмазов, ураганные содержания, находки алмазов в мелких водотоках на флангах известных россыпей и прочие примечательные факты. Исходя из опыта работ Амакинской экспедиции, находки крупных алмазов в аллювии водотоков с неустановленной или низкой алмазностью свидетельствуют о слабой изученности объекта. С этой точки зрения примечательна находка кристалла весом 2,38 карат в верхнем течении р. Хатыспыт (II-4-7) [8ф] или кристалла весом 369,6 мг в верхнем течении р. Тас-Сололу (I-3-11) [8ф]. Ураганные содержания в отдельных пробах (2,41 и 3,65 кар/м<sup>3</sup>) известны в нижнем течении р. Тит-Юряге (IV-4-9) [75ф]. На фланге россыпи Келимяр, в руч. Булункан-Юряге в отдельной пробе содержание превышает 5 кар/м<sup>3</sup> [61ф]. Из категории примечательных фактов интересны находки кристаллов карбонадо в нижнем течении правого притока р. Оленек – р. Толуопка-Юряге (шлиховой ореол I-4-15), в верхнем течении р. Куччугуй-Уэттях (II-4-8) и нижнем течении руч. Нучча-Юряге (III-3-6). Эти находки карбонадо наиболее удаленные из известных от предполагаемого источника – Попигайской астроблемы, причем в шлиховом ореоле I-4-16 в одной пробе было обнаружено 11 кристаллов карбонадо общим весом 68,9 мг, содержание на пробу составило 0,48 кар/м<sup>3</sup> [60ф]. Определенный интерес с поисковой точки зрения представляет шлиховой ореол алмазов в бассейне ручьев Элитибие и Куччугуй-Элитибие (III-6-4) [37ф], сопровождающийся ореолом неизношенных минералов-индикаторов кимберлитов.

Шлиховые ореолы минералов-спутников алмаза (или минералов-индикаторов кимберлитов), как правило, сопровождают ореолы алмазов, но и часто образуют собственные, и в этом отношении наиболее интересны ореолы, содержащие неизношенные или слабо изношенные минералы. Это ореолы в верхнем течении р. Моторчуна, в нижнем течении р. Муна, в центральной части Куойкско-Молодинского кимберлитового поля и в пределах Хорбусуонского кимберлитового поля. По геолого-структурному положению все ореолы распадаются на несколько групп. Выделяется группа ореолов в поле развития кембрийских отложений, которые связаны как с денудацией известных кимберлитовых тел, так и с предполагаемыми еще не обнаруженными кимберлитовыми телами, перекрытыми маломощным чехлом элювиальных образований. Другая группа ореолов локализована в поле развития пермских и юрских отложений, и связана, как правило, с размывом их базальных горизонтов. Интересны с поисковой точки зрения минералы-индикаторы кимберлитов в алмазоносных шлиховых ореолах в каменноугольно-пермских отложениях (Ш-2-33, Ш-3-27), где они представлены зернами I и II классов сохранности, что свидетельствует в совокупности с пиропами алмазной ассоциации о потенциальной алмазоносности прогнозируемых кимберлитовых тел. Часть других ореолов этой группы, развитых в поле развития юрских отложений, как правило, связана с размывом древних россыпей и ореолов, но в отдельных случаях свидетельствует о возможном близповерхностном залегании нескрытых кимберлитовых тел. Наиболее ярким примером служит шлиховой ореол на водоразделе рек Буор-Экит и Элиетибие (Ш-6-1). Пиропы (до 137 зерен на пробу) обнаружены в 12 шлихах, отобранных из русла правого притока р. Буор-Экит (руч. Спутниковый). Зерна пироба довольно крупные (до  $2 \times 1,5$  мм). Сохранность зерен высокая – I класс сохранности (до 33,7%), II класс сохранности (до 20%). По заключению Н. П. Похиленко, эти пиропы характерны для известных непродуктивных кимберлитовых трубок и сходны по составу с комплексом пиропов р. Элиетибие [8ф, 85ф]. Пиропы алмазной ассоциации и относящиеся к гарцбургит-дунитовому парагенезису в изученных пробах не встречены. Пикроильмениты в основном из аллювия того же ручья встречены в количестве до 1763 зерен на шлик и до 56% зерен I класса сохранности. Минеральный состав отложений русла этого притока заметно выделяется: в аллювии резко преобладает лимонит (84%), а в подчиненных количествах содержится пикроильменит (5,1%) и хромшпинелиды (4,6%). Для правой составляющей этого притока характерна пикроильменит-лимонит-сидеритовая ассоциация минералов. Присутствие значительных содержаний зерен минералов-спутников алмаза I класса сохранности со скульптурами и поверхностями свидетельствует, по мнению З. С. Илупиной, об их образовании в условиях коры выветривания над кимберлитами. Количество корродированных зерен пикроильменита – 50–70%, пироба – до 20%. Для пикроильменита характерны раковины и каверны, выполненные вторичным анатазом (гипергенные фигуры коррозионного разъедания, по А. А. Панкратову). Пироп имеет каплевидные скульптуры и зеркально-глянцевую поверхность, сохранилось также заметное

количество малоустойчивых разностей. Эти данные свидетельствуют о близости кимберлитовых тел, по-видимому, имеющих небольшие размеры или жильную форму [38ф]. В отдельную группу выделяются единичные находки минералов-индикаторов кимберлитов в древних отложениях, они на карте не показаны по причине противоречивости сведений из разных источников.

Магнитные аномалии трубчатого типа известны на территории листа R-51 в огромном количестве, их перечень неоднократно корректируется по мере выявления новых аномалий и отбраковке старых. Имеющиеся сведения об аномалиях, показанных на карте полезных ископаемых, приведены в базе данных.

### ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Целестин.** Проявление целестина Быя-Кюель (III-3-9) гидротермального генетического типа (сульфатно-карбонатная рудная формация) расположено на правом берегу р. Оленек, ниже устья р. Толуопка. Жеоды целестина и кальцита приурочены к карбонатным отложениям нижнего карбона (толуопская свита). Видимая мощность пласта с жеодами – 5 м, протяженность – 0,45 км. Распределение жеод равномерное по всему пласту, размер – от первых сантиметров до 9 см (среднее – 5 см). В среднем на 1 м<sup>3</sup> пород приходится 20 жеод общим объемом 125 см<sup>3</sup> каждая. Таким образом, в 1 м<sup>3</sup> породы содержится 2500 см<sup>3</sup> целестина.

Прогнозные ресурсы целестина категории Р<sub>3</sub> в блоке площадью 1950 тыс. м<sup>2</sup> (объем – 9750 м<sup>3</sup>) оцениваются в 24,375 тыс. м<sup>3</sup> (60,9 тыс. т). Ресурсы могут быть увеличены при прослеживании зоны отложений [83ф].

**Глины красочные.** На севере территории в бассейне левых притоков р. Бур известны три малых месторождения красочных глин остаточного генетического типа (кор выветривания?), формация красочных глин): Вендявкирское (I-1-4), Куладское (I-1-6) и Терюгтяхское (I-2-6). Красочные глины Вендявкирского месторождения представлены охристыми глинами красновато-коричневого цвета вязкими, полностью размокающими в воде. Глина однородная, жирная на ощупь состоит из монтмориллонита, гидрослюда и каолинита. Видимая мощность 1,2–1,5 м. По падению (угол до 1°) слой охристых глин прослежен на 1–1,6 км. По мнению ряда исследователей, глины представляют собой продукт латеритного выветривания туфопесчаников и лептохлоритово-шамозитовых песчаников нижнего триаса. Кора выветривания(?) имеет вертикальную зональность (снизу вверх):

- |   |         |
|---|---------|
| 1) песчаники сильно выветрелые пестроцветные, трещиноватые, часто разрушенные до состояния песка .....  | 1,2–1,5 |
| 2) глины алевроитовые, монтмориллонитовые пластичные, с плитками песчаников интенсивно обохренных ..... | 1,5–2,2 |
| 3) охры красновато-коричневого цвета, местами до вишнево-красных плотные .....                          | 1,2–1,5 |

Согласно ГОСТ 10087-39, по окраске охры относятся к группам Б и Г. Результаты химанализа глин следующие (ппп – 12,85%, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 18,9%, H<sub>2</sub>O при 105 °С – 6,08%, SiO<sub>2</sub> – 41,3%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 17,5%, MnO – 0,1%, TiO<sub>2</sub> – 1,6%, CaO – 1,7%, MgO – 2%). Гранулометрический анализ показывает, что охры состоят из зерен размером менее 0,01 мм, отличаются тонкодисперсной структурой и однородностью. При центрифугировании (700 об/мин) осадок из проб отделить не удастся. Рентгеноструктурный анализ показывает в глинах преобладание гидрослюд, монтмориллонита и каолинита со следами кварца. Результаты всех анализов удовлетворяют требованиям ГОСТ 8019-56 и ОСТ 10086-39, что позволяет признать месторождение промышленно пригодным для эксплуатации. По основным показателям (количество окиси железа, однородность, отсутствие примесей и др.) глины относятся к охрам высшего качества. Данные по фотометрическим исследованиям глин отсутствуют. Вместе с близлежащими месторождениями Куладское и Терюотяхское общие геологические запасы глин оценены более чем в 71 млн м<sup>3</sup>. Данные запасы не апробированы, прогнозные ресурсы, учтенные сводкой прогнозных ресурсов ТПИ по РС (Я) по состоянию на 1.01.2010 г., составляют по Вендявирскому месторождению 1200 тыс. м<sup>3</sup>, по Куладскому – 3840 тыс. м<sup>3</sup>, по Терюотяхскому – 250 тыс. м<sup>3</sup>. Пологое залегание продуктивного пласта и малая мощность перекрывающих рыхлых отложений определяют благоприятные горнотехнические условия для открытого способа разработки.

Как уже отмечалось при описании проявлений фосфоритов, выделение кор выветривания многими исследователями вполне обоснованно оспаривается и как следствие – ставится под сомнение принадлежность месторождений красочных глин к остаточному генетическому типу. Все месторождения изучены только в естественных обнажениях, где интенсивно проявлены современные экзогенные процессы, приведшие к образованию глин, схожих с продуктами кор выветривания. С этой точки зрения все месторождения логично относить к литоральному генетическому типу, образованному в мелководно-лагунных условиях.

**Битум.** В пределах площади известно 30 проявлений в естественных обнажениях, часть из которых объединяется в прогнозируемое крупное месторождение.

Оленекское (Усть-Бурское) прогнозируемое месторождение битума (I-4-2) приурочено к горизонтально залегающим отложениям устьбурской свиты нижней перми, представленных разномерными полимиктовыми песчаниками, чередующимися с пачками алевролитов и аргиллитов. Песчаники трансгрессивно перекрывают доломиты лапарской свиты верхнего кембрия и со стратиграфическим несогласием перекрыты глинистыми породами нижнего триаса. В разрезе перми выделяются 13 выдержанных по простиранию песчаниковых и алевро-аргиллитовых пачек, в разной степени насыщенных битумами, мощность которых достигает 45 м. Распределение битумов неравномерное. Наиболее насыщены битумами крупно- и среднезернистые разности песчаников с каолинитовым и

гидрослюдисто-каолининовым цементом, напротив, песчаники с известковистым цементом его не содержат. Мощность зоны сплошного битумонасыщения в седьмой пачке достигает 15 м. Битумы, отобранные с поверхности, относятся к классу асфальтитов, консистенция их твердая. На глубине 20–80 м битумы представлены асфальтитами и мальтами, с глубины 100 м преобладают мальты. На глубине 166 м в скв. К-7 отмечена капельно-жидкая нефть. Оленекское прогнозируемое месторождение ранее относилось к крупнейшему многопластовому месторождению битумов. Наибольшая концентрация битума (до 8,5%) отмечена в пачках среднезернистых песчаников с каолининовым и гидрослюдисто-каолининовым цементом. Запасы (прогнозные ресурсы) месторождения при содержании выше 2% оцениваются в 1,3 млрд т, при содержании 0,1% – 2,2 млрд т [140]. Данные запасы не апробированы. В авторском варианте подсчитаны геологические запасы для Усть-Бурского участка. По четырем пачкам и одной малой линзе общей площадью 34,9 км<sup>2</sup> при средней мощности пластов от 2,37 до 8,53 м они составляют 15201,359 тыс. т [38аф].

Многочисленные мелкие проявления битума в скважинах и естественных обнажениях локализованы в отложениях рифея, венда, кембрия, перми и юры.

В Бурской скв. 341-0 (5) (I-2-5) выявлено три горизонта битуминозных пород. Содержание битума в терригенно-карбонатных отложениях рифея превышает 0,12%. Пористость доломитов – 7,3–10,4%. Проницаемость – до 1,7 мД, эффективная проницаемость – до 0,50 мД. Еще один битуминозный горизонт, вскрытый этой же скважиной, приурочен к мастахской свите венда мощностью 2,8 м с пористостью 10%, содержание битума 0,47%. Следующий уровень битуминозности в этой же скважине приурочен к доломитам туркутской свиты (венд), которые насыщены нафтидами по всей массе, содержание битума достигает 14,4%, пористость 8,8–18,6%, проницаемость – от низкой до 3080 мД [81ф, 3ф].

В отложениях венда и нижнего кембрия битумы известны на водоразделе рек Оленек и Хорбусуонка (I-4-22). В двух близлежащих естественных обнажениях установлено два разновозрастных горизонта с насыщением битума. Один горизонт приурочен к песчаникам нижнего кембрия (маттайская и тасюряхская свиты). Содержание битума составляет 4%, насыщение пород сплошное. Пористость песчаников 4–20%, проницаемость 32–6300 мД. Групповой состав хлораформенного экстракта битумов (%): масел – 7,8, смол – 5,5, асфальтенов – 4,9, карбидов – 81,8. Второй горизонт приурочен к доломитам туркутской свиты (верхний протерозой). Для доломитов характерно общее пропитывание с заполнением трещин средним битумом группы А. Содержание битума составляет 29,4% [40ф]. Содержание битума в отложениях туркутской свиты на р. Беенчимае в 5 км от устья не превышает 0,5% [38аф].

В отложениях среднего кембрия битумы обнаружены в верховье правого притока р. Хорбусуонка (I-4-21). Битумопроявление приурочено к известнякам юнкюлябит-юряхской свиты нижнего кембрия. Битум заполняет каверны вытянутой формы около зоны тектонических нарушений северо-

западного простирания. Содержание битума группы А в трех естественных обнажениях составляет 2; 5,4 и 5,5% [40ф].

Наиболее эффективное по визуальному восприятию проявление битума в отложениях среднего кембрия – Юкээбилское (I-4-19), которое впервые упоминается в дневниках врача А. Е. Фигурина (члена экспедиции П. Ф. Анжу – 1821–1823 гг.), описавшего «горную смолу», стекающую с береговых скал р. Оленек. В двух разрозненных обнажениях в левом борту р. Оленек, в 6 км ниже устья р. Укебил-Юряге обнажаются две субпластовые жилы крупнокристаллического кальцита (исландского шпата) мощностью 0,7 и 2 м. В верхних частях жил межкристаллические пустоты выполнены черным вароподобным битумом, который в солнечные дни плавится и образует натечные скопления, обволакивающие кристаллы кальцита. От боковых частей жил во вмещающие породы отходят тонкие (до 3–5 см) апофизы кальцитовых прожилков с битумом [38аф].

В отложениях верхнего кембрия проявление битума известно на водоразделе рек Оленек и Хорбусуонка (I-4-21). Битум выполняет поры и каверны в доломитах лапарской свиты. Содержание осмоленного битума группы А – 1,2%. Пористость доломитов верхнего кембрия составляет в среднем 2–5%, иногда 20–26%, проницаемость – до 849 мД. Групповой состав битумов (%): масла – 49,5, смолы – 19,2, асфальтены – 39,3, карбиды – 10,9. Они могут быть отнесены к керитам и асфальтам с примесью мальт. На противоположной стороне р. Оленек проявления битума выполняют пустоты и трещины с образованием натечков и примазок в кальцитовых жилах, содержащих единичные кристаллы исландского шпата, в зоне тектонических нарушений. Содержание смолисто-асфальтенового битума группы А в двух жилах достигает 100% [40ф, 13ф, 14ф].

Многочисленные проявления битумов в естественных обнажениях пермских отложений большей частью локализованы в пределах прогнозируемого контура Оленекского (Усть-Бурского) месторождения (I-4-2).

В Джарджанской скважине (14) (V-5-1) содержание битума в песчаниках нижней юры на глубине 1222 м составляет 0,08–0,16%, открытая пористость пород 5,7–22,6%, проницаемость 50,6–167 мД. Песчаники минерализованы водами, содержащими метан. Битумы относятся к маслянисто-смолистым и смолисто-асфальтеновым. Содержание битума в песчаниках верхней юры в этой же скважине не превышает 0,08%. Они обладают хорошими коллекторскими качествами (открытая пористость 7,6–31%, проницаемость от 30 до 4035 мД) [35ф].

К подгруппе прочих полезных ископаемых могут быть отнесены и довольно многочисленные отдельные находки мамонтовой кости, отмеченные большей частью в бассейне рек Келимяр, Никабыт и Эекит. Ввиду малого количества остатков при нахождении они сразу выбирались и продолжают выбираться местным населением по мере нахождения. По причине разнородности сведений и отсутствия четких критериев в ранжировании таких объектов на карту они не выносились.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Строительные материалы пользуются на территории листа широким распространением и представлены интрузивными породами основного и кислого составов, карбонатными породами, глинами, обломочными породами – песками, галечниками и гравием. Учитывая широкое распространение данных пород, строительные материалы не показаны на карте отдельными объектами и ниже приведена только их общая характеристика.

### Интрузивные породы

В центральной части листа широко развиты пластовые интрузии триасового и рифейского возрастов, представленные долеритами, габбро-долеритами, а также батолитоподобные интрузивные тела протерозойского возраста, сложенные гранитами, гранодиоритами и граносиенитами.

**Долериты** представляют собой плотные, массивные, однородные породы и вполне могут быть использованы в качестве бутового камня и наполнителя для бетона. Трещины отдельности разбивают их на блоки размером от  $0,4 \times 0,4 \times 1$  м до  $0,8 \times 1,5 \times 2,5$  м. Технологические испытания долеритов проводились в лаборатории технологии неметаллов Уральского геологического управления [52]. Объемный вес долеритов составляет  $2,75\text{--}2,89$  г/м<sup>3</sup>, влагопоглощение –  $0,13\%$ , предел прочности в сухом состоянии –  $2430\text{--}2542$  кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии –  $2140\text{--}2256$  кг/см<sup>2</sup>, после 25-кратного замораживания –  $1834\text{--}1905$  кг/см<sup>2</sup>. По своим качествам долерит удовлетворяет ТУ 43-57, а по степени морозостойкости отвечает марке «МРЗ-25». Наиболее удобными для отработки являются участки в долинах рек Молодо, Оленек, Хорбусуонка. Строительные качества гранитоидных пород не изучались.

### Карбонатные породы

Карбонатные породы представлены известняками, доломитами и мергелями. Известняки и мергели слагают основную часть разреза кембрийских пород. Пласты известняков имеют мощность от  $0,5$  м до нескольких метров и представлены крепкими породами с кристаллической структурой, обладающими достаточной механической прочностью и устойчивостью. Данные свойства позволяют использовать известняки в качестве строительного и бутового камня, а также для балласта при дорожном строительстве. Часть известняков куонамской и оленекской свит может быть использована для производства цемента. Они имеют следующий химический состав (%): SiO<sub>2</sub> –  $9,38\text{--}12,7$ , Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> –  $2,02\text{--}3,78$ , Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> –  $1,34\text{--}1,83$ , MgO –  $1,21\text{--}1,46$ , CaO –  $44,12\text{--}46,84$ , CO<sub>2</sub> –  $35,07\text{--}87,74$ , SO<sub>3</sub> –  $0,03\text{--}0,34$ . Как видно, силикатный модуль пород составляет  $2,2\text{--}2,5$ , глиноземный –  $1,5\text{--}2$ , что полностью соответствует требованиям, предъявляемым промышленностью к цементному сырью. Несколько повышенный коэффициент насыщения –  $1,1\text{--}1,3$  – требует добавок глинистых примесей. Высокое содержание CaO

(до 46,84%) и незначительное содержание MgO (менее 2%) и SO<sub>3</sub> (менее 1%) делают данные известняки пригодными для производства португанд-цемента. Для производства извести могут быть рекомендованы отдельные горизонты куонамской свиты мощностью 1,4–1,8 м, содержащие в сумме всего 5,2% глинистых примесей (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + SiO<sub>2</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) при содержании CaCO<sub>3</sub> до 91,1%, а MgCO<sub>3</sub> – 1,9%, что согласно ГОСТ 5330-50 удовлетворяет требованиям производства строительной воздушной извести класса «Б». Прослой аналогичных известняков мощностью до 1 м с содержанием глинистой примеси до 8%, но содержащие до 20% MgCO<sub>3</sub>, пригодны для производства строительной воздушной извести класса «В».

Доломиты туркутской и дебенгдинской свит характеризуются выдержанным химическим составом, малым количеством примесей и могут быть использованы при получении магнезиальной извести. Технологические испытания доломитов проводились в лаборатории технологии неметаллов Уральского геологического управления [52]. Объемный вес доломитов составляет 2,7–2,8 г/м<sup>3</sup>, влагопоглощение – 0,42%, предел прочности в сухом состоянии – 2980–2750 кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии – 2580–3000 кг/см<sup>2</sup>, после 25-кратного замораживания – 2260–1905 кг/см<sup>2</sup>. По своим качествам доломит удовлетворяет ТУ 43-57 как бутовый камень высшей марки «1000», а по степени морозостойкости отвечает марке МРЗ-25. Результаты химического и карбонатного анализа доломитов приведены в табл. 30 и 31.

Таблица 30

#### Химический состав доломитов

Содержание, % (по результатам анализов пяти образцов)									
SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	SO <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	FeO	H <sub>2</sub> O
0,48–1,8	0,03–0,1	0,02–0,7	0,35–0,5	29,94–31,46	20,9–21,57	Следы	45,82–47,05	0,12–0,41	0,07–0,2

Таблица 31

#### Результаты карбонатного анализа доломитов

На воздушно-сухое вещество, % (по результатам анализов двух образцов)				
Нерастворимый остаток	MgO	CaO	Сульфиды	CO <sub>2</sub>
1,5–5,26	19,71–20,98	28,92–30,5	следы–0,04	44,44–46,72

#### Глинистые породы

Глинистые породы составляют от 13 до 62% пермских, триасовых и юрских отложений [68, 69].

В отложениях перми пласты пластичных глин имеют мощность 1–3 м, представлены в основном гидрослюдистыми разностями. Рентгенострук-

турным и термическим анализами кроме гидрослюды установлены хлорит, монтмориллонит и гидроокислы железа. Содержание (%):  $\text{SiO}_2$  – 58,3–72,7;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,1–17;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2,9–8,1; потери при прокаливании – 3,3–8,6%.

Каолинистые глины ограниченно распространены в индских отложениях, имеют мощность 1–1,5 м, прослеживаются на 0,2–0,3 км, плотные, легко размокают в воде, образуя вязкую массу, а при избытке воды – суспензии. Пелитовая фракция составляет 75–82%, примесь псаммитовых зерен не превышает 1%. Рентгеноструктурным анализом кроме каолинита установлены монтмориллонит и гидроокислы железа. Содержание составляет (%):  $\text{SiO}_2$  – 50,2–70,1;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 17–21,2;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 11,2–15,1;  $\text{TiO}_2$  – 1,3.

Монтмориллонитовые слабоуплотненные глины преобладают в оленеком ярусе, мощность пластов – 3–4 м. Глины легко размокают, приобретают текучесть и образуют суспензии. Рентгеноструктурным анализом кроме монтмориллонита, установлен каолинит и значительная примесь сульфидов. Содержание составляет (%):  $\text{SiO}_2$  – 58,2–68,1;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14–18;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 5–9;  $\text{TiO}_2$  – 2. В глинах содержится большое количество карбонатных конкреций и линз известняков, что существенно снижает их качество.

Гидрослюдистые глины распространены также в отложениях нижней юры. Содержание (%):  $\text{SiO}_2$  – 50–65;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12–17;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6–8.

Результаты гранулометрического анализа глинистых пород приведены в табл. 32.

Таблица 32

#### Результаты гранулометрического анализа глинистых пород

Индекс возраста	Количество образцов	Содержание частиц, % от веса породы			
		Более 0,25 мм	0,25–0,1 мм	0,1–0,01 мм	менее 0,01 мм
P <sub>1</sub>	12	0,0–0,07	0,65–0,68	22,82–30,35	69,0–76,43
P <sub>2</sub>	8	0,0–0,1	0,07–0,4	18,28–31,05	68,45–81,65
T <sub>1i</sub>	6	0	0,37–0,96	17,23–23,08	75,96–82,40
T <sub>1o</sub>	4	0	1,48–3,79	44,65–51,59	46,93–50,56
J <sub>1</sub>	8	0,17–0,23	0,82–1,88	18,44–26,71	72,30–79,45

Глины могут быть использованы для производства кирпича, грубой строительной керамики, легких заполнителей в бетонах и для изготовления вяжущих веществ и буровых растворов. Высокое содержание гидроокислов железа не позволяет использовать их для получения огнеупорных материалов.

#### Обломочные породы

Обломочные породы представлены галечниками, гравием и песками, слагающими четвертичные отложения долин рек и ручьев.

Галечники преимущественно карбонатного и кремнисто-карбонатного состава (размерность – от 1–2 до 8–10 см) широко развиты в долинах водотоков 3–4-го порядков, гравий и песок составляют в них 10–25%.

Совершенно своеобразный состав имеют галечники (слаболитифицированные конгломераты) литорального генезиса в основании кыринской свиты, сложенные на 70–80% вулканическими и интрузивными породами.

Песчано-галечные и песчано-гравийные смеси широко распространены на водораздельных поверхностях, образуя маломощные чехлы (2–3 м) на участках площадью до 1–3 км<sup>2</sup>.

Пески кварц-полевошпатового и полевошпат-кварцевого составов с преобладанием мелко- и среднезернистых фракций составляют существенную долю современных и средне-верхнечетвертичных отложений. Примесь алевритовых частиц (0,1–0,01 мм) – до 29,1%, пелитовых (менее 0,01 мм) – 13,2%.

Строительные качества большинства обломочных пород невысокие ввиду преобладания низкоустойчивых разностей пород, что существенно ограничивает возможность их применения в дорожном строительстве. Исключение составляют галечники кыринской свиты, сложенные галькой прочных вулканогенных пород и характеризующиеся хорошей сортировкой галечного материала.

---

---

---

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Основным полезным ископаемым, определяющим современную минерагеническую специализацию и минерально-сырьевой потенциал изученной территории являются алмазы в древних и современных россыпях. Оценка роли в их формировании коренных источников, потенциальная алмазность и возможное местонахождение последних основаны большей частью на принципиально отличных гипотезах о генезисе первоисточников алмазов на северо-востоке Сибирской платформы. Учитывая весьма неблагоприятное географо-экономическое положение рассматриваемого района, значимость остальных полезных ископаемых несравненно ниже.

Закономерности размещения полезных ископаемых территории листа R-51 – Джарджан рассмотрены на основе распространения прямых и косвенных поисковых признаков, сформированных в разные минерагенические эпохи и локализованных в границах сложившихся на настоящее время геологических структур. В формировании месторождений полезных ископаемых изученной территории выделяются семь основных минерагенических эпох, определяемых особенностями ее геологической истории и прежде всего ходом тектонического (геодинамического) развития, составом формировавшихся осадочных комплексов и характером магматических процессов: раннепротерозойская, рифейско-раннепалеозойская, среднепалеозойская, позднепалеозойская, триасово-юрская, меловая и кайнозойская.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха отражена на территории незначительно и проявлена только в пределах Сололийского поднятия в виде пунктов минерализации олова, золота и одного проявления золота метаморфогенно-гидротермального типа (П-5-21), связанных с углеродистыми образованиями экитской серии и гранитоидами одноименного комплекса.

Рифейско-раннепалеозойская эпоха характеризуется слабой золотоносностью нижнерифейских отложений (сыгынахтахская свита), проявлением урановой минерализации (П-5-28) в границах того же Сололийского поднятия; с этой эпохой связаны первые признаки нефтеносности в виде зон битумонакопления в отложениях рифея и венда, установленные в Бурской скважине (I-2-5), многочисленные проявления битуминозности и горючих сланцев в отложениях кембрия.

В следующую, среднепалеозойскую (позднедевонско-раннекаменноугольную) минерагеническую эпоху широко проявились процессы основного и щелочно-ультраосновного магматизма, сформировались Мерчимден-

ское и Толуопское кимберлитовые поля; в последнем из них установлены признаки убогой коренной алмазоносности. В раннем карбоне образовались потенциально промышленные россыпи алмазов прибрежно-морского генезиса и проявление целестина в Кютюнгинском грабене. Несмотря на отсутствие значимых находок коренных источников алмазов на территории листа R-51, данная эпоха, с учетом материалов по соседним районам, могла быть алмазопродуктивной.

В позднепалеозойскую (среднекаменноугольно-пермскую) эпоху важную роль играли процессы россыпеобразования, битумо- и углеобразования. В пермский период в центральной части Сололийского поднятия (Верхнеэекитский выступ) были образованы комплексные россыпи золота с касситеритом, танталитом и колумбитом (II-5-29), а на Куойкско-Далдынском поднятии за счет размыва продуктивных среднепалеозойских кимберлитов – промежуточный алмазоносный коллектор (далдынская свита); на северном склоне Оленекского свода сформировалось Оленекское (Усть-Бурское) месторождение многопластных залежей битумов (I-4-2), соответствующие по прогнозируемым запасам крупному месторождению, на территории имели место небольшие проявления угленосности.

Роль триасово-юрской эпохи в минерагенической истории региона весьма значительна, но важность ее остается во многом еще не раскрытой. Это эпоха образования на Куойкско-Далдынском и Сололийском поднятиях многочисленных позднеюрских трубок, даек куойкско-молодинского и хорбусуонского кимберлитовых комплексов; в первом из них, в одноименном поле, установлены убого- и низкоалмазоносные тела. Широкое развитие в данную эпоху получили процессы формирования россыпей алмазов, с которыми на северном и восточном склонах Оленекского свода связано образование рэтского (потенциально промышленного), нижнеюрского и верхнеюрского промежуточных коллекторов литорального генезиса. В этих коллекторах впервые появляются алмазы «эбеляжского» типа (V и VII разновидности по классификации Ю. А. Орлова), коренные источники которых не установлены во всей Восточно-Сибирской минерагенической провинции. Возможно, они имели средне-позднетриасовый возраст и располагались к северу от рассматриваемой территории. В некоторых из перечисленных алмазосодержащих коллекторах размещались проявления фосфоритов. С раннетриасовыми корами выветривания, развитыми по северному склону Оленекского свода, связаны месторождения красочных глин и проявления фосфоритов.

Меловая эпоха наиболее полно проявилась в Приверхоянском прогибе, где в условиях низменной равнины шло формирование углей, иногда промышленной мощности.

В кайнозойскую эпоху происходила интенсивная денудация сформировавшихся промежуточных коллекторов алмазов и золота, по долинам речной сети формировались аллювиальные россыпи.

Оценивая значимость геологических процессов в формировании и преобразовании полезных ископаемых на рассматриваемой территории, можно заметить, что во многих случаях решающую роль в их концентрации в существующем виде сыграли пострудные (преимущественно экзогенные)

процессы, в результате которых первоначально сформированные рассеянные скопления полезных ископаемых (алмазоносные трубки, золоторудные жилы и другие локальные объекты) были подвергнуты неоднократным преобразованиям, сопровождавшимися изменениями концентраций, масштабов локализации и перемещением полезных компонентов подчас на большие расстояния от коренных источников. В этой связи для выявления закономерностей размещения таких видов полезных ископаемых как угли, фосфориты, углеводороды, горючие сланцы, древние россыпи золота, алмазов (промежуточные коллекторы) роль литоло-стратиграфического фактора становится важнейшей, а продуктивные стратифицированные образования по отдельности или в совокупности слагают минерагенические подразделения разного ранга и картируются в ранге металлотектов. Вместе с тем, выделение в ранге металлотектов ряда юрских и триасовых свит несет определенную долю условности. Связано это с тем, что собственно алмазоносными являются маломощные горизонты базальных грубообломочных отложений в основании этих свит, а вся остальная часть разреза не содержит полезных компонентов. Исходя из этого положения, логичнее, на первый взгляд, было бы показать в ранге металлотекта немасштабным знаком полосу выхода именно алмазоносных горизонтов. Однако субгоризонтальное и пологонаклонное залегание всех картируемых свит, их малые остаточные мощности на современной поверхности предполагают и малые мощности перекрывающих толщ над рудоносными горизонтами. Это в итоге значительно расширяет и площадь доступных для открытой разработки горизонтов от контура их выходов непосредственно на поверхность фактически до размера площадей картируемых свит, в основании которых они выделены. Именно поэтому данные свиты показаны в ранге металлотектов на всю их мощность.

Проблема коренных источников алмазов, в том числе ответственных за широкое распространение уникальной по минералогическим особенностям россыпной алмазоносности на северо-востоке Сибирской платформы, неоднократно рассматривалась разными авторами с различных позиций – глубинного строения, геолого-структурного положения, возрастных, минералого-петрографических и петрохимических особенностей кимберлитовых тел.

В настоящее время алмазы в Восточно-Сибирской провинции установлены в кимберлитах среднепалеозойского (позднедевонско-раннекаменноугольного), средне-позднетриасового и позднеюрского возрастов. Но только первые из них являются промышленно значимыми и содержат высокоалмазоносные трубки; в многочисленных мезозойских телах выявлены редкие слабо- и убогоалмазоносные объекты. Таким образом, возраст кимберлитовых магматитов является важным фактором прогнозирования алмазоносности территорий [22а]. Все проявления алмазов в кимберлитовых телах территории листа R-51 – Джарджан связаны с двумя основными эпохами кимберлиитообразования – среднепалеозойской (Толуопское кимберлитовое поле, трубка Ивушка) и позднеюрской (дайка Ж-79 и 15 кимберлитовых тел Куойкско-Молодинского поля, в которых обнаружены единичные алмазы).

Не исключено наличие еще одного, среднетриасового этапа, фиксируемого трубкой Дьянга с Rb-Sr с возрастом 234–249 млн лет.

По мнению С. А. Граханова и С. И. Митюхина [93], учитывая отсутствие алмазов II, V и VII разновидностей в палеозойских отложениях и в частности в нижнекаменноугольных осадках Кютюнгинского грабена, возраст коренных источников, ответственных за широкое развитие кайнозойских россыпей, в которых роль алмазов этих разновидностей весьма существенна, скорее всего триасовый. Данное предположение подтверждается также определениями абсолютных возрастов (216–233 млн лет, U-Pb метод) трубочных цирконов из современной россыпи р. Эбелях (лист R-50) [128] и существенной долей подобных алмазов в базальных грубообломочных отложениях верхнего триаса, развитых как на рассматриваемой территории, так и за ее пределами [90]. Однако такие разновидности алмазов практически отсутствуют в кимберлитовой трубке Дьянга. Существуют предположения, что значительная эрозия и переработка корневых частей литосферы (литосферного киля или корня [203, 204, 275]) северо-восточной части Сибирской платформы была связана с мощным и огромным по масштабам трапповым магматизмом. Расплавы астеносферного происхождения, активно взаимодействуя с корневыми уровнями литосферы, уничтожили наиболее глубинную их часть путем частичного плавления и существенно переработали более верхние литосферные горизонты, увеличив там роль гранатовых пироксенитов. Это делает проблематичным перспективы выявления высокоалмазоносных объектов кимберлитового происхождения триасового и юрского возрастов на площадях активного траппового магматизма, в том числе и на северо-востоке платформы. Вместе с тем, с учетом выводов о триасовом возрасте источников большей части алмазов в современных россыпях северо-востока Сибирской платформы [90,93], существенно расширяется площадь предполагаемого расположения этих источников за пределы области траппового вулканизма. Нельзя также исключать предположение ряда авторов об иной, некимберлитовой природе потенциальных источников алмазов II, V и VII разновидностей.

Структурный контроль алмазоносных кимберлитов на рассматриваемой территории проявлен более четко. Все известные убого- и низкоалмазоносные тела локализованы в юго-западной плечевой части Кютюнгинского рифтогенного грабена, в зоне шириной до 80 км между Южно-Кютюнгинским и Молодинским разломами северо-западного простирания, причем большая часть сконцентрирована в еще более узкой полосе между Южно-Кютюнгинским и Далдынским разломами, а кимберлитовые тела Дьянга и Ж-79, с наиболее значимыми содержаниями алмазов – непосредственно в зоне влияния Южно-Кютюнгинского разлома. Все 18 кимберлитовых тел, в которых были обнаружены гранаты дунит-гарцбургитовой ассоциации, также локализованы в зоне между Южно-Кютюнгинским и Далдынским разломами. Такая группировка в целом отвечает Молодо-Попигайской (Куойско-Эбеляхской) системе кимберлитконтролирующих разломов. Роль нарушений северо-восточного простирания, отождествляемых с Далдино-Оленекской зоной алмазоносных кимберлитов в размещении кимберлитовых тел Куойско-Молодинского

поля была отмечена Ф. Ф. Брахфогелем, В. П. Жуковым [21а]. Эта зона скрытых разломов фундамента [28а] северо-восточного простирания проявлена менее отчетливо, но тем не менее в группировке отдельных алмазоносных кимберлитовых тел просматривается данное направление. Так, в северо-восточную цепочку протяженностью около 80 км группируются кимберлитовые тела Хризолитовая, Согая, Хангас-I, Хангас-II, Молодо-IV, Молодо-V, Молодо-VI, при опробовании которых были найдены единичные алмазы. К северо-восточному окончанию этой же цепочки тяготеет кимберлитовая трубка Закат, в которой установлены косвенные признаки алмазоносности. Следующая цепочка аналогичного простирания объединяет убогоалмазоносные кимберлитовые тела Кыра-1, Кыра-2, Кыра-5, Лида и низкоалмазоносные – Дьянга и Ж-79. В этой же цепочке локализованы кимберлитовые тела с косвенными признаками алмазоносности – Эселях-2, Эселях-7, Эселях-8, Ж-79/5 и Ж-79/12. Еще северо-западнее в две такие же цепочки сгруппированы убогоалмазоносные трубки Хайырдах и Поисковая, Первомайская и Скиф-II. С последней из этих цепочек связаны кимберлитовые тела Придорожная, Оляха-2, Оляха-3, Заозерная, Боб, Пятница и Траптовая, в которых установлены гранаты дунит-гарцбургитовой ассоциации. Обособленное положение занимают трубка Ивушка, в кимберлитах которой был найден один кристалл алмаза, и два кимберлитовых тела с косвенными признаками алмазоносности – Мэри и Приленская. Таким образом, можно достаточно уверенно заявлять, что убого- и низкоалмазоносные кимберлиты Куойкско-Молодинского, Верхнемолодинского и Далдыно-Толуопского узлов локализованы в зоне пересечения линейментов двух крупных кимберлитоконтролирующих систем – Далдыно-Оленекской зоны скрытых разломов фундамента [28а] и Молодо-Попигайской (Куойкско-Эбеляхской), приуроченной к плечевым частям рифтогенного грабена. Данная закономерность является одной из немногих, основанных на реально наблюдаемых минерагенических факторах – тектонических нарушениях, выделение которых одинаково интерпретируется практически всеми исследователями.

Мощность осадочного чехла в пределах изученной площади изменяется от полного отсутствия до 3–4 км, а в пределах Кютюнгинского грабена достигает максимальных значений 6–7 км. Это существенно выше мощностей осадочного чехла свойственным центральным (промышленно алмазоносным) частям Сибирской платформы. Для территории характерна высокая плотность коры, что выражается аномально высокими значениями регионального гравитационного поля. Мощность консолидированной земной коры при этом варьирует от 30 до 40 км, что значительно меньше, чем в провинциях с известными промышленными коренными месторождениями алмазов. Мощность верхней коры меняется от 6 до 18 км, в районе Кютюнгинского грабена – до 12 км. Мощность литосферы в период образования наиболее продуктивных среднепалеозойских кимберлитовых тел Сибирской минерагенической провинции для района нижнего течения р. Оленек и Кютюнгинского грабена предполагается порядка 250 км. Оценка мощности литосферы этими же методами под трубкой Дьянга средне-позднетриасового возраста дала максимальное значение,

не превышающее 150 км. В большинстве кимберлитовых тел известных Куойско-Молодинского и Толуопского полей практически отсутствуют минералы глубинных парагенезисов. Формирование глубинного магматического очага этих кимберлитов, вероятно, происходило в самых верхних горизонтах мантии. Во многих телах практически не обнаружены ксенолиты глубинных пород, кроме единичных мелких сростков минералов различных парагенезисов, что, вероятно, отражает высокую степень кимберлитизации первичных магматических интрузивов.

По литературным данным, наиболее богатой глубинными включениями считается неалмазоносная трубка Обнаженная. Исследования А. Ф. Черенковой [64ф] показали, что глубинными включениями богаты многие другие кимберлитовые трубки. На основании изучения глубинных ассоциации минералов из трубки Обнаженная Куойско-Молодинское поле оценивалось первоначально как неалмазоносное. Более поздними опробовательскими работами была установлена убогая и низкая алмазоносность 18 кимберлитовых тел. Предполагается потенциальная алмазоносность и ряда других кимберлитовых тел. Оценка мощности литосферы и величина теплового потока для территории Кютюнгинского грабена и его обрамления на среднепалеозойское время не исключает возможность существования здесь высокоалмазоносных кимберлитов среднепалеозойского возраста.

Зависимость алмазоносности кимберлитов от химизма наиболее подробно рассмотрена В. Б. Василенко и др. [35а], которые показали, что вещественный состав кимберлитов и их алмазоносность взаимосвязаны. Это позволило рекомендовать использовать петрохимическую оценку степени алмазоносности кимберлитов наряду с минералогическими и структурными методами. Однако корректное применение данной методики на территории листа R-51 осложняется разной представительностью опробования по различным кимберлитовым телам. Вместе с тем кимберлитовые тела, характеризующиеся наиболее высокими содержаниями алмазов (трубка Дьянга и дайка Ж-79), а также кимберлитовые тела с меньшей степенью алмазоносности (трубки Лида, Поисковая, Скиф-II) относятся к магнезиально-железистым кимберлитам. Алмазоносность кимберлитов железистой и магнезиальной петрохимических групп, сосредоточенных на периферии Куойско-Молодо-Толуопской структуры, заметно ниже. Ореолы минералов-спутников алмаза I и II классов сохранности, повышенные содержания пиропов и хромшпинелидов алмазной ассоциации указывают, по мнению многих авторов, на возможность обнаружения на южной периферии Куойско-Молодо-Толуопской структуры средне-высокоалмазоносных кимберлитовых тел магнезиальной или магнезиально-железистой групп среднепалеозойского возраста.

Все прогнозные оценки коренной алмазоносности территории обладают низкой степенью достоверности по причине отсутствия прямых и косвенных поисковых признаков именно высокоалмазоносных, потенциально промышленных кимберлитовых тел, несмотря на достаточно плотную сеть поисковой изученности. При этом возможность выявления неалмазоносных и низкопродуктивных кимберлитовых тел не исключается. Именно по этим

причинам оценка прогнозных ресурсов коренной алмазности и тем более выделение перспективного объекта на данной стадии изученности нецелесообразны. Для корректной подобной оценки нужно наличие на локальной площади сочетания как минимум двух факторов – контрастной магнитной аномалии или группы аномалий и контрастного шлейфа неизношенных минералов-спутников в ассоциации с собственно алмазами.

По видам полезных ископаемых, их рудно-формационной принадлежности и условиям образования изученная территория входит в состав Восточно-Сибирской минерагенической провинции. В историко-геологическом и структурно-вещественном плане она представляет собой северовосточную, наиболее сложно построенную часть Сибирской платформы, относимую многими исследователями к Лено-Анабарской субпровинции [90, 138]. С учетом изложенных выше рудоконтролирующих факторов в составе провинции выделены следующие минерагенические таксоны: Анабарская, Предверхоаянская нефтегазоносные области, Тунгусский и Ленский угольные бассейны, Оленекский горючесланцевый район Анабаро-Хатангского сланцевого бассейна, Куойкско-Далдынская прогнозируемая алмазносная минерагеническая зона, Приленская прогнозируемая фосфоритноалмазороссыпная минерагеническая зона, а также размещенные вне минерагенических зон прогнозируемые Кютюнгде-Экитский уран-олово-золоторуднороссыпной район, Нижнекутунгдинский алмазороссыпной узел, Бурский фосфоритноносный узел, Келимярская алмазороссыпная рудная зона (табл. 33).

Анабарская нефтегазоносная область (1.НГз,Б/RF–С,Р), входящая в состав Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции, на территории листа R-51 представлена своим восточным фрагментом, охватывающим территорию Оленекского, Мунского сводов и прилегающих районов Суханской и Сюнгюдинской впадин. Территория выполнена преимущественно мелководно-морскими терригенно-карбонатными, карбонатными отложениями рифея, венда, кембрия, в меньшей мере – терригенными толщами перми и юры. Проявления нефти на рассматриваемой части Анабарской области не установлены, небольшие газопроявления выявлены в отложениях рифея Говоровской и Бурской скважин. Широко проявлены следы поверхностных нефтегазопроявлений в виде многочисленных выходов битуминозных пород. Последние приурочены к кавернозным доломитам венда (туркутская свита), к терригенно-карбонатным, карбонатным породам кембрия и к терригенным отложениям перми. В туркутской свите наиболее битуминозные доломиты в верхней части разреза (до 8,53%). Битумы заполняют каверны и трещины. Также битуминозные отложения венд-кембрийской кесюсинской свиты. Битумы в них черные, углеподобные, хрупкие. Максимальное содержание до 4%.

На Оленекском и Мунском сводах в ниже-среднекембрийской куонамской свите кроме битуминозных сланцев и известняков часто встречаются битумы по трещинам в виде примазок и пленок, а иногда и в кавернах. Содержание битума в известняках и горючих сланцах составляет 0,04–0,3%. Черные, блестящие вязкие, реже темно-коричневые битумы,

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых  
территории листа R-51**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого (единица измерения)	Количество прогнозных объектов разных категорий	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
I. Благородные металлы	Золото (рос.) (т)	2 РУ	P <sub>2</sub>	1,47
		2 РУ	P <sub>3</sub>	1,49
II. Радиоактивные элементы	Уран (тыс. т)	1 P <sub>3</sub>	P <sub>3</sub>	25
III. Неметаллические ископаемые 1. Драгоценные камни	Алмазы коренные (млн кар)	1 РУ	P <sub>3</sub>	10
	Алмазы россыпные (млн кар)	4 М	P <sub>1</sub>	4,37
		2 РУ	P <sub>1</sub>	2,71
6 РУ 4РУ		P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	62,99 (61,0*) 15,62 (9,5*)	
IV. Прочие ископаемые	Целестин (тыс. т)	1 РУ	P <sub>3</sub>	60,9
	Глины красочные (тыс. м <sup>3</sup> )	3 М	P <sub>3</sub>	5290
	Битум (тыс. т)	1 М	P <sub>3</sub>	1300
	Нефть, газ (млн т)	2 НГО	D <sub>1+2</sub>	1371

\*Ресурсы в древних конгломератах.

заполняющие каверны и трещины, установлены в чомурдахской и лапарской свитах верхнего кембрия.

Особенно интенсивно битумопроявления распространены в пермских песчаниках (тастахская, тонолдинская, устьбурская свиты) северного склона Оленекского свода, где образуют Бур-Оленекский нефте-битуминозный район (1.1.Б,Н/Р). Здесь в скв. К-7 на глубине 166 м отмечена капельно-жидкая нефть, а на поверхности выявлены многочисленные проявления и крупное Оленекское (Усть-Бурское) многопластовое «месторождение» природных битумов, представляющее собой в значительной мере разрушенное современными эрозионными процессами нефтяное прогнозируемое месторождение. Ресурсный потенциал района принимается в 1,3 млрд т на уровне прогнозной оценки месторождения при содержании выше 2% [140]. В авторском варианте подсчитаны геологические запасы для Усть-Бурского участка. По четырем пачкам и одной малой линзе общей площадью 34,9 км<sup>2</sup> при средней мощности пластов от 2,37 до 8,53 м они составляют 15201,359 тыс. т [38аф].

Необходимо отметить, что кроме Бур-Оленекского района битуминозные породы пользуются широким распространением в карбонатных отложениях среднего кембрия и перекрывающих их отложениях нижней юры, образуя самостоятельные битумные поля, которые ввиду недостаточной изученности на карте не показаны, но заслуживают упоминания

в тексте. Это Моторчунское битумное поле, выявленное в 1981–1982 гг. В. А. Каширцевым и Д. Г. Дьяконовым, Куойкско-Далдынское и Централь-но-Оленекское битумные поля [38аф].

Предверхоянская нефтегазоносная область (2.Н,Гз/Р,Ж,К), входящая в состав Хатангско-Вилуйской нефтегазоносной провинции, расположена в восточной части площади листа R-51, охватывая в современном денудаци-онном срезе территорию Приверхоянского краевого прогиба.

Потенциальная возможность выявления нефтегазоносных резервуаров связывается главным образом с известными признаками нефтегазоносно-сти в пермских, юрских отложениях, вскрытых Джарджанской скважиной. Изучены эти проявления, как и газопроявление, в меловых толщах (VI-5-2) крайне слабо.

Тунгусский угольный бассейн (3.УК,УБ /С<sub>2-3</sub>,Р) представлен своим небольшим фрагментом в северо-западной части территории листа R-51 (бассейн рек Бур, Беенчима). В его составе выделяются Попигайско-Уджинско-Оленекский угольный район и Верхнебурский прогнозируемый угленосный узел.

Попигайско-Уджинско-Оленекский угольный район (3.1.УК,УБ/Р) прослеживается в западном направлении далеко за пределы изученной терри-тории; в бассейне р. Уджа к нему приурочено месторождение бурого угля Томтор. Границы угольного района определяются площадью распростра-нения угленосных онкучахской и булгунняхтахской свит перми. В них уста-новлены линзовидные прослои угля мощностью 0,2–0,6 м, прослеженные на 40–120 м. Прогнозная оценка района в границах листа не проводилась.

Верхнебурский прогнозируемый узел угленакопления (3.1.1.УК/Р) объединяет углепроявления, локализованные в отложениях булгунняхтахской и онкучахской свит. Небольшая мощность угольных пластов (до 0,6 м) в проявлениях, их линзовидный характер (длина до 120 м) указывают на ограниченные перспективы рассматриваемого объекта. Прогнозная оценка узла не проводилась.

Ленский угольный бассейн (4.УК,УБ/Ж<sub>3</sub>–К<sub>1</sub>) в границах площади листа R-51 охватывает поле развития континентальных угленосных образо-вания нижнего мела. Выделяются фрагменты трех угольных районов – Булунского, Оленекского и Жиганского.

Булунский угольный район (4.1УК/К<sub>1</sub>) представлен своей южной час-тью. В ее пределах угленосными являются кигиляхская, кюсюрская, сик-тяхская и огонерюряхская свиты. Но основные перспективы увязываются с кигиляхской, кюсюрской и огонерюряхской свитами, в пределах которых выявлены 10 углепроявлений. Последние группируются в два прогнозиру-емых узла – Усунку-Молодинский (4.1.1УК) и Уэль-Сиктяхский (4.1.2УК). Первый расположен вблизи западной границы угольного района, в поле развития отложений кигиляхской и кюсюрской свит, второй приурочен к его южной окраине, где широко распространены образования огонерюрях-ской свиты.

Небольшой фрагмент Оленекского угольного района (4.2УК/К<sub>1</sub>) разме-щен в северо-восточном углу территории листа. Границы этой площади оп-ределяют слабоугленосные кюсюрская свита и объединенные говоровская

серия и огонерюряхская свита. В пределах данного фрагмента углепроявления не установлены.

Жиганский угольный район (4.3УК/К<sub>1</sub>) расположен в юго-восточной части территории листа R-51. Угленосными являются отложения ынгырской, кюсюрской, сиктяхской и джарджанской свит, к которым приурочены 12 углепроявлений. Восемь из них концентрируются у западной границы района, где выделяется Менкеринский прогнозируемый узел (4.3.1УК) угленакопления.

Учитывая, что во всех углепроявлениях мощности угольных пластов не превышают 1 м, перспективы угленосности выделенных узлов невысокие, и прогнозная оценка их не проводилась.

Оленекский горючесланцевый район (5.1.ГС/С) входит в состав Анабаро-Хатангского сланценосного бассейна [56ф]. На рассматриваемой территории расположена восточная часть бассейна. Продуктивными являются нижне-среднекембрийские отложения (куонамская свита), развитые на Лено-Оленекском междуречье. Запасы горючих сланцев северо-восточной части Сибирской платформы до глубины 600 м, оцененные первоначально тематическими работами НИИГА [56ф], составили 22 млрд т балансовых запасов и 80 млрд т забалансовых. В 1968 г. в Оленекском районе вновь были оценены на глубину до 300 м запасы горючих сланцев, которые отнесены к забалансовым и составили 849 млрд т. Значительная часть площади, включенная в подсчет, расположена западнее границы площади листа R-51 – Джарджан.

Куойкско-Далдынская прогнозируемая алмазоносная минерагеническая зона (6.di/D<sub>3</sub>–С<sub>1</sub>,Р,Р<sub>3</sub>) расположена в центральной части территории листа (бассейн рек Далдын, Куойка, Молодо), ориентирована длинной осью в северо-западном направлении, локализуясь на юго-западном борту Кютюнгинского рифтогенного грабена. Ширина ее 80–100 км, протяженность более 140–150 км. С севера ограничена линией Южно-Кютюнгинского разлома, с юга – линией Молодинского разлома. На востоке образования зоны замыкаются границей распространения отложений нижней юры, западная граница расположена за пределами изученной территории. Структурный план зоны имеет клавишное строение; его формируют многочисленные разрывные нарушения северо-западного простирания, образующие узкие (первые км) грабены и горсты (Молодо-Попигайская зона разломов). Зона насыщена многочисленными субпараллельными разновозрастными магматическими образованиями: дайками долеритов среднепалеозойского молододуджинского, дайками и силлами долеритов, покровами базальтов раннетриасового молодинского комплексов, кимберлитами позднедевонско-раннекаменноугольного толуопско-мерчимденского и позднеюрского куойкского комплексов. В пределах зоны локализованы три кимберлитовых поля – позднедевонско-раннекаменноугольные Мерчимденское и Толуопское, и позднеюрское Куойкско-Молодинское. В кимберлитовых телах мерчимденского поля алмазоносность не установлена. Кимберлиты Куойкско-Молодинского и Толуопского полей несут признаки убогой и низкой алмазоносности; в отложениях среднего карбона-нижней перми (далдынская свита) известны контрастные ореолы алмазов и

их минералов-спутников. Эти данные позволяют отнести рассматриваемый минерагенический таксон к рангу потенциально алмазоносных [28a].

В составе Куойкско-Далдынской минерагенической зоны выделен Молодо-Оленекский прогнозируемый алмазоносный район, включающий в себя пространственно сближенные убого- и низкоалмазоносные кимберлиты Толуопского и Куойкско-Молодинского полей.

Молодо-Оленекский прогнозируемый алмазоносный район (6.1di) шириной 50–60 км и длиной до 130 км расположен между Южно-Кютюнгинским и Далдынским разломами, на пересечении Молодо-Попигайской и Далдыно-Оленекской систем кимберлитоконтролирующих разломов. Он объединяет в себе три прогнозируемых алмазоносных узла – Куойкско-Молодинский (6.1.1.di/J<sub>3</sub>), Верхнемолодинский (6.1.2.di/J<sub>3</sub>) и Далдыно-Толуопский (6.1.3.di/D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>,P). С учетом изложенных в начале данной главы факторов контроля, перспективы позднеюрских Куойкско-Молодинского и Верхнемолодинского узлов незначительны; в их пределах возможно выявление низкоалмазоносных кимберлитовых тел, также здесь не исключено наличие алмазоносных кимберлитов триасового возраста (аналогов трубки Дьянга), сопоставимых по уровню и масштабу алмазоносности с кимберлитами Куранахского поля вблизи южного фланга Анабарского щита (трубка Малокуонапская и др.). Наиболее перспективен Далдыно-Толуопский узел, включающий известное Толуопское кимберлитовое поле. В его границах возможно выявление высокоалмазоносных среднепалеозойских кимберлитов, перекрытых чехлом отложений перми и триаса. Косвенным подтверждением этому служат высококонтрастные шлиховые ореолы алмазов и их неизношенных спутников в отложениях далдынской свиты (средний карбон–пермь). Алмазы принадлежат к I группе (по классификации Ю. А. Орлова) и характерны для коренных промышленных месторождений центральных частей Якутии [90].

Приленская прогнозируемая фосфоритоно-алмазоносная минерагеническая зона (7.di,Ф/J) протягивается вдоль восточного склона Оленекского и Мунского сводов (левобережье р. Лена) более чем на 350 км при ширине от 20–30 до 90 км. Границы ее определяются распространением древних промежуточных коллекторов алмазов (минерагенический фактор I рода), совпадающих с нижнеюрской моторчунской, средне-верхнеюрской станюряхской и верхнеюрской чонокской свитами. В последней наряду с россыпными алмазами развиты горизонты желваковых фосфоритов. Данные фосфориты совместно с фосфоритами в триасовых и морских нижнемеловых отложениях северного и восточного обрамления Оленекского свода объединены в Ленскую фосфоритоносную провинцию [87]. В границах зоны выделены прогнозируемые Буор-Экитский фосфорито-алмазоносный район и алмазоносные узлы вне районов – Молодинский, Правосюнгодинский и Среднемунский.

Буор-Экитский прогнозируемый фосфорито-алмазоносный район (7.1.di,Ф) расположен в северной части рассматриваемой минерагенической зоны, в бассейне рек Буор-Экит, Экит-Юрях. Он объединяет ряд проявлений россыпных алмазов и желваковых фосфоритов в юрских отложениях. В составе района обособляется Спутниковый прогнозируемый

алмазоносный узел (7.1.1.di) с контрастным ореолом неизношенных минералов-спутников алмаза на междуречье Эекит–Элителие. Ореол связывается с промежуточным коллектором – базальными конгломератами чонокской свиты, алмазоносность которой достоверно установлена южнее, а севернее, на правобережье р. Келимяр, признаки алмазоносности в составе свиты не выявлены. Таким образом, как металлотект на алмазы чонокской свиты выделяется только в границах Приленской минерагенической зоны. В границах узла ряд исследователей предполагает наличие невоскрытых низкоалмазоносных кимберлитовых тел юрского возраста. Ввиду отсутствия прямых поисковых признаков алмазоносности в докайнозойских образованиях, прогнозная оценка Буор-Эекитского района и Спутникового узла не проводилась.

Молодинский прогнозируемый алмазоносный узел (7.0.1.di) объединяет находки алмазов и минералов-спутников в отложениях нижней юры, под чехлом которых не исключается возможность выявления невоскрытых кимберлитовых тел, в том числе и алмазоносных. Существующие оценки ресурсного потенциала прогнозируемых алмазоносных кимберлитовых тел вызывают большие сомнения. Тем не менее, Справкой прогнозных ресурсов ТПИ по РС (Я) по состоянию на 1.01.2009 г. учтены прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по Верхне-Молодинскому(?) полю, которые составляют 10 млн карат.

Правосюнгюдинская прогнозируемая алмазоносная рудная зона (7.0.2.di) объединяет контрастные ореолы алмазов и минералов-спутников в отложениях верхней юры на правобережье р. Сюнгюде, протягивающиеся от р. Моторчуна до р. Молодо. Алмазоносный горизонт приурочен к базальным конгломератам чонокской свиты, что позволяет выделить ее в ранге металлотекта. Авторская оценка прогнозных ресурсов алмазов по категории  $P_3$  в базальных конгломератах верхней юры составляет 0,05 млн кар [3ф]. На отдельных участках прогнозируется наличие не открытых низкопродуктивных кимберлитовых тел. Предполагаемые тела не могут обладать высокой алмазоносностью, учитывая низкое содержание (0,5 %) пиропов алмазной ассоциации в базальных конгломератах верхней и нижней юры, поэтому в прогнозный расчет не принимаются.

Среднемунский алмазоносный прогнозируемый узел (7.0.3.di) расположен вблизи южной рамки листа, где объединяет локальные ореолы минералов-спутников алмазов в элювиальных отложениях по бортам долины в среднем течении р. Муна. В границах потенциального узла возможно выявление низкоалмазоносных кимберлитов юрского возраста. Ввиду отсутствия прямых поисковых признаков алмазоносности в докайнозойских образованиях, прогнозная оценка узла не проводилась.

Кютюнде-Эекитский прогнозируемый ураново-олово-золоторуднороссышной район (0.1.Au,Sn,U/PR<sub>1</sub>;RF,P) распространен в восточной, наиболее приподнятой части Сололийского поднятия Оленекского свода, сложенной отложениями нижнего протерозоя, рифея, венда и перми. Основными рудоконтролирующими факторами, определяющими границы района, являются терригенно-углеродистые образования эекитской серии, прорванные гранитоидами одноименного комплекса и содержащие проявления, пункты

минерализации рудного золота, урана, а также золотоносные терригенные отложения нижнего рифея (сыгынахтахская свита) и нижней перми (ортокинская свита). Многочисленные россыпи, шлиховые ореолы, потоки золота в современном аллювии рек, дренирующих поля развития терригенно-карбонатных толщ среднего, верхнего рифея и венда, указывают на возможность наличия среди последних еще не выявленных источников данного металла.

В составе рассматриваемого района выделена Верхнеэкильская прогнозируемая уран-олово-золоторуднороссыпная зона (0.1.1.Au,Sn,U/PR<sub>1</sub>;RF<sub>1</sub>;P<sub>1</sub>), приуроченная к одноименному выступу на Сололийском поднятии. В ее пределах известно золоторудное проявление Сололи-К (П-5-21) метаморфогенно-гидротермального генетического типа, связанное с углеродсодержащими метаморфизованными породами экильской серии (нижний протерозой). Прогнозные ресурсы его в авторском варианте оценены по категории P<sub>3</sub> в 2,6 т золота. Зона также включает пункты минерализации золота, олова, урана, рудопроявление урана и одну древнюю (пермь) россыпь золота с популярными промышленно-значимыми концентрациями касситерита, танталита и колумбита. Не апробированные прогнозные ресурсы пермской россыпи оцениваются для Au по категории P<sub>1</sub> в 0,081 т, P<sub>2</sub> – 2,279 т, P<sub>3</sub> – 12,94 т, для Sn по P<sub>3</sub> в 12,6 тыс. т, Ta, Nb по P<sub>3</sub> – 4,9 тыс. т.

Потенциальная золотоносность нижнепротерозойских терригенно-углеродистых образований мало изучена и может быть значительно повышена, учитывая их близповерхностное залегание, широкое площадное распространение и наличие среди них гранитоидных интрузий. Основные перспективы рудной зоны связываются с масштабом золотых россыпей в нижнепермских отложениях. Ресурсы золота в литифицированных нижнепермских конгломератах при извлечении по рудной схеме оцениваются в 45,7 т, что в три раза превышает оценку ресурсов при извлечении по россыпной схеме [1ф].

Ресурсы урановой минерализации, отнесенные к перспективной урановой формации в зонах несогласий и паспортизированные по категории P<sub>3</sub> в 25 тыс. т, на наш взгляд, искусственно завышены – масштабы минерализации, фактические мощности потенциальных рудных тел и содержания урана, установленные в ходе геологосъемочных [37ф, 38ф] и поисковых [1ф] работ в гидротермальных кварцевых прожилках с широким развитием вторичных экзогенных урановых минералов, характерных для зоны окисления, не соответствуют промышленным характеристикам.

Нижнекютюнгинский прогнозируемый алмазорооссыпной узел (0.0.1di/C<sub>1</sub>) приурочен к центральной части Кютюнгинского рифтогенного прогиба (грабена) и ограничен с юга и севера соответственно Южно-Кютюнгинским и Северо-Кютюнгинским разломами. Границы узла определяются площадью развития нижнекаменноугольной титехской серии, в пределах которой алмазоносными являются прибрежно-морские базальные горизонты нуччаюрягинской и кысылхаинской свит. В северной части узла, в районе наиболее полно изученных участков Угюс-Юрюе и Харыялах, установлены магнитные аномалии трубчатого типа. Алмазы по своим типоморфным особенностям (преобладание октаэдров, переходных

форм и ламинарных ромбододекаэдров, полное отсутствие кристаллов V и VII разновидностей) резко отличаются от алмазов кайнозойских россыпей Анабаро-Оленекского междуречья [90] и характерны для высокопродуктивных промышленных месторождений среднепалеозойского этапа кимберлитобразования центральных районов Сибирской платформы. На этом основании рядом исследователей в районе Кютюнгинского грабена предполагается наличие среднепалеозойских кимберлитовых тел, перекрытых более молодыми отложениями карбона и перми [138, 301]. Нельзя исключить формирование нижнекаменноугольного коллектора за счет размыва среднепалеозойских алмазоносных трубок Толуопского кимберлитового поля, в настоящее время полностью денудированных. Вместе с тем, обнаруженным в данных промежуточных коллекторах пиропам алмазной ассоциации, составляющим 4–33%, свойствен сильный механический износ и наложенная гипергенная коррозия изношенных поверхностей, что допускает их неоднократное перетолжение за счет размыва более древних коллекторов [90]. На достаточно широкий спектр пород-источников питания рассматриваемых грубообломочных отложений нижнего карбона указывала Э. А. Шамшина с соавторами [331а].

Суммарные прогнозные ресурсы Нижнекютюнгинского узла, рассчитанные по двум наиболее изученным участкам (Харыялах и Угюс-Юрюе), составляют по категории  $P_3$  9,5 млн кар (табл. 34).

Таблица 34

**Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления  
Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых  
и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Наименование объекта и его индекс; вид минерального сырья	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Участок Угюс-Юрюе (рудное поле) (Нижнекютюнгинский прогнозируемый алмазороссыпной узел (0.0.1.di/C <sub>1</sub> ) Алмазы россыпные (в древних конгломератах), млн кар	–	$P_3 - 0,4$	+0,4	Поисково-оценочные работы
2	Участок Харыялах (рудное поле) (Нижнекютюнгинский прогнозируемый алмазороссыпной узел (0.0.1. di/C <sub>1</sub> ) Алмазы россыпные (в древних конгломератах) млн кар	–	$P_3 - 9,1$	+9,1	Поисково-оценочные работы

Кроме алмазов, в пределах Нижнекютюнгинского узла известно одно проявление целестина в карбонатных отложениях толуопской свиты (ти-техская серия). Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  целестина оцениваются в 60,9 тыс. т.

Бурская фосфоритоносная потенциальная рудная зона (0.0.2.Ф/Т;J<sub>1</sub>) выделена по левобережью р. Бур и объединяет известные проявления фосфоритов литорального и остаточного генетического типов в отложениях нижнего триаса (улахан-юряхская и терютэхская свиты) и верхнего триаса–нижней юры (кыринская свита). На данной стадии изученности проявления фосфоритов Бурской зоны практического интереса не представляют. В отложениях триаса с фосфоритами тесно ассоциируют красочные глины, представляющие, по мнению многих исследователей, продукт латеритного выветривания туфопесчаников нижнего триаса. Общие прогнозные ресурсы по трем месторождениям красочных глин оценены по категории Р<sub>3</sub> в 5290 тыс. м<sup>3</sup> [95ф].

Келимярская прогнозируемая алмазоносная рудная зона (0.0.3.di/Т) выделяется на левобережье р. Бур и на междуречье Келимяр–Никабыт, где фиксируется целым рядом находок алмазов (I-4-3, 6; I-5-8, 9, 10; I-6-4, 6, 16). В пределах зоны выявлена крупная россыпь алмазов в базальном горизонте кыринской свиты (булунканская пачка), по которой произведена паспортизированная (ЦНИГРИ) оценка прогнозных ресурсов категории Р<sub>2</sub>, составившая 61 млн кар [26ф]. Учитывая, что, по данным поисковых работ [61ф], в аллювии р. Никабыт были обнаружены неизношенные минералы-спутники алмазов, на южном фланге зоны в пределах поля развития пермских и нижнетриасовых отложений, где выявлены многочисленные магнитные аномалии трубочного типа (район Олонгдинского выступа), возможно выявление нескрытых кимберлитовых тел триасового возраста или иных алмазоносных магматических образований неустановленного типа, с которыми могут быть связаны алмазы V–VII разновидностей, образующие существенную долю как в триасовых, так и в современных россыпях региона.

Мало изучены перспективы зоны в отношении редкоземельных элементов, повышенные концентрации которых выявлены в галечном материале тех же алмазоносных базальных конгломератов кыринской свиты. Учитывая широкое площадное распространение конгломератов и установленные концентрации церия, иттрия и лантана соответственно до 80,9, 73,6 и 44,4 г/т в валовых пробах галечного материала, промышленная значимость редкоземельного оруденения требует дополнительных исследований и может существенно повысить значимость рэтского базального горизонта как объекта комплексного проявления алмазов и редких земель.

Последняя, кайнозойская минерагеническая эпоха характеризовалась проявлением широкомасштабных процессов россыпеобразования, в результате которых сформировались промышленные и потенциально-промышленные россыпи алмаза бассейна рек Молодо, Муна, Моторчуна, многочисленные непромышленные россыпи алмазов на обширной территории, современные россыпи золота в бассейнах рек Экит и Кютюнде (II-4-17, 18 и др.). На размещение кайнозойских аллювиальных россыпей алмаза и золота значительное влияние оказали неотектонические структуры, прежде всего поднятия, на склонах которых формирование россыпей осуществлялось на фоне восходящих тектонических движений за счет размыва

разновозрастных алмазоносных и золотоносных образований в связи с преобладанием процессов глубинной эрозии рек в позднечетвертичное время [252].

Анализ характера распределения алмазов в продольном профиле россыпей Молодо, Моторчуна и др. свидетельствуют о том, что движения, синхронные формированию аллювия, оказывают прямое влияние на уровень концентрации алмазов. Максимальное их содержание приурочено к районам неотектонических поднятий, на фоне которых проявляется глубинная эрозия. Реки имеют узкое днище и характеризуются прямолинейностью или глубоко врезаемыми в коренные склоны меандрами. Мощность аллювия здесь меньше, а средние содержания алмазов выше. Анализ продольных профилей основных россыпей установил, что они имеют ступенчатый характер. Ступени продольного профиля долин наиболее ярко проявлены на участках неотектонических поднятий и, по-видимому, являются отражением положительных структур более мелкого порядка. К отрезкам ступенчатого продольного профиля тяготеет ураганная алмазоносность [27ф]. Не исключено, что направление ряда современных россыпей в процессе их формирования менялось. Вряд ли источники таких россыпей как, например, Улахан-Уэттах (II-4-19), Лабыкталан (II-4-11), Сололи (II-5-19) и др. располагались в центральной части Оленекского поднятия, откуда истекают современные реки и ручьи с локализованными в их долинах россыпями. Наиболее вероятно, что источниками россыпей служили древние россыпи прибрежно-морского генезиса, сформированные вдоль склонов поднятия, т. е. там, где сейчас расположены нижние фланги указанных россыпей. Исходя из этого, можно предположить, что существующая в настоящее время гидросеть претерпела неоднократную перестройку. Косвенно это подтверждается наличием реликтовых фрагментов аллювиальных отложений значительной мощности в центральной части Оленекского поднятия – в верхнем течении р. Хорбусуонка, к которым приурочены гнездовидные скопления алмазов (II-4-3). Признаки древней гидросети, к которой приурочены наиболее высокие концентрации в россыпи Лабыкталан, отмечаются также на водоразделе рек Дебенгде и Куччугуй-Уэттах – в истоках р. Дебенгде (II-4-11) [81ф].

По восточному обрамлению Оленекского поднятия в области широкого развития терригенных пород мезозойского возраста, россыпная алмазоносность промышленных концентраций не образует. Наиболее благоприятной является зона сочленения Предверхоаянской и Анабарской неоструктур. В этой зоне отмечается равновесие в процессах эрозии и аккумуляции, при которых легкий материал выносится, а алмазы остаются с более тяжелыми компонентами на месте, вследствие чего происходит обогащение россыпей [252]. В прибортовых частях Предверхоаянского прогиба россыпеобразование осуществлялось на отрезках нижних течений рек Муна, Молодо за счет перемыва базальных и внутриформационных горизонтов верхней и нижней юры, а также верхнеплейстоценовых отложений.

Изложенное показывает, что минерагеническое районирование для квартала существенно отличается на уровне таксонов промежуточного и низкого ранга. Как и для дочетвертичного времени, вся территория листа

отнесена к Восточно-Сибирской минерагенической провинции, в составе которой также выделяются Нижнеоленекский прогнозируемый золото-алмазоросыпной и Приленский алмазоросыпной районы (вне минерагенических зон) [90].

Нижнеоленекский прогнозируемый золото-алмазоросыпной район (0.2.di,Au). В составе района россыпи, шлиховые ореолы и потоки, а также одиночные находки алмазов и золота сгруппированы в одну прогнозируемую зону и три прогнозируемых россыпных узла.

Бур-Келимярская прогнозируемая алмазоросыпная зона (0.2.1.di) расположена вдоль северного обрамления Сололийского поднятия; объединяет современные россыпи р. Келимяр с притоками Олонгдо и Неккю (I-5-1), р. Никабыт (I-5-7), а также слабоизученные единичные находки алмазов в бассейне р. Бур. Прогнозные ресурсы по россыпям приводятся только в авторском варианте [61ф] и оцениваются в сумме 9,96 млн кар ( $P_2$  – 9,11 млн кар,  $P_3$  – 0,85 млн кар). Следует отметить, что, учитывая общие низкие средние содержания по рекам Келимяр и Никабыт, потенциально-промышленная значимость зоны на данном этапе изученности невысокая, но может быть существенно повышена за счет более детальных поисково-разведочных работ на интервалах с повышенной алмазоносностью.

В Куойкско-Беенчимский прогнозируемый алмазоросыпной узел (0.2.2.di) объединены россыпи алмазов по рекам Куойка (II-1-7) и Беенчима (II-1-6), шлиховые потоки алмазов и минералов-спутников по их притокам. Наиболее перспективной считается россыпь по р. Беенчима, где на участке Пироповый, по данным опробования шурфов и канав, содержание алмазов достигает 1,01–1,24 кар/м<sup>3</sup> [90]. Ресурсный потенциал россыпного узла по алмазам в современных россыпях оценивается по категории  $P_2$  не более чем в 0,5 млн кар, при содержаниях 0,12–0,59 кар/м<sup>3</sup>. В бассейне р. Куойка прогнозные ресурсы, учтенные Справкой ТПИ по РС (Я) по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 5,18 млн кар алмазов (категория  $P_3$ ) в россыпях. Перспективы наращивания сырьевой базы узла в целом низкие.

Кютюндинский прогнозируемый золото-алмазоросыпной узел (0.2.3.di,Au) объединяет россыпи алмазов рек Толуопка, Уэттах, Дебенгде (III-3-12; II-4-11, 19), россыпи золота по рекам Сыгынахтах, Дебенгде (II-4-16, 17, 18) и мелкие россыпепроявления по притокам рек Кютюнгде, Уэттах (III-4-3, 5, 6). В россыпи р. Сыгынахтах в качестве сопутствующего компонента известен касситерит. Сумма прогнозных ресурсов по категории  $P_{2+3}$  золота в известных россыпях – 1,48 т ( $P_2$  – 1,33 т,  $P_3$  – 0,15 т), алмазов по категории  $P_2$  – 0,85 млн кар.

Экитский прогнозируемый золото-алмазоросыпной узел (0.2.4.di,Au) охватывает бассейн р. Экит с притоками, включая россыпи алмазов по рекам Сололи, Тас-Экит (II-5-19, 29; II-6-3), россыпи золота по рекам Сололи, Ортоку-Экит с суммарными прогнозными ресурсами ( $P_2+P_3$ ) алмазов 1,11 млн кар ( $P_2$  – 0,31 млн кар,  $P_3$  – 0,8 млн кар) и золота по категории  $P_2$  – 0,14 т,  $P_3$  – 1,34 т.

Приленский алмазоросыпной район (0.3.di) охватывает на левобережье р. Лена южную часть исследованной территории и включает все известные на территории листа R-51 месторождения алмазов. В его составе

выделяются Далдыно-Молодинский, Усунку-Молодинский, Верхнемоторчунский, Муна-Сюнгюдинский алмазородоссыпные, в том числе прогнозируемые, узлы и прогнозируемая Эекит-Сюнгюдинская алмазородоссыпная рудная зона.

Далдыно-Молодинский алмазородоссыпный узел (0.3.1.di) объединяет россыпи алмазов в бассейне верхнего течения р. Молодо и притоков, р. Далдын с притоками. В его пределах расположено среднее месторождение р. Далдын (IV-2-13). Общее суммарное количество запасов и прогнозных ресурсов по узлу оценивается в 4,54 млн кар; из них по категориям  $C_1+C_2$  приходится 0,6 млн кар, на  $P_1$  – 3,85 млн кар,  $P_2$  – 0,09 млн кар. Следует отметить, что прогнозные ресурсы по россыпям неоднократно переоценивались, поэтому в расчет принимались только ресурсы, учтенные Справкой прогнозных ресурсов ТПИ по РС (Я) или Республиканским балансом перспективных объектов РС (Я). При расчетной площади узла 5130 км<sup>2</sup> удельная продуктивность составит 0,0009 млн кар/км<sup>2</sup>. Учитывая высокую степень изученности россыпей, перспективы наращивания ресурсов небольшие.

Усунку-Молодинский алмазородоссыпный узел (0.3.2.di) включает разведываемые и обрабатываемые россыпи р. Молодо (IV-3-10, 25) и россыпь р. Усунку (III-4-14) с суммарным количеством запасов ( $C_1+C_2$  + обработанные – 5,24 млн кар) и прогнозных ресурсов ( $P_1$  – 2,88 млн кар) в 8,12 млн кар, больше половины из которых приходится на крупное месторождение Молодо, находящееся в стадии разработки. При площади узла 7160 км<sup>2</sup> расчетная удельная продуктивность оценивается 0,001 млн кар/км<sup>2</sup>. Как и для Далдыно-Молодинского россыпного узла, учитывая высокую степень разведанности промышленных россыпей, перспективы наращивания ресурсов небольшие и могут быть повышены при выявлении интервалов с кондициями, близкими к временным кондициям р. Молодо на россыпях Молодо Среднее и Молодо Нижнее. По состоянию на конец 2009 г. промышленная россыпь р. Молодо отнесена к стратегически значимым объектам Российской Федерации.

Верхнемоторчунский прогнозируемый алмазородоссыпный узел (0.3.3.di) охватывает верхнее течение р. Моторчуна с известными шлиховыми потоками и единичными находками алмазов в современном аллювии. Прогнозная оценка по узлу не проводилась.

Муна-Сюнгюдинский алмазородоссыпный узел (0.3.4.di) включает промышленную россыпь в нижнем течении р. Моторчуна (VI-2-6), россыпи р. Муна (VI-2-13), р. Сюнгюде (V-3-16) и ее притоков (V-3-4, V-3-9). Суммарное количество запасов ( $C_1+C_2$  – 0,107 млн кар) и прогнозных ресурсов ( $P_1$  – 0,35 млн кар,  $P_2$  – 0,24 млн кар,  $P_3$  – 0,14 млн кар) составляет 0,84 млн кар. При площади узла 6400 км<sup>2</sup>, удельная продуктивность составит 0,0001 млн кар/км<sup>2</sup>.

Эекит-Сюнгюдинская прогнозируемая алмазородоссыпная рудная зона (0.3.5.di) объединяет серию ярко выраженных шлиховых ореолов алмазов и их минералов-спутников, генетически связанных с размывом верхнеюрских алмазоносных галечников. Прогнозная оценка зоны на этой стадии не проводилась.



8	Келимярская прогнозируемая алмазонасная рудная зона (0.0.3.di/T)	di, млн кар	1560	–	–	–	–	61,0	–	61,0	61,0	
<b>Минерагенические таксоны в четвертичных образованиях</b> <b>Районы и узлы вне минерагенической зоны</b> <b>Нижеоленекский прогнозируемый золото-алмазоросыпающий район (0.2.di, Au)</b>												
9	Куойско-Бенчимский алмазонасный прогнозируемый россыпной узел (2.0.1.di)	di, млн кар	3900	–	–	–	–	0,5	5,18	5,68	5,68	
10	Кютонгдинский прогнозируемый золото-алмазоросыпающий узел (0.2.3.di, Au)	di, млн кар	4430	–	–	–	–	0,85	–	0,85	0,85	
		Au, т		–	–	–	–	1,33	0,15	1,48	1,48	
11	Эекитский прогнозируемый золото-алмазоросыпающий узел (0.2.4.di,Au)	di, млн кар	3400	–	–	–	–	0,31	0,80	1,11	1,11	
		Au, т		–	–	–	–	0,14	1,34	1,48	1,48	
<b>Приленский алмазоросыпающий район (0.3.di)</b>												
12	Далдыно-Молодинский алмазоросыпающий узел (0.3.1.di)	di, млн кар	5130	0,033	0,567	0,60	3,85	0,09	–	3,94	4,54	0,0009 млн кар/км <sup>2</sup>
13	Усунку-Молодинский алмазоросыпающий узел (0.3.2.di)	di, млн кар.	7160	2,33	1,53	5,24 (в т. ч. 1,38 – отраб.)	2,88	–	–	2,88	8,12	0,001 млн кар/км <sup>2</sup>
14	Муна-Сюнгюдинский алмазоросыпающий узел (0.3.4.di)	di, млн кар	6400	0,056	0,051	0,107	0,35	0,24	0,14	0,73	0,84	0,0001 млн кар/км <sup>2</sup>

Производственная инфраструктура в большинстве рассмотренных минерагенических таксонов малоблагоприятная. Удовлетворительной можно считать инфраструктуру Далдыно-Молодинского (0.3.1.di) и Усунку-Молодинского (0.3.2.di) узлов, расположенных вблизи действующей сезонно-обогащительной фабрики россыпного месторождения алмазов Молодо с отлаженной системой местного энергообеспечения, сезонных автомобильных дорог (автозимников) и перевалочных баз.

Подавляющее большинство представленных на КЗПИ минерагенических таксонов относится к категории прогнозируемых. При этом продуктивность многих из них, ввиду слабой изученности или убогих содержаний полезных компонентов, не определялась или является весьма низкой. Во многих случаях имеющиеся прогнозные оценки являются авторскими. В целом выполненные исследования позволяют дать достаточно высокую прогнозную оценку рассмотренной территории, прежде всего на алмазы, битумы. Оценка минерально-сырьевых ресурсов узлов и рудных зон приведена в табл. 35.

**Алмазы.** Суммарные прогнозные ресурсы территории на алмазы оцениваются в 95,69 млн кар ( $P_1$  – 7,08 млн кар,  $P_2$  – 62,99 млн кар,  $P_3$  – 25,62 млн кар); из них только 10 млн кар (категории  $P_3$ ) приходится на прогнозируемые коренные источники в кимберлитах (Молодинский прогнозируемый узел). Наиболее реальные перспективы промышленной алмазоносности связаны с принципиально новым для территории типом прогнозируемых месторождений – алмазоносными конгломератами каменноугольного и позднетриасового возраста, пользующимися широким площадным распространением и, как следствие, обладающими уникальным ресурсным потенциалом. На них приходится 70,5 млн кар (около 74%), распределяемых по категориям  $P_2$  и  $P_3$  соответственно в 61 млн кар и 9,5 млн кар. Ресурсы категории  $P_2$  размещены в Келимярской прогнозируемой алмазоносной рудной зоне (0.0.3. di/T),  $P_3$  – в Нижнекютюнгдинском прогнозируемом алмазороссыпном узле (0.0.1.di/C<sub>1</sub>). Здесь возможны находки месторождений среднего и крупного масштабов.

Перспективы современной россыпной алмазоносности Лено-Молодинского междуречья объективно оценены [27ф, 90]. Их суммарные ресурсы составляют 15,19 млн кар (16%), распределенных по категориям следующим образом (млн кар):  $P_1$  – 7,08;  $P_2$  – 1,99;  $P_3$  – 6,12. Подавляющая часть апробированных ресурсов высоких категорий (более 90%) концентрируются вблизи известных месторождений Молодо, Верхнее Молодо (Усунку-Молодинский алмазороссыпной узел), Далдын (Далдыно-Молодинский алмазороссыпной узел), низких категорий сосредоточена в Куойкско-Беевичском прогнозируемом алмазоносном узле (85%). Значительные авторские ресурсы ( $P_2$  – 9,11 млн кар,  $P_3$  – 0,85 млн кар) характерны для Бур-Келимярской прогнозируемой алмазороссыпной рудной зоны. Совместно с территориально с ней совмещенной Келимярской прогнозируемой алмазоносной рудной зоной в рэтских конгломератах район северного обрамления Оленекского свода (бассейн рек Келимяр, Ныкабыт, Бур) может стать новым центром алмазодобывающей промышленности на территории листа R-51, подобным району Далдыно-Молодинского междуречья.

**Битумы.** Основные ресурсы на данный вид полезного ископаемого сосредоточены в Бур-Оленекском нефте-битуминозном районе, где в пермских отложениях расположено крупное Усть-Бурское (Оленекское) месторождение битумов. Ресурсный потенциал района принимается в 1,3 млрд т на уровне прогнозной оценки месторождения при содержании выше 2% [140]. Значительные резервы связаны с отложениями венда и кембрия. Запасы битумов в отложениях туркутской свиты венда оцениваются не менее чем в 3 млрд т [189], в отложениях кессюсинской свиты кембрия – 70 млн т [189].

**Нефть, газ.** Перспективы Анабарской нефтегазоносной области связываются в основном с двумя стратиграфическими уровнями – вендским и нижнекембрийским. Перспективы Предверхоянской нефтегазоносной области в пределах территории листа R-51 мало изучены и связываются в основном с более широким набором стратиграфических уровней – верхнепротерозойским, нижне-, средне- и верхнекембрийским, пермско-триасовым и юрско-меловым, причем основные перспективные области расположены за пределами территории листа R-51. Некоторыми исследователями предполагаются залежи концентрированных углеводородов в поднадвиговых резервуарах зоны перехода от Сибирской платформы к Верхояно-Колымской складчатой системе. На правом берегу р. Лена, в юго-восточной части листа R-51 авторами таких построений прогнозируются Уэль-Сиктяхский и Джарджанский прогнозируемые резервуары [98].

На Оленекском своде в отложениях перми и более древних пород Т. Н. Копылова выделяет две фазы нефтегазонакопления: допермскую и послепермскую. По мнению других авторов, можно выделить три фазы формирования залежей нефти и газа и три фазы их перераспределения.

Первая фаза проявилась в предвендское время, когда произошло значительное воздымание района с возникновением блоковых и, вероятно, пликативных структур. Нефтегазопроизводящими образованиями тогда могли служить верхнепротерозойские отложения. Благоприятным коллектором для аккумуляции нефти и газа мог быть базальный песчаниковый горизонт арымасской свиты мощностью до 50 м, а также трещины в других породах верхнего протерозоя. Эти отложения сохранились на южном крыле Лено-Анабарского и на севере Приверхоянского прогибов. Перспективны они повсюду, за исключением Оленекского сводового поднятия, где обнажаются на поверхности или залегают на глубине менее 700 м.

Вторая фаза нефтегазонакопления была в конце среднего–начале позднего кембрия. Нефтегазопроизводящими образованиями являются породы туркутской свиты венда и нижне-среднекембрийские отложения. Благоприятными коллекторами для скопления нефти и газа могли служить кавернозные доломиты верхней части туркутской свиты и базальные слои кессюсинской свиты. Распространение последних на северо-востоке Сибирской платформы несколько меньше верхнепротерозойских, а в прилегающих мезозойских прогибах их площади совпадают. Среднекембрийские отложения перспективны только в мезозойских прогибах, где они имеют такое же развитие, как и нижнекембрийские. На северо-востоке Сибирской

платформы глубина залегания их не превышает 700 м, что определяет их незначительные перспективы.

Третья фаза формирования залежей относится к позднемеловой эпохе, когда происходило замыкание Верхояно-Колымской геосинклинали. В связи с этим следует считать, что условия для преобразования органики в углеводороды нефтяного ряда в юрских и меловых отложениях большой мощности были весьма благоприятные. Ловушками для скопления углеводородов могли служить локальные поднятия в Приверхоянском и Лено-Анабарском прогибах. Описываемая территория ранее относилась к перспективным землям, за исключением площади выходов кристаллического фундамента и верхнего протерозоя на Оленекском своде. На северо-востоке Сибирской платформы выделены земли с плотностями запасов от 10 до 30 тыс. т/км<sup>2</sup> и от 1 до 10 тыс. т/км<sup>2</sup>, а на севере Приверхоянского прогиба – от 30 до 50 тыс. т/км<sup>2</sup>. Ранее земли по плотностям запасов и подсчет их по нижним пределам в Приверхоянском и Лено-Анабарском прогибах были дифференцированы без учета их блокового строения и изменения мощности мезозойских отложений. Кроме того, контур основных тектонических структур на карте перспектив нефтегазоносности северо-востока Сибирской платформы не совпадает с уточненной тектонической картой. С учетом сильной раздробленности палеозойских структур разломами и продолжительными перерывами в осадконакоплении в послекембрийское время можно полагать, что в верхнепротерозойских и нижнекембрийских породах уцелели только нефтяные залежи. Вероятно, что в средне- и верхнекембрийских, пермо-триасовых, юрских и меловых отложениях Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов сохранились и газовые залежи, поскольку они формировались, вероятно, в меловое время.

Общая оценка ресурсного потенциала нефти и газа на территории листа R-51 проведена по методике аналогичной оценки при издании листа Государственной геологической карты СССР R-(50)–52 – Тикси (новая серия) [87] с корректировкой площадей в соответствии с границами листа R-51, схемы районирования согласно Анабаро-Виллюйской серийной легенде [189] и представлена в табл. 35, 36 и 37. Извлекаемое количество нефти дано из расчета 0,3 от геологических запасов, как принято для Сибирской платформы, а свободного газа – из расчета 0,9. Попутный газ рассчитан, исходя из среднего газового фактора по бывшей территории Советского Союза, в 80 м<sup>3</sup>/т. Общие потенциальные запасы нефти и газа в границах листа R-51 – Джарджан – 1371 млн т, из них в Анабарской нефтегазовой области 807 млн т, в Предверхоянской нефтегазовой области 564 млн т. По плотностям запасов, прогибы более благоприятны. В пределах наиболее перспективной части Сибирской платформы, в Суханской впадине плотность запасов равна 22,3 тыс. т/км<sup>2</sup>, в прогибе к северу от Хардахского разлома достигает 43,9 тыс. т/км<sup>2</sup>, а между Северо- и Южно-Кютингдинским разломами – до 45,7 тыс. т/км<sup>2</sup>.

**Золото.** Утвержденные прогнозные ресурсы имеются только для современных россыпей; их суммарные значения составляют 2,96 т (P<sub>2</sub> – 1,47 т, P<sub>3</sub> – 1,49 т). Локализованы они в Кютюнгдинском и Эекитском прогнозируемых золото-алмазоросыпных узлах. Однако основные перспективы

## Расчёт прогнозных запасов нефти и попутного газа в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия

Наименование структур		Продуктивные толщи				Коэффициент аккумуляции углеводородов, тыс. т/км <sup>2</sup>	Первоначальные геологические запасы углеводородов, млн т.	Коэффициент сохранности углеводородов в недрах	Запасы нефти и газа (млн т), в пересчете на нефть			Плотность потенциальных запасов, тыс. т/км <sup>2</sup>
		Возраст отложений	Средняя мощность, км	Площадь распространения, км <sup>2</sup>	Объём пород, км <sup>3</sup>				Потенциальные геологические запасы	Из них извлекаемые		
										нефть	газ	
Анабарская нефтегазовая область	Северный фланг Мунского поднятия	PR <sub>3</sub>	0,8	2500	2000	24,0	48,0	0,4	19,2	5,3	0,5	7,7
		Є <sub>1</sub>	0,4	2500	1000	5,5	5,5	0,2	1,1	0,3	0,03	0,4
	Суханская впадина	PR <sub>3</sub>	1,8	20 000	36 000	24,0	864,0	0,5	432,0	119,2	10,4	21,6
		Є <sub>1</sub>	0,35	20 000	7000	5,5	38,5	0,3	11,55	3,2	0,3	0,6
	Куойкско-Далдынское поднятие	PR <sub>3</sub>	1,8	7400	13 320	24,0	319,7	0,1	32,0	8,8	0,8	4,3
	Кютюнгинский грабен, центр	PR <sub>3</sub>	1,9	2500	4750	24,0	114,0	0,1	11,4	3,1	0,3	4,6
	Кютюнгинский грабен, северо-запад	PR <sub>3</sub>	1,9	2000	3800	24,0	91,2	0,2	18,24	5,0	0,5	9,1
		Є <sub>1</sub>	0,3	2000	600	5,5	18,2	0,2	3,6	1,0	0,1	1,8
	Сололийское поднятие, запад	PR <sub>3</sub>	1,9	13 000	24 700	24,0	593,0	0,3	178,0	49,1	4,3	13,7
	Лено-Анабарский прогиб, юг	PR <sub>3</sub>	2,3	1000	2300	24,0	55,2	0,4	22,1	6,1	0,5	22,1
Є <sub>1</sub>		0,25	1000	250	5,5	1,4	0,4	0,56	0,2	–	0,6	
Лено-Анабарский прогиб, восток	PR <sub>3</sub>	2,4	2000	4800	24,0	115,2	0,4	46,1	12,7	1,1	23,1	
	Є <sub>1</sub>	0,3	2000	600	5,5	3,3	0,4	1,32	0,4	–	0,7	
Всего по области				77 900					<b>777,2</b>	214,4	18,8	
Приверхоянская нефтегазовая область	Приверхоянский прогиб, север	PR <sub>3</sub>	2,4	4900	11 760	24,0	282,2	0,4	112,1	30,9	2,7	22,9
		Є <sub>1</sub>	0,3	4900	1470	5,5	8,1	0,4	3,2	1,0	–	0,7
	Приверхоянский прогиб, юг	PR <sub>3</sub>	1,1	21 500	23 650	24,0	567,6	0,3	170,3	47,0	4,1	7,9
		Є <sub>1</sub>	0,3	21 500	6450	5,5	35,5	0,3	10,7	3,0	0,2	0,5
Всего по области				52 800					<b>296,3</b>	81,9	7,0	
Всего		PR <sub>3</sub>							1041,4	287,2	25,2	
Всего		Є <sub>1</sub>							32,0	9,1	0,63	

**Расчет прогнозных запасов нефти и попутного газа в отложениях среднего и верхнего кембрия, перми, триаса, юры и мела**

Наименование структур		Потенциально продуктивные и продуктивные толщи				Коэффициент аккумуляции углеводородов, тыс. т/км <sup>3</sup>	Потенциальные геологические запасы, млн т	Запасы нефти и газа, (млн т), в пересчете на нефть						
		Возраст отложений	Средняя мощность, км	Суммарная мощность, км	Площадь распространения, км <sup>2</sup>			Из них		Из них извлекаемые				
								нефти и попутного газа	свободного газа	нефти	попутного газа	свободного газа	итого газа	Всего нефти и газа
Анабарская нефтегазовая область	Лено-Анабарский прогиб, юг	K, J, P-T	1,05	1,7	1000	10,0	10,0	6,7	3,3	2,0	-	3,0	3,0	5,0
		Є <sub>3</sub>	0,3											
		Є <sub>2</sub>	0,35											
	Лено-Анабарский прогиб, восток	K-J	0,8	1,85	2000	10,0	20,0	13,4	6,6	4,0	-	5,9	5,9	9,9
		P-T	0,5											
		Є <sub>3</sub>	0,25											
	Є <sub>2</sub>	0,3												
Всего по области				3000		<b>30,0</b>			6,0				8,9	14,9
Предверхоянская нефтегазовая область	Приверхоянский прогиб, север	K	1000	2,4	14 900	10,0	149,0	99,8	49,2	27,5	2,4	44,3	46,7	74,2
		J	700											
		P-T	150											
		Є <sub>3</sub>	250											
		Є <sub>2</sub>	300											
	Приверхоянский прогиб, юг	K	1500	2,55	11 900	20,0	119,0	79,7	29,3	22,0	1,9	26,4	28,3	50,3
		J	900											
		P-T	150											
Всего по области				26 800		<b>268,0</b>			49,5			75,0	124,5	
Всего						298,0			55,5			83,9	139,4	

следует связывать с формацией золотоносных конгломератов в пермских отложениях Верхнеэкинской уран-олово-золоторуднороссыпной зоны. Сумма неапробированных ресурсов золота в них – 15,3 т ( $P_1$  – 0,08;  $P_2$  – 2,28;  $P_3$  – 12,94 т), что позволяет прогнозировать здесь крупное россыпное месторождение. Попутно могут добываться олово и редкие металлы. Авторские ресурсы по категории  $P_3$  олова составляют 12,6 тыс. т, тантала-колумбита – 4906 т. Имеются значительные предпосылки для поисков золота в нижнепротерозойской терригенно-углеродистой экинской серии, связанные с золотоносной черносланцевой формацией. Но исследования в этом направлении практически отсутствуют. Территориально все ресурсы сконцентрированы в Верхнеэкинской прогнозируемой рудной зоне.

**Уран.** Урановая минерализация на территории листа R-51 локализована только в Верхнеэкинской прогнозируемой уран-олово-золоторуднороссыпной зоне и изучена слабо. Апробированные прогнозные ресурсы урана по категории  $P_3$  составляют здесь 25 тыс. т. Несмотря на связь минерализации с предполагаемой высокопродуктивной урановой формацией в зонах несогласий, перспективы ее, учитывая неблагоприятное географо-экономическое положение района, в целом незначительны.

Ресурсы остальных видов полезных ископаемых (свинца, исландского шпата, фосфоритов), ввиду ограниченного распространения и неблагоприятного геолого-экономического положения района, не определялись.

---

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория входит в состав сложного Сибирского артезианского бассейна, в котором в пределах листа R-51 в соответствии с современным структурным планом и особенностями распространения геологических формаций выделяются артезианские бассейны второго порядка – Хатангский, Оленекский и Якутский (рис. 23).

Специфика гидрогеологических условий определяется распространением многолетнемерзлых пород. Вся территория находится в поясе многолетней сплошной мерзлоты с редкими таликами (мощность толщ многолетнемерзлых пород 200–500 м и больше) [41ф], в связи с чем подмерзлотные воды не получают атмосферного питания и не участвуют в современном кругообороте природных вод, и соответственно пресные воды отсутствуют.

Ко времени начала формирования мерзлой зоны на территории данной артезианской области существовала довольно неоднородная гидрогеологическая и гидрохимическая обстановка. В пределах полей распространения терригенно-карбонатных существенно галогенных образований чехла артезианских бассейнов в условиях сравнительно глубокого дренажа этих образований возникла обстановка, не благоприятствующая формированию значительной мощности пояса пресных вод, и на сравнительно незначительных глубинах (до 200 м от поверхности) залегали уже соленые воды или рассолы.

Наряду с различиями гидрохимических параметров, учитывая значительную расчлененность рельефа поверхности платформ и неоднородность сложения пород чехла, их тектоническую нарушенность разломами, можно предположить и существенное различие гидродинамических условий.

На площадях распространения карбонатных и карбонатно-терригенных галогенных пород, относительно слабодренированных и на небольших глубинах содержатся соленые воды и рассолы. Охлаждение недр в таких условиях привело к сравнительно быстрому промерзанию верхней (обычно до 200–300 м) части разреза, после чего началось медленное и длительное охлаждение соленых вод и рассолов. Их температура снизилась до отрицательных величин и охлаждение постепенно охватило верхнюю часть гидрогеологического разреза до глубины 1450 м [211].

В зависимости от вещественного состава коллекторов, трещиноватости пород и наличия тектонических нарушений развиты поровые, порово-пластовые, трещинно-пластовые, трещинно-карстовые и карстово-пластовые воды.

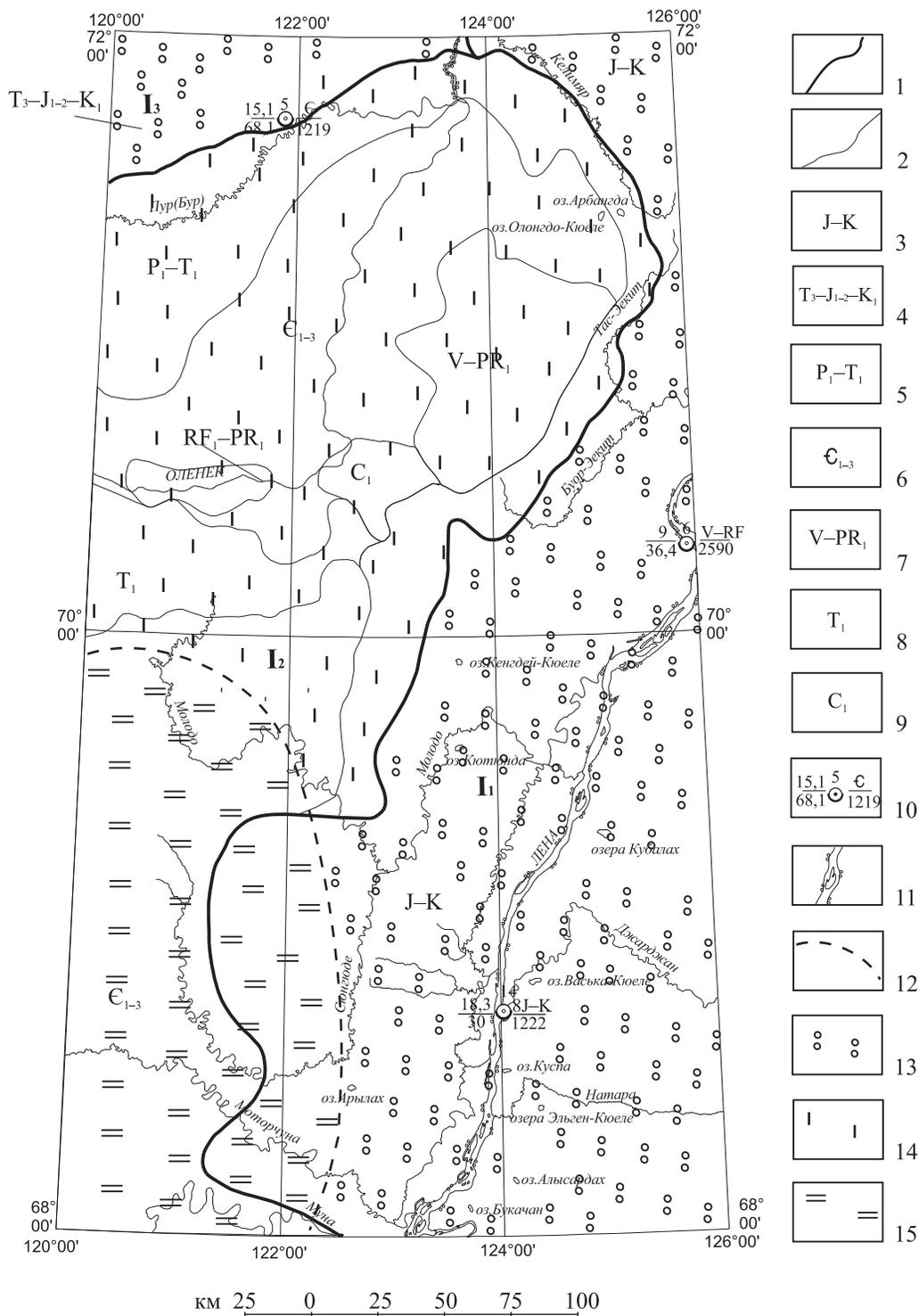


Рис. 23. Гидрогеологическая схема.

1. Номера и границы артезианских бассейнов второго порядка:  $I_1$  – Якутский артезианский бассейн,  $I_2$  – Оленекский артезианский бассейн,  $I_3$  – Хатангский артезианский бассейн; 2. Границы распространения гидрогеологических подразделений, залегающих первыми от поверхности; 3–9 – индексы гидрогеологических подразделений (водоносные комплексы), распространенных по площади: 3 – трещинно-пластовые и порово-пластовые воды в терригенных отложениях юры-мела (J–K); 4 – трещинно-пластовые воды и порово-пластовые воды в терригенных отложениях верхнего триаса-юры-нижнего мела ( $T_3$ – $J_{1-2}$ – $K_1$ ); 5 – трещинно-пластовые воды в терригенных отложениях перми-триаса ( $P_1$ – $T_1$ ); 6 – карстово-пластовые и трещинные воды в карбонатных породах кембрия ( $C_{1-3}$ ); 7 – трещинные и карстово-пластовые воды в терригенно-карбонатных отложениях протерозоя (V–PR<sub>1</sub>); 8 – трещинные и трещинно-жильные воды в вулканогенных отложениях нижнего триаса ( $T_1$ ); 9 – трещинно-пластовые и порово-пластовые воды в терригенно-соленосно-гипсоносных породах карбона-нижней перми ( $C_1$ ); 10 – искусственные водопрооявления, скважины, пробуренные на подмерзлотные воды, и их номер (обозначения: слева в числителе величина минерализации (г/дм<sup>3</sup>), в знаменателе дебит (м<sup>3</sup>/сут), справа в числителе возраст водоносного комплекса, в знаменателе глубина вскрытия): 5 – Бурская, 6 – Говоровская, 14 – Джарджанская (нумерация дана как на геологической карте); 11 – линейные подрусловые талики; 12 – область распространения рассолов; 13–15 – степень минерализации подземных вод (г/дм<sup>3</sup>): 13 – воды соленые 10–35, 14 – слабые рассолы 35–70, 15 – крепкие рассолы 270–350.

Сведения о подмерзлотных подземных водах получены из материалов разведочного бурения скважин, неравномерно распределенных по территории [6ф, 87ф].

### Хатангский артезианский бассейн (I<sub>3</sub>)

Бассейн совпадает с Лено-Анабарским прогибом, в пределах рассматриваемой территории дренируется реками бассейна р. Бур и частично р. Оленек. Водоносные комплексы бассейна приурочены к четвертичным, юрско-меловым, пермско-триасовым, кембрийским, венд-кембрийским и рифейским породам.

В связи с развитием многолетней мерзлоты, пресные верхние водоносные горизонты полностью проморожены до глубины 300–600 м. В основании многолетнемерзлой толщи, видимо, повсеместно залегают соленые подземные воды.

На площади Хатангского артезианского бассейна сведения о подземных водах получены только в Бурской скважине (5). На глубине 1050 м отмечалось выделение газа и самоизлив воды с дебитом 0,7 л/с (60,5 м<sup>3</sup>/сут). Самоизлив продолжался 1,5 месяца (до ликвидации скважины). Состав газа изменялся от азотного до азотно-метанового с небольшим содержанием CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и тяжелых углеводородов. Ниже обсадных труб от глубины 300 м и до забоя в открытом стволе были вскрыты 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/дм<sup>3</sup> [87].

*Четвертичный водоносный комплекс* проморожен и содержит только надмерзлотные воды сезонноталого слоя.

*Юрско-меловой водоносный комплекс* (J<sub>1-2</sub>–K<sub>1</sub>) содержит трещинно-пластовые и порово-пластовые воды и представлен переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Воды соленые – минерализация 15–35 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-натриевого состава.

В верхней части разреза он перекрывается водоупором многолетнемерзлых пород, мощность которых в Бурской скважине составляет 300 м [87ф].

Региональным покрывающим водоупором являются известково-глинистые песчаники усть-оленекской серии (T<sub>3</sub>).

Верхним водоупором условно считается толща плотных глинисто-песчано-алевролитовых пород мощностью до 126 м, залегающих в подошве перми (P<sub>1</sub>).

*Пермско-триасовый водоносный комплекс* (P<sub>1</sub>–T<sub>1</sub>) содержит трещинно-пластовые воды и сложен терригенными и угленосными породами. Мощность их в Бурской скважине составляет 444 м. В интервале 1409–1755 м получены притоки пластовых вод с растворенным метановым газом с дебитами от 0,74 до 35,02 м<sup>3</sup>/сут. Воды соленые, с минерализацией 11,6–16,9 г/дм<sup>3</sup>; хлоридно-натриевого состава, с содержанием брома – 19,9 мг/дм<sup>3</sup>, йода – 1,6 мг/дм<sup>3</sup>.

Верхним водоупором служат аргиллиты кессюсинской свиты нижнего кембрия ( $\text{Є}_1\text{ks}$ ) мощностью 115 м.

*Кембрийский водоносный комплекс* ( $\text{Є}$ ) содержит трещинные и карстово-пластовые воды и представлен карбонатными породами с открытой пористостью 0,66–6,38%. Дебит притока в Бурской скважине в интервале глубин 1219–1252 м составил 68,1 м<sup>3</sup>/сут. Воды комплекса соленые хлоридно-кальциевого состава с общей минерализацией 15,14 г/дм<sup>3</sup>, и содержанием (мг/л): йода – 6,8, брома – 75, фтора – 0,18, нафтеновых кислот – 1,3.

Перекрывающим водоупором служат породы хайпахской свиты верхнего рифея ( $\text{RF}_3\text{hp}$ ) мощностью 220–240 м.

*Венд-кембрийский водоносный комплекс* ( $\text{V}_2\text{--Є}_1$ ) содержит карстово-пластовые и трещинные воды и представлен терригенно-карбонатными породами с открытой пористостью от 3 до 15,1%. Воды вскрыты на глубине 953 м, приток воды составил 403,91 м<sup>3</sup>/сут. Воды соленые – минерализация 36,4–38,1 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-кальциевого состава, содержат (мг/л): йода – 11,34, брома – 126,5,  $\text{rNa/rCl} = 0,87$ .

*Рифейский водоносный комплекс* ( $\text{RF}_{1-2}$ ) содержит трещинные и карстово-пластовые воды и представлен карбонатно-терригенными породами с пористостью до 19%, проницаемостью до 1,7 мД. Приток наблюдался на глубине 2809–2846 м и составил 6,24 м<sup>3</sup>/сут, а в интервале 3168–3246 м – 687,3 м<sup>3</sup>/сут при температуре воды 36 °С. Вскрытые подмерзлотные воды имеют хлоридно-кальциевый состав с содержанием (мг/л): брома – 43,3, йода – 9,5, фтора – 2,87, нафтеновых органических кислот – 7,8.

### Якутский артезианский бассейн ( $\text{I}_1$ )

Бассейн приурочен к Предверхоанскому прогибу и дренируется р. Лена с притоками – Молодо, Джарджан, Уэль-Сиктях и др.

Водоносные комплексы были частично опробованы Говоровской (6) и Джарджанской (14) скважинами. В пределах бассейна выделяются четвертичный, юрско-меловой, нижнеюрский, пермский и венд-рифейский водоносные комплексы.

В северной части Якутского артезианского бассейна, приуроченного к Предверхоанскому прогибу, опробована Джарджанская опорная скважина, в которой испытан пермский и нижнеюрский водоносные комплексы.

*Четвертичный водоносный комплекс* почти повсеместно заморожен, и только в долине р. Лена существует подрусловой талик, представляющий интерес с точки зрения формирования ресурсов пресных подземных вод.

*Юрско-меловой водоносный комплекс* (J–K), содержащий трещинно-пластовые и порово-пластовые воды, представлен песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов. Мощность мерзлых пород в Говоровской скважине 70 м. Водонасыщенные породы комплекса имеют пористость от 11,4 до 16%. При опробовании на глубине 1134 м получен приток воды с дебитом 30 м<sup>3</sup>/сут и температурой 13 °С. Воды соленые, с минерализацией 18,3 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-кальциевого состава.

Нижнеюрский водоносный комплекс ( $\text{J}_1$ ) в Джарджанской скважине изучался испытателем пластов в интервале 1236–1222 м. Породы пред-

ставлены песчаниками. Имеются сведения по химическому составу воды: минерализация – 8,345 г/дм<sup>3</sup>; Cl – 11 334 мг/л; SO<sub>4</sub> – 32,91 мг/л; HCO<sub>3</sub> – 146,4 мг/л; Ca – 2939,8 мг/л; Mg – 108,4 мг/л; Na + K – 3807,2 мг/л. Воды нижнеюрского комплекса в этом интервале содержат: брома – 22,3 мг/л; йода – следы; HVO<sub>2</sub> – 1,83 мг/л; калия – 89,5 мг/л.

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/1 °С. Толщина мерзлоты относится фактически к безградиентной зоне. Образование аномально низких уровней связано с наличием в верхней части разреза толщи многолетнемерзлых пород. Теоретически величина пьезометрического уровня пластовых вод может понизиться на высоту водяного столба, соответствующую мощности многолетнемерзлых пород в области питания [211].

*Триасовые отложения* (Т), вскрытые в Говоровской скважине, представлены алевролитами и аргиллитами, а в Джарджанской – базальтами и их туфами. По материалам разведочного бурения и по водно-физическим характеристикам относятся к водоупорным [6ф].

*Пермский водоносный комплекс* (P<sub>1-3</sub>) содержит трещинно-пластовые воды с открытой пористостью от 7,5–18,7%. В интервале 1335–1520 м получен приток воды с дебитом 19,3–54,9 м<sup>3</sup>/сут. Отложения представлены серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками кварц-полевошпатового состава с прослоями аргиллитов и алевролитов. Отложения перми залегают на нижнепротерозойском фундаменте и перекрываются породами нижнего триаса. Подземные воды в этих отложениях опробованы в интервалах 1353–1382 м, 1450–1480 м, 1505–1514 м. В целом дебит скважины при понижении 50–200 м составлял 15–20 м<sup>3</sup>/сут, что свидетельствует о 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 нижнепротерозойских отложений, подстилающих пермский водоносный комплекс, что говорит об их гидродинамической связи. По химическому составу воды опробованных горизонтов сходны между собой. Воды соленые, хлор-кальциевого состава с минерализацией 12,6–48,4 г/дм<sup>3</sup>. Температура вод комплекса 14,5–27,5 °С.

В составе анионов преобладает хлор, на долю сульфатов и гидрокарбонатов приходится менее 0,5%-экв. Катионы примерно в равных количествах представлены натрием и кальцием, составляющими в сумме 100%-экв. В связи с этим отношение Na/Cl не превышает 0,5–0,6. Из микрокомпонентов в составе воды обнаружены (мг/л<sup>3</sup>) бром (до 188), аммоний (22), бор (5), йод (до 4,5) и двуокись серы (до 240). Спонтанный газ, отобранный из интервала 1353–1382 м, характеризуется метановым составом, отмечено присутствие водорода до 1,6%. От общего количества азота (13%) большая

часть (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 отложениях Вилуйской синеклизы и средней части Предверхоьянского прогиба. Характерные особенности солевого и газового составов 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 [87].

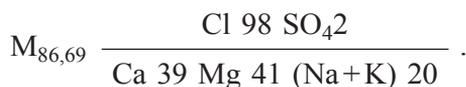
*Венд-рифейский водоносный комплекс* ( $V_{1-2}$ -RF $_{1-3}$ ) содержит трещинные и карстово-пластовые воды и сложен доломитами, мергелями и известняками с общей пористостью 9–11%. Верхняя часть водоносного комплекса вскрыта Джарджанской скважиной в интервале 1616–1918 м; в Говоровской скважине водоносный комплекс опробован в интервале 2000–2225 м. Дебит воды в Джарджанской скважине составил 6 м<sup>3</sup>/сут; воды соленые – минерализация до 38,1 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-кальциевого состава. Содержат бром – 9 мг/л. Температура на глубине 2468 м составила 38 °С.

Перекрывающим водоупором предположительно является пласт плотных аргиллитов в подошве пермских отложений (P<sub>1</sub>).

### Оленекский артезианский бассейн (I<sub>2</sub>)

Бассейн приурочен к Анабарской антеклизе, осложненной на северо-востоке Оленекским сводом. Его осадочный чехол сложен карбонатными отложениями среднего и верхнего кембрия. Общая мощность отложений чехла превышает 1000 м. В северо-западном направлении она сокращается вплоть до полного выклинивания на Анабарском щите. Вся площадь данной структуры охвачена сплошным и глубоким многолетним промерзанием. Общая мощность криолитозоны в бассейне достигает 1500 м. Зона пресных вод мощностью 200–500 м полностью проморожена, ниже в осадочном чехле бассейна развиты высококонцентрированные криопеги. Бассейн дренируется реками Оленек, Молодо, Моторчуна, Муна.

По Оленекскому артезианскому бассейну имеются данные по подземным водам только по району трубки Удачная, расположенной в 250 км юго-западнее рассматриваемой территории (лист Q-49). Абсолютная отметка проявления воды составила 132 м; статический уровень установился на отметке 194 м. Температура воды – минус 5 °С. Водопроявления обладают значительным дебитом и напором. В ряде случаев был отмечен приток нефти и сгустки битума, зачастую воды с резким запахом H<sub>2</sub>S. Состав воды с глубины 200 м следующий:



В воде содержится Вг – до 511,5 мг/л.

Водоносные комплексы приурочены к нижнетриасовым, пермско-триасовым, нижнекаменноугольным, кембрийским, венд-протерозойским отложениям.

Четвертичный водоносный комплекс полностью заморожен, и только в верхней части разреза существуют воды сезонноталого слоя незначительной мощности.

*Нижнетриасовая водоносная зона трещиноватых образований ( $T_1$ )* приурочена к Куойско-Далдынскому поднятию, сложенному базальтами, туфами, туфопесчаниками и долеритами и характеризуется трещинными надмерзлотными и трещинно-жилыми подмерзлотными и межмерзлотными водами. Сведения о них получены по материалам Н. Г. Дубровной [126]. Воды солоноватые с минерализацией от 1 до 10 г/дм<sup>3</sup>, хлоридного состава.

*Пермско-триасовый водоносный комплекс ( $P_1-T_1$ )* выходит на поверхность по северной и восточной периферии Оленекского свода. Представлен терригенно-угленосными отложениями, содержащими трещинно-пластовые воды, солоноватые, с минерализацией до 10 г/дм<sup>3</sup> хлоридные и соленые с минерализацией от 15 до 35 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-натриевого состава.

*Нижнекаменноугольный водоносный комплекс ( $C_1$ )* развит в Кютюнгинском грабене. Комплекс содержит трещинно- и порово-пластовые воды и сложен песчаниками, известняками, конгломератами, ангидритами и солями. Его стратиграфическая мощность не превышает 250 м. В верховьях р. Толуопка скважиной на глубине 80–88 м вскрыты водоносные породы, имеющие сильный запах сероводорода, что свидетельствует о восстановительной обстановке. Воды относятся к рассолам (минерализация 108,1 г/дм<sup>3</sup>), сульфатно-магниевно-натриевого состава. Спектральный анализ сухого остатка (25 элементов) показал повышение содержания отдельных элементов (мас. %): вольфрама – 0,01, циркония – 0,02. Общая жесткость воды 208 мг/экв, рН = 6,8.

Не располагая достоверными данными, можно предполагать, что верхним водоупором нижнекаменноугольного водоносного горизонта служат низкопористые и малопроницаемые горизонты в составе пермских отложений (Р).

*Кембрийский водоносный комплекс ( $C_{1-3}$ )* слагают известняки, доломиты, мергели, вмещающие карстово-пластовые, реже трещинные воды. Состав воды: на севере – соленые с минерализацией от 15 до 35 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-натриевые; в центральной части (западный склон Сололийского поднятия) – солоноватые, с минерализацией до 10 г/дм<sup>3</sup>, хлоридные; в междуречье Матах–Молодо – соленые, с минерализацией 35–50 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-натриевые; в южной части, в междуречье Моторчуна–Муна – рассолы с минерализацией 50–320 г/дм<sup>3</sup>, хлоридно-кальциевые. Температура этих рассолов на глубине 10–15 м от –3 до –5 °С.

В породах верхнего кембрия водоносный комплекс вскрывается на глубинах от 190 до 340 м и имеет значительную мощность. По химическому составу это крепкие хлоридные натриевые рассолы, минерализация которых достигает 400 г/дм<sup>3</sup>. По содержанию калия, брома, магния и других компонентов данные рассолы представляют несомненный промышленный

интерес. Возможно их использование и в качестве лечебных бромных вод.

Предполагаемым верхним водоупором на большей части территории являются мерзлые кайнозойские породы; на севере и востоке территории предполагаемым водоупором могут быть алевролиты и аргиллиты перми.

*Венд-протерозойский водоносный комплекс (V-PR<sub>1</sub>)* вмещает трещинные и карстово-пластовые воды и сложен полого залегающими терригенно-карбонатными породами рифея, венда, реже слабометаморфизованными сланцами, развитыми на Сололийском поднятии. Воды солоноватые, минерализация – до 10 г/дм<sup>3</sup>, по составу – хлоридные.

В целом необходимо по району отметить, что пояс распространения пресных подземных вод полностью заморожен, а горные породы и отложения ниже по геологическому разрезу преимущественно содержат соленые и рассольные подземные воды с преобладанием анионов хлора. Поэтому они не могут рассматриваться в целях хозяйственно-питьевого водоснабжения в природном состоянии.

Рассматриваемый район богат водами и рассолами промышленного значения, где наибольший интерес могут представлять йодо-бромные и калиевые воды. Наиболее перспективными в этом плане могут быть рассмотрены Хатангский артезианский бассейн и Оленекский криоартезианский бассейн за счет промышленных содержаний брома, йода и высокодебитных скважин, пробуренных в пределах территории листа R-51.

Наиболее обеспеченным питьевыми водами является район долины р. Лена, к которой приурочены подрусловые талики. Модуль эксплуатационных ресурсов (площадной), оцененный по модулю питания подземных вод, составляет 0,1–0,5 л/с · км<sup>2</sup>. В силу развития мощного покрова многолетнемерзлых пород и глубокозалегающих минерализованных подмерзлотных вод, в конечном итоге таликовые воды обладают более высокими перспективами на выявление пресных подземных вод и могут представлять наибольший интерес для водоснабжения.

В заключение следует обозначить, что в связи с недостаточно изученным вопросом гидрогеологических условий территории необходима постановка специальных региональных гидрогеологических исследований с комплексом буровых и опытно-фильтрационных работ.

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологическая обстановка территории листа R-51 преопределена прежде всего физико-географическими факторами: положением севернее Полярного круга в зоне сплошного развития многолетнемерзлых пород с мощностью сезонноталого слоя не более 1,0 м и принадлежностью к Нижне-Ленской болотно-таежной провинции северной тайги Восточно-Сибирской мерзлотно-таежной резко континентальной почвенно-биоклиматической области бореального типа (западная половина листа) и горно-тундровой провинции субарктической подзоны зоны тундры Евразийской полярной почвенно-биоклиматической области Полярного круга в пределах восточной части площади [342]. Здесь доминирует низкогорный характер местности.

Основную часть территории составляют Сибирская платформенная равнина и примыкающая к ней, расположенная вдоль правого борта долины р. Лена Предверхоянская равнина, на северо-западе территории – фрагмент Северо-Сибирской низменности. Речная сеть принадлежит к бассейнам рек Лена и Оленек, разделенным по водоразделу Оленекским поднятием. Осевая линия главного водораздела имеет северо-восточное простирание, что определяет области влияния каждого водотока: юго-восточная – Приленская и северо-западная – Оленекская. На востоке и юго-востоке речной сток аллювиального материала происходит по рекам Эекит, Молодо, Моторчуна и Муна в р. Лена, а на северо-западе – по рекам Пур (Бур), Беенчиме, Куойка, Кютюнгде и др. в р. Оленек. В свою очередь по рекам Лена и Оленек происходит вынос материала в море Лаптевых. Существенной климатической особенностью района является преобладание осадков над испаряемостью. В сочетании с расположением района в области сплошного развития многолетнемерзлых пород мощностью до 300 м, это приводит к переувлажнению поверхностных грунтов и интенсивному водообмену в них, способствующему определенной нивелировке условий миграции микроэлементов в сезонноталом слое. В структуре речного стока доля вещества, выносимого рекой в твердой фазе (механическая форма миграции), резко преобладает над выносом растворенных соединений. Так, р. Лена в приустьевой области имеет годовой сток в 515 км<sup>3</sup>, модуль стока 6,6 л/с на 1 км<sup>2</sup>, а в пределах низменных областей модуль стока снижается до 2–3 л/с на 1 км<sup>2</sup>. Характерны закономерные колебания уровня стока по периодам года. В холодный период в бассейне р. Лена он составляет около 6% годового стока, с проявлением максимумов в период летних паводков.

Оценка эколого-геологической обстановки выполнена на основе анализа экзодинамики территории – выделения областей денудации, транспортировки и аккумуляции. В зависимости от степени расчлененности рельефа, характера и интенсивности экзогенных геодинамических процессов, в составе природных ландшафтных комплексов выделяются элювиальные, трансэлювиальные и аккумулятивные.

В состав элювиальных природных ландшафтных комплексов входят поверхности выравнивания. Это плоские или слабовыпуклые водоразделы, сформированные комплексной денудацией на субгоризонтально залегающих терригенных и терригенно-карбонатных отложениях протерозоя и палеозоя. Растительность – северотаежные голубичные лишайниково-зеленомошниковые предгорные лиственничные редкостойные леса в сочетании с редкокустарниковыми лишайниково-зеленомошными тундрами. Почвы таежные остаточно- и перегнойно-карбонатные, таежные глеевые торфянисто-перегнойные, суглинистые. Ведущие современные ландшафтообразующие процессы – денудация, морозобойная сортировка почвенного материала и криогенное выветривание. Элювиальные ландшафтные комплексы обладают наибольшей геодинамической устойчивостью.

Трансэлювиальные природные ландшафтные комплексы, занимающие основную часть территории, включают в себя низкогорный тип местности и подразделяются на два подтипа:

1) плоские водоразделы и пологие или средней крутизны, преимущественно выпуклые склоны на горизонтально залегающих терригенных и терригеннокарбонатных отложениях протерозоя, палеозоя, мезозоя. Участками эти поверхности переувлажнены и слабозаболочены. Растительность – северотаежные редкостойные лиственничные леса голубичные, лишайниково-зеленомошниковые в сочетании с тундро-болотами. Почвы таежные глеевые, торфянисто-перегнойные в сочетании с тундровыми глеевыми, торфянисто-перегнойными, почвами пятен и мерзлотных трещин.

2) крутые и пологие, преимущественно выпуклые склоны на моноклинально залегающих терригенных образованиях мезозоя. Растительность – северотаежные и притундровые редкостойные лиственничные леса, кустарничковые сфагново-зеленомошные, голубичные зеленомошно-лишайниковые в сочетании с ерниками и травяными сфагновыми болотами и тундроболотами. Почвы таежные глеевые торфянисто-перегнойные в сочетании с тундровыми глеевыми и торфяными болотными [342]. Поверхности крутых склонов заняты крупнообломочными осыпями, лишенными почвенно-растительного покрова. В силу избирательной денудации на крутых склонах образуются столбообразные останцы высотой до 15 м. Большая часть пологих склонов трансэлювиальных природных ландшафтных комплексов покрыта делювиально-солифлюкционными образованиями, залесена и задернована.

Основными современными рельефообразующими процессами в областях низкогорья являются денудация, плоскостной смыв, криогенное выветривание, солифлюкция и эрозия.

Аккумулятивные природные ландшафтные комплексы включают низкогорно-равнинный и долинный типы местности.

Низменно-равнинный тип местности представляет собой полого наклоненные к руслу основной реки плоские «холмисто-западинные», реже грядовые поверхности аллювиального, аллювиально-озерного, ледникового, озерно-ледникового и флювиогляциального генезиса. Субстрат – суглинисто-валунно-галечные, суглинистые, песчано-глинистые, щебнисто-дресвянные отложения. Растительность – северотаежные сомкнутые лиственничники с примесью ели и подлеском из кустарникового ольховника, ивы и ерника, перемежаемые кустарничково-сфагновыми болотами и ерниками. Лишайниковые и ягельные тундры представляют собой лучшие зимние пастбища для оленей. Почвы мерзлотно-таежные, торфянисто-перегнойные валунные и торфяные болотные слабооглеенные.

Долинный тип местности представлен днищами разработанных долин основных рек Лена, Оленек, (Пур) Бур и др., прорезающих территорию низкогогорья. В пределах днищ долин развит комплекс разнообразных по генезису рыхлых образований: аллювиальных, аллювиально-озерных, палюстринных. Многочисленные старичные озера и отшнурованные меандры в веерах блуждания на поверхности поймы, I и II надпойменных террас. Субстрат – пески, суглинки, супеси с дрсвой, щебнем местных пород и экзотической галькой. Возвышенные участки заняты лиственнично-березовыми ассоциациями с кустарниками. Переувлажненные понижения покрыты березово-ивовыми ассоциациями, перемежаемые лугами и заболоченными участками. На возвышенных участках поверхностнокислые суглинистые или супесчаные оподзоленные почвы. В понижениях рельефа – лугово-болотные, торфянисто-болотные, слабооглеенные [342].

Основными неблагоприятными геодинамическими процессами в пределах аккумулятивных ландшафтных комплексов являются заболачивание, солифлюкция, боковая эрозия, термокарст. Определенную напряженность в экологическую обстановку этих ландшафтных комплексов вносят повторяющиеся раз в 20–50 лет катастрофические весенние паводки. Во время таких паводков происходит подтопление первой надпойменной террасы. Частичное подтопление этой террасы может происходить и во время летних паводков, вызываемых обильными затяжными дождями.

В настоящее время северо-восточная часть территории является сейсмически активной, что связано с тем, что непосредственно к северу и востоку от нее протягиваются Арктическая и Хараулахская высокоактивные сейсмические зоны Арктико-Азиатского сейсмического пояса. Сейсмичность малоглубинная (глубина очагов <35 км). Преобладают землетрясения с  $M < 3$ , но отмечено значительное число толчков с  $3,0 < M < 4,0$  и  $4,0 < M < 4,5$ . **Крупнейшее ( $M = 5,7$ , 16 августа 1928 г.) из зафиксированных сейсмических событий** отмечено на востоке территории в долине р. Лена (координаты эпицентра  $70^{\circ}48'$  с. ш. и  $126^{\circ} 36'$  в. д.) [168].

Геохимическая устойчивость природных ландшафтных комплексов территории определяется главным образом минеральным и химическим составом коренных пород, их минерагенической специализацией и сорбционной способностью коренных пород и рыхлых образований. Геохимически устойчивыми являются элювиальные и трансэлювиальные ландшафтные комплексы, субстрат которых представлен терригенными и

терригенно-карбонатными отложениями протерозоя, палеозоя и мезозоя, а в механическом составе незрелых почв преобладают тяжелые суглинки. Аккумулятивные комплексы ландшафтов обладают наибольшей сорбционной способностью. В их субстрате развиты участки, содержащие оторфованные горизонты, а тип водообмена – инфильтрационно-испарительный. Эти ландшафты в геохимическом отношении малостойчивы.

В центральной части территории, преимущественно в трансэлювиальных ландшафтах, по данным опробования донных осадков выявлены несколько аномалий, основными элементами-загрязнителями в которых являются Pb, Zn, V, Ni, Co, Cr, Mo, Mn. Пространственное положение аномалий соотносится с рудными полями кимберлитов. Четыре аномалии площадью от 60 до 300 км<sup>2</sup> в бассейне р. Беенчима в верховьях р. Молодо выделены по суммарному геохимическому показателю  $Z_c > 32$ , что соответствует чрезвычайному экологическому состоянию природной среды. Остальные аномалии имеют меньшие показатели. Коэффициент суммарного техногенного загрязнения  $Z_c > 32$  обусловлен, вероятно, загрязнением водотоков в период масштабных геологоразведочных работ до 1985 г. и не находит своего подтверждения по результатам специализированных эколого-геохимических работ в бассейнах рек Молодо, Моторчуна, Муна, Далдын в 2003–2006 гг. [342]. Выявлены также атмогеохимические аномалии метана и его гомологов, связанные с нефте- и газопроявлениями.

Территория очень слабо заселена, и антропогенное влияние на экологию минимально. Населенные пункты крайне редки – пос. Джарджан, где организована перевалочная база ОАО «Нижне-Ленское», и пос. Менкере. Плотность населения в Булунском и Жиганском улусе – 1 чел. на 10 км<sup>2</sup>. Традиционные занятия – оленеводство, звероводство, рыболовный и пушной промысел, заготовка кормов. Земледелие не развито. К числу антропогенных факторов следует отнести участки горнодобычных работ на россыпях алмазов в бассейне р. Молодо и участки геологоразведочных работ с площадным бурением скважин в бассейне р. Сянгюде. На этих площадях был уничтожен ягельный покров, вырублены лиственницы. На севере территории расположено крупное многопластовое прогнозируемое месторождение битумов. По левобережью р. Лена, в бассейнах рек Пур (Бур) и Келимяр проложены грунтовые дороги с бродами, вблизи которых повсеместно наблюдается воздействие человека на окружающую среду (мусор, ГСМ, вырубки).

В целях сохранения природы в Республике Саха (Якутия) Указом Президента Республики Саха М. Е. Николаева от 16.08.1994 № 837 «О мерах по развитию особо охраняемых территорий» созданы Государственные природные заповедники, в число которых попадают и площади рассматриваемой территории [232]. Среди них особо охраняемые территории (ресурсные резерваты) республиканского значения «Бур» и «Муна», а также ресурсный природный резерват местного (муниципального) значения «Бэкэ». На территориях резерватов охраняются все виды животных, птиц и ихтиофауны зоны северной тайги.

В целом оценка природных опасностей, как по данным предшествующих исследований, так и по более поздним наблюдениям показывает, что

природные комплексы практически не изменены, сохраняются в своем естественном состоянии. Наиболее благоприятными условиями обладают долины рек Лена и Оленек, а также их наиболее крупных притоков – рек Муна, Моторчуна, Беенчиме, Молодо, Сянгюде, Кютюнде, Пур (Бур).

В результате проведенной оценки природных опасностей, а также объектов, оказывающих воздействие на геологическую среду, были установлены площади с удовлетворительной (~30%) и благоприятной обстановкой.

---

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итогом проведенных исследований является создание комплекта Госгеолкарты-1000 (поколение третье) листа R-51 – Джарджан». Комплект состоит из следующих основных карт масштаба 1:1 000 000: геологической карты дочетвертичных образований, карты полезных ископаемых, карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, карты четвертичных образований. Основные графические приложения комплекта дополнены схемами масштаба 1:2 500 000 – геоморфологической, тектонической, глубинного строения, эколого-геологической, а также сопровождается объяснительной запиской с текстовыми приложениями и согласованной базой данных. В основу комплекта карт положены результаты средне- и крупномасштабных геологических съемок, материалы по глубокому (на нефть и газ), опорному параметрическому и картировочному бурению, геофизическим и тематическим исследованиям, по поисковым, поисково-оценочным работам на высоколиквидные полезные ископаемые.

Геологическая карта дочетвертичных образований учитывает не только результаты предыдущего (поколение второе) картосоставительского этапа, но и широкий спектр тематических исследований. На основе современных стратиграфических схем уточнено геологическое строение ряда районов исследованной территории, проведено расчленение разреза в объеме местных стратиграфических подразделений. Впервые закартирован новый выступ гранитов, установленный геологами ОАО «Нижне-Ленское» в районе оз. Арбангда. Составлены новые схемы структурно-формационного районирования образований докембрия и фанерозоя, которые в зависимости от полноты разрезов и их вещественной характеристики разделены на структурно-формационные области, зоны и подзоны. Расширена площадь распространения позднеэоценовых (плиоценовых) отложений. Они установлены не только на водораздельных поверхностях, их реликты впервые доказаны в береговых обрывах на уровне I надпойменной террасы крупных водотоков. Впервые с позиции генетической стратиграфии создана карта четвертичных образований.

Выполнены новейшие радиогеохронологические датировки магматических образований фундамента, среднепалеозойских долеритов (U-Pb метод по цирконам), позднеюрских кимберлитов (U-Pb метод по перовскитам), определен возраст детритовых цирконов из нижнерифейских, вендско-кембрийских, нижнекембрийских, пермских отложений, галек магматических пород из алмазоносных рэтских конгломератов (U-Pb метод по цирконам).

Это позволило предварительно обозначить источники и пути транспортировки осадочного материала в изученные промежутки времени; уточнить возраст ряда магматических образований и смоделировать характер эндогенных процессов по территории листа.

Тектоника района рассмотрена с геодинамических позиций. Выявлена унаследованность и взаимосвязь важнейших погребенных и близповерхностных (складчатых и разрывных) структур востока Сибирской платформы с прилегающими структурами ее складчатого обрамления. Определен возрастной диапазон их формирования, выделены главные разломы, определены основные структурные этажи и на новом уровне знаний рассмотрено глубинное строение и история развития исследованного региона. Уточнены площадные параметры таких структурных элементов платформы как Суханская впадина, Куойкско-Далдынский и Сололийский поднятия, Кютюнгинский грабен и Предверхоянский прогиб. Впервые на карте масштаба 1 : 1 000 000 листа R-51 обозначены северо-восточное обрамление Мунского сводового поднятия, а также в структурах Куойкско-Далдынского и Сололийского поднятий Салабынский и Олонгинский выступы. Приведена их вещественная и возрастная характеристика.

Минерагения увязана с основными чертами геодинамической эволюции. На карте полезных ископаемых показано 567 объектов (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации, атмогеохимические ореолы, шлиховые ореолы, шлиховые потоки, отдельные находки полезных ископаемых в дочетвертичных отложениях и отдельные находки полезных ископаемых в четвертичных образованиях). Проведена типизация месторождений и проявлений по рудным формациям и генетическим типам, отражены имеющиеся данные по авторским и учтенным оценкам запасов и прогнозных ресурсов.

На карте закономерностей размещения полезных ископаемых нашло отражение новое минерагеническое районирование и элементы новых региональных закономерностей размещения полезных ископаемых. Это элементы двух кимберлитоконтролирующих зон – Молодо-Попигайской и Далдыно-Оленекской, принципиально новый, рэтский уровень распространения базальных конгломератов в основании кыринской свиты, к которому приурочена крупная погребенная потенциально-промышленная россыпь алмазов. Впервые отражены структурные элементы Далдыно-Оленекской кимберлитоконтролирующей зоны, подчеркивающие закономерности размещения убого- и низкоалмазоносных кимберлитовых тел Куойкско-Молодинского кимберлитового поля.

Разработано минерагеническое районирование территории отдельно для докайнозойских в масштабе 1 : 1 000 000 и кайнозойских (схема минерагенического районирования и продуктивности россыпных районов и узлов масштаба 1 : 2 500 000) образований. На обоих срезах многие таксоны на уровне минерагенических зон, районов, узлов (рудных зон) выделяются впервые. В докайнозойском срезе выделены семь минерагенических зон (областей, бассейнов), шесть районов, в том числе четыре прогнозируемых, 12 прогнозируемых узлов (рудных зон). В кайнозойском срезе выделены

два района (один прогнозируемый), восемь россыпных узлов и одна россыпная зона, в том числе семь прогнозируемых.

Проведена оценка потенциально-промышленной значимости основных, наиболее распространенных полезных ископаемых. Основным полезным ископаемым, определяющим экономическую значимость территории, являются алмазы в современных и древних россыпях, отнесенные к формациям соответственно алмазоносных россыпей аллювиального генетического типа и алмазоносных конгломератов литорального генетического типа. Расширение алмазодобывающей отрасли возможно главным образом за счет промышленного освоения изученных в последние годы рэтских алмазоносных конгломератов.

Проблема коренной алмазности территории связана с невыявленностью в настоящее время потенциально промышленных кимберлитовых тел. Тем не менее перспективы коренной алмазности еще не исчерпаны. При этом следует учесть следующие факторы: 1) не исключено наличие еще одного, среднетриасового этапа (трубка Дьянга с **Rb-Sr** возрастом 234–249 млн лет) кимберлитового магматизма, более алмазоносного, и возможно, сыгравшего основную роль в образовании кайнозойских россыпей (возраст трубочных цирконов из россыпей с U-Pb возрастом 216–233 млн лет); 2) алмазоносные кимберлиты Куойско-Молодинского, Верхнемолодинского и Далдыно-Толуопского узлов локализованы в зоне пересечения линейментов (зон разломов) двух крупных кимберлитоконтролирующих систем – Далдыно-Оленекской зоны скрытых разломов фундамента и Молодо-Попигаиской (Куойско-Эбеляхской); 3) оценка мощности литосферы и величины теплового потока для Кютюнгинского грабена и его обрамления позволяет предполагать существование здесь кимберлитов среднепалеозойского возраста с высокой алмазностью; 4) ореолы минералов-спутников алмаза **I и II классов сохранности, повышенные содержания пиропов и хромшпинелидов алмазной ассоциации** указывают, по мнению многих специалистов, на возможность обнаружения на южной периферии Куойско-Молодо-Толуопской структуры средне-высокоалмазных кимберлитовых тел магнезиальной или магнезиально-железистой группы среднепалеозойского возраста.

Менее определены перспективы территории на рудное золото, при этом наибольшее значение имеют черносланцевая золоторудная формация метаморфогенного типа, связанная с углеродсодержащими отложениями экитской свиты, на которую наложена золоторудная кварцевая формация гидротермального генетического типа. Перспективы территории на россыпное золото в современных россыпях ограничены; более значимы погребенные россыпи в пермских базальных отложениях, отнесенные к формации золотоносных конгломератов. Перспективы на другие виды установленных на территории полезных ископаемых (олово россыпное, уран, целестин, глины красочные, битум) ограничены. Представленные на территории листа фрагментарно Лено-Анабарский и Предверхожанский прогибы не несут значимых признаков нефтегазоносности и угленосности. По результатам аналитических исследований образцов валунно-галечного материала из базальных горизонтов верхнетриасово-нижнеюрской кыринской свиты,

впервые для исследованной территории установлены повышенные концентрации церия, иттрия и лантана, достигающие в отдельных пробах, соответственно 80,9 г/т, 73,6 г/т и 44,4 г/т. Учитывая широкое распространение конгломератов по площади, оценка в свите содержаний и ресурсов редких металлов и редкоземельных элементов требует при последующих исследованиях пристального внимания.

Прогнозный потенциал территории листа R-51 на 1.01.2010 г. составляет: алмазы (млн кар) в кимберлитах – 10 ( $P_3$ ), россыпные – 85,69 ( $P_1$  – 7,08,  $P_2$  – 62,99,  $P_3$  – 15,62), в том числе в древних конгломератах – 70,5 ( $P_2$  – 61;  $P_3$  – 9,5); золото россыпное (т) в четвертичных образованиях – 2,96 ( $P_2$  – 1,47;  $P_3$  – 1,49); уран – 25 тыс. т ( $P_3$ ); целестин – 60,9 тыс. т ( $P_3$ ); глины красочные – 5290 тыс. м<sup>3</sup> ( $P_3$ ); битум – 1300 тыс. т ( $P_3$ ).

По результатам проведенных при составлении и подготовке к изданию Госгеолкарты (третье поколение) масштаба 1:1 000 000 листа R-51 прогнозно-минерагенических исследований актуализирована и уточнена приведенная ранее в авторском варианте оценка прогнозных ресурсов по категории  $P_3$  новых объектов: алмазоносных конгломератов нижнего карбона (участки Харыялах и Угюс-Юрюе) – 9,5 млн кар (Нижнекютюнгдинский алмазоносный прогнозируемый узел).

Несмотря на достаточно высокую изученность рассматриваемой территории, некоторые стороны ее геологического строения и минерагении требуют дальнейшего изучения. Основными из них являются:

- уточнение геохронологического возраста отложений рифея;
- более полное биостратиграфическое обоснование и уточнение возраста нижнекаменноугольных, позднепалеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений с целью совершенствования схем региональной и межрегиональной корреляции, детализации и унификации структурно-фациального районирования;
- уточнение вещественного состава и времени формирования ряда магматических комплексов (в первую очередь раннепротерозойского эекитского гранитового, рифейского уэтяхского долеритового, всех кимберлитовых) путем проведения современных радиогеохронологических датировок; более полное радиоизотопное обоснование выделения среди позднюрских кимберлитов Куойкско-Молодинского поля возможных средне-позднетриасовых и среднепалеозойских кимберлитовых тел;
- специализированное исследование на выявление алмазоносных кимберлитовых тел в Куойкско-Далдынской минерагенической зоне и их комплексная минералого-петрологическая и поисковая оценка;
- выявление ареалов вулканических аппаратов, ответственных за широкое развитие риолитов и их брекчий в галечном материале базальных конгломератов кыринской свиты;
- решение проблемы выявления коренных источников для формирования древних алмазоносных конгломератов, в первую очередь потенциально-промышленных нижнекаменноугольных и верхнетриасовых;
- уточнение ресурсного потенциала и выявление главнейших геологических предпосылок (формационных, литолого-фациальных, структурных, минералогических и др.) для оценки перспектив региона на золоторудную

минерализацию в углеродсодержащих черносланцевых образованиях нижнего протерозоя (зекитская серия).

По результатам создания Госгеолкарты-1000/3 даны рекомендации по постановке поисково-оценочных работ:

– участок Харыялах площадью 72 км<sup>2</sup> (Нижнекютюндинский алмазоносный прогнозируемый руднороссыпной узел) на выявление средних объектов в нижнекаменноугольных конгломератах; Р<sub>3</sub> – 9,1 млн кар (II очередь);

– участок Угюс-Юрюе площадью 5,7 км<sup>2</sup> (Нижнекютюндинский алмазоносный прогнозируемый руднороссыпной узел) на выявление мелких объектов в нижнекаменноугольных конгломератах; Р<sub>3</sub> – 0,4 млн кар (II очередь).

---

---

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. *Авдейко Г. П.* Нижнемеловые отложения севера Тихоокеанского кольца. – М.: Наука, 1968. 136 с.
2. *Аксёнов А. А., Жабрева П. С., Колесникова Н. В.* Зоны битумонакопления СССР. – М.: Наука, 1986. 120 с.
3. *Алексеев М. Н.* Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений Вилуйской впадины и долины нижнего течения р. Лены // Тр. ГИН АН СССР, вып. 51. – М., 1961. 118 с.
4. *Алексеев М. Н., Куприна Н. П., Медянцева А. И. и др.* Стратиграфия и корреляция неогеновых и четвертичных отложений северо-восточной части Сибирской платформы и ее восточного складчатого обрамления // Тр. ГИН, вып. 66. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. 128 с.
5. *Альмухамедов А. И., Медведев А. Я., Курда Н. П.* Риолиты – составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // ДАН, т. 371, № 2, 2000. С. 200–203.
6. *Амузинский В. А., Урзов А. С., Мишин В. М., Галабала Р. О.* Вопросы алмазности западной части Верхояно-Колымской складчатой области // Отечественная геология, 2000, № 5. С. 6–8.
  - 6а. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород / В. П. Корнилова, К. Н. Никишов, В. В. Ковальский, Г. В. Зольников. – М.: Наука, 1983. 161 с.
7. *Атласов И. П.* Основные черты геологического строения хр. Верхоянского // Тр. Якутского филиала АН СССР. Сб. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 112–122.
8. *Атласов И. П.* Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы // Тр. НИИГА, т. 106. – Л., 1960. С. 3–169.
9. *Бабаян Г. Д., Бархатов Г. В., Бобров А. К. и др.* Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР / Под ред. В. Г. Васильева. – М.: Гостоптехиздат, 1960. 479 с.
10. *Балабанова Т. В.* Об объеме хатырыкской свиты Центральной Якутии // Тр. ВНИГРИ, вып. 20, № 8, 1963. С. 223–238.
11. *Балабанова Т. В.* О сопоставлении нижнемеловых угленосных толщ Ленского бассейна // Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. С. 128–137.
12. *Басов В. А., Соколов А. Р.* Особенности распределения фораминифер и некоторые вопросы стратиграфии юры бассейна р. Келимьяр // Палеонтологическое обоснование расчленения палеозоя и мезозоя арктических районов СССР. – Л.: Севморгеология, 1983. С. 50–62.
13. *Башлавин Д. К., Просин В. Д.* Новые данные о неогеновых отложениях в бассейне нижнего течения р. Лены // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: Недра, 1971. С. 216–220.
14. *Бескрованов В. В., Шамшина Э. А.* О происхождении россыпных месторождений алмазов с неустановленными коренными источниками // Отечественная геология, 2000, № 5. С. 3–6.

15. Бетехтина О. А., Горелова С. С., Дрягина Л. Л. и др. Верхний палеозой Ангариды. Фауна и флора. – Новосибирск: Наука, 1988. 265 с.
16. Бибикова Е. В., Белов А. Н., Розен О. М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. – М.: Наука, 1988. С. 122–133.
17. Биджиев Р. А. Волжский ярус на севере Приверхоянского прогиба // Бюл. МОИП, отд. геол., № 2, 1973. С. 61–71.
18. Биджиев Р. А. Стратиграфия и история осадконакопления юрских отложений севера Приверхоянского прогиба. Автореф. канд. дис. – М., 1958. 24 с.
19. Биджиев Р. А., Минаева Ю. Н. Стратиграфия юрских отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба // Геология и геофизика, 1961, № 11. С. 47–62.
20. Биджиев Р. А., Михайлов Н. П. Волжский ярус на севере Приверхоянского прогиба // Бюл. МОИП, отд. геол., № 3, 1966. С. 3–14.
21. Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1984. 128 с.
22. Брахфогель Ф. Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Наука, 1987. 187 с.
- 22а. Брахфогель Ф. Ф., Зайцев А. И., Шамшина Э. А. Возраст кимберлитовых магматитов – основа прогнозирования алмазности // Отечественная геология, 1997, № 9. С. 20–24.
23. Будников И. В., Будников В. И., Граусман В. В. и др. Литостратиграфия верхнего палеозоя краевых прогибов северо-востока Сибирской платформы // Стратиграфия и литофациальный анализ верхнего палеозоя Сибири. – Новосибирск: СНИИГТиМС, 1991. С. 5–14.
24. Булгакова М. Д. Крестьянские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3. С. 127–134.
25. Булгакова М. Д. Кременистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые, 1976, № 5. С. 99–108.
26. Булгакова М. Д. Тектонические и палеогеографические особенности раннего кембрия Якутии // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 58–60.
27. Булгакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С. Новые данные о базальных конгломератах верхоянского комплекса // Изв. АН СССР, сер. геол., № 9, 1969. С. 61–72.
28. Булгакова М. Д., Прокопьев А. В. Эволюция фациальных обстановок в раннем кембрии Северо-Востока Азии // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Т. 1. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 101–103.
- 28а. Ваганов В. И., Варламов В. А., Фельдман А. А., Голубев Ю. К. и др. Прогнозно-поисковые системы для месторождений алмазов // Отечественная геология, 1995, № 3. С. 42–53.
29. Вальков А. К. К фауне кессюсинской свиты нижнего кембрия Оленекского поднятия // Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Докл. на XVII научной сессии Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР. – Якутск, 1968. С. 115–119.
30. Вальков А. К., Колосов П. Н., Давыдов Ю. Н. Опорный разрез пограничных венд-кембрийских отложений Оленекского поднятия северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 1997, № 8. С. 5–8.
31. Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири // Тр. ГИН АН СССР, вып. 48, 1961. 182 с.
32. Вангенгейм Э. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии (по млекопитающим) // К X конгрессу INQUA. – М.: Наука, 1977. 172 с.
33. Василевская Н. Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии угленосных отложений Ленского угольного бассейна // Тр. Совещания по стратиграфии Северо-Востока СССР. – Магадан, 1959. С. 336–340.

34. *Василевская Н. Д.* Стратиграфия и флора мезозойских угленосных отложений Сангарского района (Ленского угленосного бассейна) // Тр. НИИ Арктики, 1959. С. 17–43.
35. *Василевская Н. Д., Павлов В. В.* Стратиграфия и флора меловых отложений Лено-Оленекского района Ленского угленосного бассейна // Тр. НИИГА, т. 128. Проблемы нефтегазоносности Арктики. Ч. II. – Л.: Гостоптехиздат, 1963. 96 с.
- 35а. *Василенко В. Б., Зинчук Н. Н., Кузнецова Л. Г.* Петрохимия и алмазоносность кимберлитов Якутии // ДАН, т. 338, № 1, 1994. С. 84–88.
36. *Вахрамеев В. А.* Стратиграфия мезозойских отложений восточной и южной частей Сибирской платформы // Тр. Межведомственного стратиграфического совещания Сибири. – Л.: Гостоптехиздат, 1957. С. 19–29.
37. *Вахрамеев В. А.* Стратиграфия и ископаемая флора юрских и меловых отложений Вилюйской впадины и прилегающей части Приверхоянского краевого прогиба // Региональная стратиграфия. Т. 3. – М.: Изд-во АН СССР, 1958. 236 с.
38. *Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1992. С. 114–130.
39. *Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г.* Микробиоты керпильской серии Сибирского гипостратотипа рифея // Стратиграфия. Геол. корреляция, т. 1, № 1, 1993. С. 41–58.
40. *Виноградов В. А.* Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее полярного круга) // Уч. зап. НИИГА, вып. 5. – Л., 1965. С. 87–123.
41. *Виноградов В. А., Красильщиков А. А.* О возрасте складчатого фундамента Оленекского поднятия Сибирской платформы // ДАН СССР, т. 152, № 3, 1963. С. 687–689.
42. *Вишневский А. Н., Красильщиков А. А.* Докембрийские интрузии Оленекского поднятия // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 1, 1963. С. 64–79.
43. *Вольнов Д. А., Яшин Д. С.* К вопросу о времени образования и взаимоотношении туюс-салинской и лапарской свит кембрия в северо-восточной части Оленекского поднятия // Сб. статей по геологии Арктики, т. 114, вып. 14. – Л.: НИИГА, 1960. С. 62–64.
44. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. Т. 3 / Гл. ред. В. П. Орлов, ред. Н. С. Малич. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 396 с.
45. *Воронец Н. С.* Стратиграфия и головоногие моллюски юрских и нижнемеловых отложений Лено-Анабарского прогиба // Тр. НИИГА, т. 110. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. 237 с.
46. *Галабала Р. О.* К истории развития речной сети бассейна нижнего течения р. Лены // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Мат-лы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. III. – Новосибирск: Наука, 1970. С. 265–273.
47. *Галабала Р. О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971. С. 61–68.
48. *Галабала Р. О., Колобова Н. И., Леонов Б. Н.* Неотектоника северо-восточной части Сибирской платформы и ее складчатого обрамления // Вопросы региональной геологии СССР. – М.: Недра, 1971. С. 118–129.
- 48а. *Галабала Р. О., Данилов В. Г., Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Пограничные триасово-юрские отложения восточной части Лено-Анабарского прогиба // Изв. АН СССР, сер. геол., № 6. С. 128–135.
- 48б. *Галабала Р. О.* К стратиграфии юрских отложений Лено-Анабарского прогиба // Региональная геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1991. С. 155–158.
49. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист R-(50)-52 Тикси / Отв. редакторы А. А. Межвилк, В. Г. Марков. – Л., 1983. 135 с.
50. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Верхоянская. Листы R-52-XXXI, XXXII. Объяснительная записка / Г. В. Труфанов. Ред. В. М. Лазуркин. – М., 1981. 94 с.
51. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-V, VI. Объяснительная записка / Д. С. Яшин, Д. А. Вольнов. Ред. Д. С. Сороков. – М.: Недра, 1963. 50 с.

52. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-51-IX, X. Объяснительная записка. 1978.
53. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Q-51-XIII / Р. А. Биджиев, Ю. И. Минаева. – М., 1960.
54. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-51-XXXI, XXXII / И. М. Битерман, Н. И. Гогина. 1963.
55. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XI, XII. Объяснительная записка / А. А. Красильщиков. Ред. В. А. Виноградов. – М.: Недра, 1967. 67 с.
56. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-51-XIX, XX / Л. М. Нагапов, И. К. Рычагова. 1968. 40 с.
57. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка / Р. О. Галабала, Ю. И. Минаева. Ред. Н. А. Сягаев. – М.: Недра, 1968. 64 с.
58. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XVII, XVIII. Объяснительная записка / Н. А. Цейдлер, Ю. И. Минаева. Ред. Н. А. Сягаев. – М., 1969. 92 с.
59. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XXIII, XXIV. Объяснительная записка / Р. О. Галабала, В. А. Гордин. Ред. Н. С. Ильина. – М., 1969. 87 с.
60. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XXXV, XXXVI. Объяснительная записка / Г. М. Покровский, Н. А. Цейдлер. Ред. Н. В. Кинд. – М.: Недра, 1969. 64 с.
61. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-51-XV, XVI. Объяснительная записка / И. М. Битерман, Е. Р. Горшкова. – М., 1970. 92 с.
62. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XXI, XXII / Л. М. Нагапов, И. К. Рычагова. – М., 1970. 60 с.
63. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Листы R-51-XXV, XXVI.
64. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XXVII, XXVIII. Объяснительная записка / Р. А. Биджиев, М. Г. Овандер. Ред. Д. С. Сороков. – М., 1970. 87 с.
65. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Нижне-Ленская. Лист R-51-XXIX, XXX. Объяснительная записка / Н. И. Гогина, В. А. Гордин, Б. Н. Леонов. Ред. М. Н. Алексеев. – М., 1970. 79 с.
66. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-51-VII, VIII. Объяснительная записка / Н. А. Цейдлер, Ю. И. Минаева. Ред. Н. А. Сягаев. – М., 1971. 86 с.
67. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Анабарская. Лист R-51-XIII, XIV. Объяснительная записка / Н. И. Гогина, В. Г. Горшков, Б. Н. Леонов. Ред. К. К. Демочкидов. – Л., 1976. 56 с.
68. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Оленекская. Листы R-51-III, IV. Объяснительная записка / Д. А. Вольнов. Ред. А. И. Гусев. – М., 1972. 88 с.
69. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Оленекская. Листы R-51-I, II. Объяснительная записка / И. В. Школа. Ред. Д. А. Вольнов. – М., 1985. 71 с.
70. Геологическая карта Якутии. Масштаб 1 : 500 000. Западно-Верхоянский блок. Листы R-51-В, Г; R-52; Q-51; Q-52-А, Б / В. С. Прокопьев, А. С. Урзов, Ю. Л. Сластенов и др. – СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 1999. 20 л.
71. Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000. Центрально-Якутский блок. Листы Р-51-А, Б; Р-51-В, Г; Р-52-А, Б; Р-52-В, Г / В. С. Гриненко и др. – СПб., 2000.
72. Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 500 000. Нижне-Оленекский блок. Лист R-51-А,Б / Б. Н. Полуниин. – СПб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2002 (в издании).

- 72а. Геологическая карта Якутии масштаба 1 : 1 500 000 / Гл. ред. Л. Н. Ковалев. – Спб.: Санкт-Петербургская картфабрика ВСЕГЕИ, 2006.
73. Геологическая съемка в районах развития траппов Сибирской платформы / А. А. Рябченко, Н. Н. Васильева, Н. Г. Ключанский и др. // Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 5. – Л.: Недра, 1983. 208 с.
74. *Карпунин А. М., Мамонов С. В., Мироненко О. А., Соколов А. Р.* Геологические памятники природы России «Природное наследие России» / Гл. ред. В. П. Орлов. – М.: ЛОРИЕН, 1998. 200 с.
75. Геологические формации (терминологический справочник). Т. 1. Общие понятия. Магматические формации. Гидротермальные формации / Под ред. В. Ю. Забродина, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьёва. – М.: Недра, 1982. 353 с.
76. Геологическое строение и нефтегазоносность Якутской АССР. – М.: Гостоптехиздат, 1960. 478 с.
77. Геология и нефтегазоносность Западной Якутии. – Л., 1966. 306 с.
78. Геология СССР. Т. XVIII. **Западная часть Якутской АССР. Ч. I. Геологическое описание.** Кн. 1. – М.: Недра, 1970. 536 с.
79. Геология СССР. Т. XVIII. Якутская АССР. Полезные ископаемые. – М., Недра, 1979. 412 с.
80. Геология Якутской АССР. – М.: Недра, 1981. 300 с.
81. *Герасимов Б. Б.* Россыпная золотоносность Лено-Анабарского междуречья. Автореф. канд. дис. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2007. 22 с.
82. *Герасимов Б. Б., Никифорова З. С.* Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна р. Эекит (юго-восток Оленекского поднятия) // Отечественная геология, 2004, № 6. С. 3–7.
83. *Герасимов Б. Б., Никифорова З. С.* К проблеме коренных источников золота Лено-Анабарского междуречья // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей. Тез. докл. IV Международной научно-практической конференции, 17–22 сентября 2007 г., Симферополь. – Судак: ПолиПресс, 2007. С. 31–33.
84. *Гладкочуб Д. П., Донская Т. В., Мазукабзов А. М.* Гранитоиды Оленекского поднятия (север Сибирского кратона): возраст, петрогенезис, геодинамическая позиция // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. – Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2008. С. 156–159.
85. *Горохов И. М., Семихатов М. А., Аракелянц М. М. и др.* Rb-Sr, K-Ar?, H-, H-O изотопная систематика среднерифейских аргиллитов дебенгдинской свиты Оленекского поднятия (Северная Сибирь) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, т. 14, № 3, 2006. С. 41–56.
86. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб., 2008. 335 с.
87. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист R-(50)-52 – Тикси. Объяснительная записка / Редакторы А. А. Межвилк, В. Г. Марков. – Л., 1984. 68 с.
88. *Граусман В. В., Рудавская В. А., Васильева Н. И.* Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия Оленекского поднятия // Отечественная геология, 1996, № 8. С. 30–35.
89. *Граусман В. В.* Корреляция отложений рифея Западной Якутии по материалам глубокого бурения // Отечественная геология, 1997, № 8. С. 3–5.
90. *Граханов С. А., Шаталов В. И., Штыров В. А. и др.* Россыпи алмазов России / Гл. ред. Д. А. Додин. – Новосибирск: Гео, 2007. 457 с.
91. *Граханов С. А., Сулейманов А. М., Маланин Ю. А. и др.* Открытие новых древних россыпей алмазов на севере Якутии // Система коренной источник–россыпь. Мат-лы конференции, посвященной 100-летию со дня рождения И. С. Рожкова, Ю. Н. Трушкова, П. И. Мельникова. – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2009. С. 37–42.

91а. Граханов С. А., Сулейманов А. М., Голубев Ю. К. Пирокласты северо-востока Сибирской платформы как источник россыпных алмазов // Руды и металлы. 2010 (в печати).

92. Граханов С. А., Маланин Ю. А., Павлов В. И. и др. Рэтские россыпи алмазов Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 1. С. 160–170.

93. Граханов С. А., Митохин С. И. Прогноз коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы // Региональная геология и металлогения, 2005, № 26. С. 73–78.

94. Граханов С. А., Смелов А. П., Егоров К. Н., Голубев Ю. К. Осадочно-вулканогенная природа основания карнийского яруса – источника алмазов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2010, № 5 (в печати).

95. Григорьев В. И., Чирва С. А. Фации континентальных угленосных отложений нижнего мела Хатангской впадины // Палеогеография и биостратиграфия юры и мела Сибири. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 528. – М.: Наука, 1983. С. 121–137.

96. Гриненко В. С. Позднемезозойские континентальные образования востока Сибирской платформы и межрегиональные корреляции // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. – Чита, 2000. С. 79–83.

97. Гриненко В. С. Принципы районирования стратифицированных толщ зоны сочленения древней платформы и ее складчатого обрамления (на примере легенды Верхоянской серии Готсгеолкарты-200 РФ) // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. – Чита, 2000. С. 14–17.

98. Гриненко В. С. Меловые континентальные образования востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2007, № 1. С. 110–118.

99. Гриненко В. С. Меловая система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб., 2008. С. 82–94.

100. Гриненко В. С. Пермская система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб., 2008. С. 26–35.

101. Гриненко В. С. История формирования верхнетриасовых–юрских отложений Восточно-Сибирского осадочного бассейна (восток Сибирской платформы и складчатое обрамление). Автореф. канд. дис. – Иркутск, 2010. 19 с.

101а. Гриненко В. С., Жарикова Л. П. Верхний мел Вилуйской синеклизы: состояние изученности, проблемы расчленения и корреляции (восток Сибирской платформы) // Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат-лы 4-го Всероссийского совещания, г. Новосибирск, 19–21 сентября 2008 г. – Новосибирск: – Изд-во СО РАН, 2008. С. 64–66.

101б. Гриненко В. С., Князев В. Г. Юрская система // Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2008. С. 62–82.

102. Гриненко В. С., Князев В. Г. Первая находка нижнеааленского аммонита на западном склоне Верхоянского хребта // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Якутии. Сб. научных статей. – Якутск: ЯГУ, 1992. С. 74–78.

103. Гриненко В. С., Князев В. Г., Девятов В. П., Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л. Новые данные о стратиграфии верхнетриасовых–юрских отложений перспективных на алмазы районов Сибирской платформы // Наука и образование, 2009. С. 21–30.

103а. Гриненко В. С., Князев В. Г., Девятов В. П., Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л. Палеогеография Восточно-Сибирского осадочного бассейна в конце триаса и юре // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Третье всероссийское совещание: научн. мат-лы. – Саратов: Наука, 2009. С. 46–48.

104. Гриненко В. С., Князев В. Г., Трущелев А. М., Девятов В. П., Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Меледина С. В., Лебедева Н. К., Дзюба О. С. Мелкомасштабное картографирование как основа повышения эффективности корреляции мезозойских

стратиграфических схем зоны перехода между Сибирской платформой и Яно-Колымской складчатой областью // Палеонтология, биостратиграфия и палеобиогеография Бореального мезозоя. Мат-лы научной сессии. – Новосибирск: Гео, 2006. С. 81–85.

105. *Гриненко В. С., Князев В. Г., Трущелев А. М., Девятков В. П., Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Меледина С. В., Дзюба О. С.* Лист Q-52 – Верхоянские цепи: состояние, проблемы расчленения, корреляции, ранжирования и картографирования осадочных образований юры в масштабе 1 : 1 000 000 // Юрская система России. Проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат-лы Первого всероссийского совещания. – М.: ГИН РАН, 2005. С. 53–55.

106. *Гриненко В. С., Мишин В. М.* Перспективы открытия месторождений-гигантов в зоне перехода «Сибирская платформа–Верхояно-Колымская складчатая область» (концентрированные углеводороды в поднадвиговых резервуарах, благородные металлы в черных сланцах) // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей. Тез. докл. IV Международной научно-практической конференции, 17–22 сентября 2007, Симферополь. – Судак: ПолиПресс, 2007. С. 25–28.

107. *Гриненко В. С., Ротман А. Я., Трущелев А. М.* Верхоянский тип разреза Джарджанского выступа: новое представление о палеогеографии перми и триаса в зоне перехода «Сибирская платформа–подвижное обрамление» // Верхний палеозой России: стратиграфия и фациальный анализ. Мат-лы Второй всероссийской конференции, посвященной 175-летию со дня рождения И. А. Головкинского (27–30 сентября 2009 г.) / Отв. ред. В. В. Силантьев. – Казань: Казанск. гос. ун-т, 2009. С. 178–180.

107а. *Гриненко В. С., Трущелев А. М.* Верхний палеозой Оленекского поднятия: расчленение и корреляция (восток Сибирской платформы) // Палеонтология и стратиграфия перми и триаса Северной Евразии. Мат-лы V Международной конференции, посвященной 150-летию со дня рождения В. П. Амалицкого (Москва, 22–23 ноября 2010 г.). – М.: Палеонтологический институт им. А. А. Борисяка РАН, 2010. С. 62–63.

107б. *Гриненко В. С., Девятков В. П., Шурыгин Б. Н.* Нижний мел Нижней Лены: расчленение и корреляция (восток Сибирской платформы) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Мат-лы Пятого всероссийского совещания (Ульяновск, 23–28 августа 2010 г.). – Ульяновск: УлГУ, 2010. С. 121–124.

107в. *Гриненко В. С., Девятков В. П., Шурыгин Б. Н.* Расчленение и корреляция нижнемеловых отложений низовьев р. Лена (северо-восток Сибирской платформы) // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск: Госкомгеология РС (Я), 2010. С. 39–55.

107г. *Гриненко В. С., Князев В. Г.* Новые данные о стратиграфии и районировании юрских отложений западной периферии Восточно-Колымской складчатой области // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск: Госкомгеология РС (Я), 2011. С. 26–38.

107д. *Гриненко В. С., Князев В. Г., Девятков В. П., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н.* Новая региональная стратиграфическая схема верхнетриасовых–юрских отложений востока Сибирской платформы и складчатого обрамления // Палеоэкология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов: мат-лы научн. сессии (18–22 апреля 2011 г.). Т. 1. Мезозой / Под ред. Б. Н. Шурыгина, Н. К. Лебедевой, А. А. Горячевой. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2011. С. 65–70.

107е. *Гриненко В. С., Трущелев А. М.* Новые данные о стратиграфии и районировании каменноугольных и пермских отложений алмазных районов северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология, 2011, № 1. С. 88–100.

107ж. *Гриненко В. С., Князев В. Г., Девятков В. П., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н.* Этапы формирования и палеогеография лаптевского подкомплекса Восточно-Сибирского осадочного бассейна (поздний триас–юра) // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия). – Якутск: Госкомгеология РС (Я), 2011. С. 63–70.

107з. *Гриненко В. С., Князев В. Г., Девятков В. П., Никитенко Б. Л., Шурыгин Б. Н.* Восточно-Сибирский осадочный бассейн: стратиграфия верхнего триаса–юры,

палеогеография // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Материалы Всероссийской научной конференции. Т. 1. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011. С. 160–163.

108. Гусев А. И. Булунский угленосный район Якутской АССР // Тр. Арктического научно-исследовательского института. Т. 59. – Л.: Гостоптехиздат, 1936. С. 7–34.

109. Гусев А. И. Новые данные по стратиграфии угленосных отложений Ленского бассейна // Проблемы Арктики, 1940, № 7–8. С. 64–70.

110. Гусев Г. С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозой. – М.: Наука, 1979. 208 с.

111. Гусев Г. С., Волочкович К. Л., Головин А. А. и др. Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. – М., 2002.

112. Гусев Г. С., Петров А. Ф., Фрадкин Г. С. и др. Структура и эволюция земной коры Якутии. – М.: Наука, 1985. 248 с.

113. Дагис А. А. Раннетриасовые конодонты севера Средней Сибири. – М.: Наука, 1984. 71 с.

114. Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. – М.: Наука, 1979. 245 с.

115. Дагис А. С., Дагис А. А., Казаков А. М., Курушин Н. И. Стратиграфия триаса Буур-Оленекского района (юг Лено-Анабарского прогиба) // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. – М.: Наука, 1982. С. 74–81.

116. Дагис А. С., Ермакова С. П. Бореальные позднеоленекские аммоноидеи. – М.: Наука, 1988. 133 с.

117. Дагис А. С., Казаков А. М. Стратиграфия, литология и цикличность триасовых отложений севера Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1984. 177 с.

118. Девятков В. П. Битуминозные сланцы раннего тоара // Геология угленосных и горючесланцевых формаций Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1987. С. 116–124.

119. Девятков В. П., Князев В. Г., Никитенко Б. Л. и др. Граница плинсбаха и тоара севера Восточной Сибири и стратиграфическое положение курунградской пачки келимьярской свиты (р. Келимьяр, бассейн р. Оленек) // Отечественная геология, 2010, № 5.

120. Девятков В. П., Князев В. Г., Сапьяник В. В. Реперные горизонты в нижней и средней юре Сибири // Региональная стратиграфия нефтегазоносных районов Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 1988. С. 53–60.

121. Дегтяренко Ю. П., Жуков В. В., Загорская Н. Г. и др. Север Евразии в позднем кайнозое // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое / Под ред. А. И. Толмачева. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 213–221.

122. Джиноридзе Н. М. Верхнеюрские отложения северной части Приверхоянского прогиба // Тр. ВНИГРИ, вып. 186. – Л.: Гостоптехиздат, 1961.

123. Джиноридзе Н. М. Юрские отложения северной части Приверхоянского прогиба и перспективы их нефтегазоносности. Автореф. канд. дис. – Л., 1967. 24 с.

124. Дмитриев С. Д. История геологического развития северной части Предверхоянского прогиба. – Якутск: Якутское книжное издательство, 1968. 178 с.

125. Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 409 с.

126. Дубровная Н. П. Гидрогеологическая карта платформенной части Якутской АССР. – Якутск, 1991.

127. Дучков А. Д., Балобаев В. Т., Володько Б. В. и др. Температура, криолитозона и радиогенная теплогенерация в земной коре Северной Азии. – Новосибирск: Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии СО РАН, 1994. 141 с.

128. Дэвис Г. Л., Соболев Н. В. и др. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутии, полученные уран-свинцовым методом по цирконам // ДАН СССР, т. 25, № 1, 1980. С. 175–179.

129. Егоров А. Ю. Палеогеография междуречья рек Оленек–Лена–Омолуй. Автореф. канд. дис. – М., 1988. 20 с.

130. *Ермакова С. П.* Зональный стандарт бореального нижнего триаса. – М.: Наука, 2002. 109 с.
131. *Забалуев В. Н., Сластенов Ю. Л., Киричкова Л. И. и др.* О границе нижнего и верхнего мела в Западной Якутии. – Л., 1976. С. 163–168.
132. *Захаров В. А.* Бухизоны в стратотипическом районе // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. Сб. научных трудов. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. С. 97–128.
133. *Захаров В. А.* Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования (отряд Anisomyaria). – М.: Наука, 1966. 189 с.
134. *Захаров В. А.* Позднеюрские и раннемеловые двустворчатые моллюски севера Сибири и условия их существования. Ч. 2. Семейство Astartidae. – М.: Наука, 1970. 143 с.
135. *Захаров В. А., Богомолов Ю. И., Ильина В. И. и др.* Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 5. С. 99–128.
136. *Захаров В. А., Шурыгин Б. Н., Меледина С. В. и др.* Бореальный зональный стандарт юры: обсуждение новой версии // Мат-лы Первого всероссийского совещания «Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии». – М.: ГИН РАН, 2005. С. 89–96.
137. *Зинченко В. Н., Алексеев С. Н.* О положении границы между юрой и мелом в низовьях р. Лена // ДАН СССР, т. 258, № 5, 1981. С. 1170–1172.
138. *Зинчук Н. Н., Коптиль В. И.* Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. 2003.
139. Зональная стратиграфия фанерозоя СССР. – М.: Недра, 1991. 159 с.
140. *Иванов В. Л.* Оленекские месторождения битумов. – Л.: Недра, 1979. 102 с.
141. *Ивановская А. В.* Литология мезозойских отложений бассейна нижнего течения р. Лены. – Новосибирск: Наука, сибирское отделение, 1967. 170 с.
142. *Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невойса Г. Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. – Новосибирск: Наука, 1975. 323 с.
143. *Илупин И. П., Каминский Ф. В., Францессон Е. В.* Геохимия кимберлитов. – М.: Недра, 1978. 352 с.
144. *Казаков А. М., Константинов А. Г., Курушин Н. И. и др.* Стратиграфия нефтегазовых бассейнов Сибири // Триасовая система. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 322 с.
- 144а. *Казаков А. М., Курушин Н. И.* Стратиграфия норийских и рэтских отложений севера Средней Сибири // Геология и геофизика, 1992, № 6. С. 3–10.
145. *Казаков А. М., Дагис А. С., Карогодин Ю. Н.* Литостратиграфические подразделения триаса севера Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. – М.: Наука, 1982. С. 5–36.
146. *Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Прокофьева Л. Н.* Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири // Геохимия, 1965, № 11. С. 1313–1317.
147. *Калачева Е. Д., Сей И. И.* Tugurites – новый позднеааленский северотихоокеанский род // ДАН СССР, т. 193, № 2, 1970. С. 449–452.
148. *Калачева Е. Д., Сей И. И.* Некоторые ааленские тихоокеанские аммониты // Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. – М.: Наука, 1972. С. 89–101.
149. *Кардопольцева О. И., Морева В. А., Плотников М. И. и др.* Новые данные о «водораздельных галечниках» междуречья Мархи и Тюнга // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 66. – Л.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 117–133.
150. Карта рельефа подошвы литосферы России (по глубинам заложения структур центрального типа). Масштаб 1 : 10 000 000 / Под ред. В. В. Соловьева. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 1995. 1 л.
151. *Каширцев В. А.* Палеогеологический аспект катагенеза верхнепалеозойских и мезозойских углей северо-восточной периферии Сибирской платформы // Кимберлитовый и

- базитовый магматизм района Оленекского поднятия. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 86–91.
152. *Каширцев В. А.* Кембрийский горючесланцевый бассейн Сибирской платформы // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 462–466.
153. *Кинд Н. В.* Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем плейстоцене // Основные проблемы геологии антропогена Евразии. – М.: Наука, 1969. С. 98–116.
154. *Кинд Н. В.* Геохронология позднего антропогена по изотопным данным // Тр. ГИН АН СССР, вып. 257, 1974. 226 с.
155. *Кинд Н. В., Колпаков В. В., Сулержицкий Л. Д.* О возрасте оледенений Верхоянья. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1971, № 10. С. 135–144.
156. *Кирина Т. И., Месежников М. С., Ретин Ю. С.* О новых местных подразделениях в юре Западной Якутии // Новые данные по стратиграфии и фауне юры и мела Сибири. – Новосибирск, 1978. С. 70–85.
157. *Киричкова А. И., Сластенов Ю. Л.* Корреляция отложений апта и альба Западной Якутии // Советская геология, 1975, № 5. С. 42–54.
158. *Киричкова А. И., Григорьева В. И., Грязева А. С. и др.* Реперные фито­стратиграфические уровни в нижнемеловых угленосных отложениях севера и востока Сибирской платформы // Реперные горизонты верхнего палеозоя севера Европейской части СССР и Сибири. – Л., 1983. С. 123–134.
159. *Киричкова А. И., Зинченко В. Н., Чирва С. А.* Нижнемеловые отложения низовьев р. Лена (Булунский район) // Геология и геофизика, 1987, № 4. С. 21–28.
160. Классификация и номенклатура магматических горных пород. – М.: Недра, 1981. 159 с.
161. *Князев В. Г.* Тоарские *Naugroseratinae* севера Азиатской части СССР // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. – Новосибирск: Наука, 1991. С. 37–46.
162. *Князев В. Г., Гриненко В. С., Девятков В. П. и др.* Региональная стратиграфическая схема юрских отложений Восточной Якутии // Отечественная геология, 2002, № 4. С. 73.
163. *Князев В. Г., Девятков В. П., Кутыгин Р. В. и др.* Зональный стандарт тоарского яруса Северо-Востока Азии. – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2003. 103 с.
164. *Князев В. Г., Девятков В. П., Мельник О. А.* Опорный разрез ааленского и нижней части байосского ярусов Восточной Сибири (бассейн р. Молодо) // Отечественная геология, 2007, № 5. С. 39–42.
165. *Князев И. Г., Девятков В. П., Шурыгин Б. Н.* Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 1991. 100 с.
166. *Ковальский В. В., Никишов К. Н., Егоров О. С.* Кимберлитовые и карбонатитовые образования восточного и юго-восточного склонов Анабарской антеклизы. – М.: Наука, 1969. 288 с.
167. *Ковач В. П., Котов А. Б., Смелов А. П., Старосельцев К. В. и др.* Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы // Петрология, 2000, т. 8, № 4. С. 394–408.
168. *Козьмин Б. М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. – М.: Наука, 1984. 128 с.
169. *Козьмин Б. М., Имаев В. С., Имаева Л. П.* Сейсмичность и современная геодинамика // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 33–68.
170. *Колосов П. Н.* Позднекембрийские организмы востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. 84 с.
171. *Колосов П. Н.* Позднекембрийские микрофоссилии и стратиграфия нефтегазоносных отложений востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2003. 164 с.
172. *Колпаков В. В.* Об ископаемых пустынях нижнего течения р. Лены // Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода, № 37, 1970. С. 75–82.

173. *Колпаков В. В.* Эоловые четвертичные отложения Приленской Якутии // Бюл. Комиссии по изучению четверт. периода, № 52. – М.: Наука, 1983. С. 123–131.
174. *Комар В. А.* Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение. – М.: Наука, 1966. 122 с.
175. *Константиновский А. А.* Нижнеленский погребенный массив и некоторые вопросы размещения кимберлитов на северо-востоке Сибирской платформы // Геотектоника, 1979, № 1. С. 48–57.
176. *Копорунин В. И.* Условия и литогенез нижнемеловых отложений Зырянской впадины // Тр. ГИН АН СССР, вып. 338. – М.: Наука, 1979. 179 с.
177. *Корнилова В. П., Николаев Л. И.* Петрография и химизм кимберлитовых и комагматичных пород Куойкского поля // Кимберлитовый и базитовый магматизм Оленекского поднятия. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980.
178. *Коссовская А. Г.* История мезозойского осадконакопления в Западном Верхоянье и Вилюйской впадине // Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 7. С. 37–54.
179. *Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Муравьев В. П.* Мезозойские и верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья и Вилюйской впадины // Тр. ГИН АН СССР, вып. 34. – М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.
180. *Коссовская А. Г., Вахрамеев В. А.* Сборник статей по геологии Арктики. Вып. 6. – М., 1956. 322 с.
181. *Кочетков В. М.* Сейсмичность Якутии. – М.: Наука, 1966. 92 с.
182. *Кошелкина З. В.* Региональная схема стратиграфии юры Северо-Восточной Сибири по ретроцерамидам // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. (Тр. Ч. 2. Мезозой). – Магадан: СВКНИИ, 1974. С. 90–167.
183. *Кошелкина З. В.* Стратиграфия и двустворчатые моллюски юрских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоанского краевого прогиба // Тр. СВКНИИ, вып. 5. – Магадан, 1963. 219 с.
184. *Кривулина Ю. А.* К вопросу о развитии долины р. Лены (нижнее течение) в кайнозойское время // Проблемы геоморфологии и неотектоники платформенных областей Сибири. Мат-лы Всесоюзного совещания по геоморфологии и неотектонике Сибири и Дальнего Востока. Т. III. – Новосибирск: Наука, 1970. С. 273–281.
185. *Крылов А. Я., Вишневский А. Н., Силин Ю. И., Атрашенов Л. Я., Авдзейко Г. В.* Абсолютный возраст пород Анабарского щита // Геохимия, 1963, № 12. С. 1140–1144.
186. *Крымголец Н. Г.* Ааленские и байосские аммониты Западной Якутии // Геология и геофизика, 1977, № 10. С. 20–30.
187. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. – М.: Недра, 1964. 387 с.
188. *Кузнецов Ю. А.* Избранные труды. Т. II. Главные типы магматических формаций. – Новосибирск: Наука, 1989. 394 с.
189. Легенда Анабаро-Вилюйской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Объяснительная записка / М. С. Машак, А. П. Кропачев, Г. Г. Сотникова и др. Гл. ред. М. С. Машак. – СПб.: ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009.
190. Легенда Нижнеленской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка / В. С. Андреев, В. Г. Кириченко, В. В. Шумов и др. Гл. ред. В. С. Андреев. – М.: ФГУ НПП «Аэрогеология», 1999.
191. Легенда Оленекской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка / В. Н. Бобров, М. А. Бардеева, Н. И. Клейкова и др. Гл. ред. В. Н. Бобров. – М.: ФГУ НПП «Аэрогеология», 2000.
192. Легенда Суханской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка / В. С. Андреев, А. Н. Панфилов, В. Г. Кириченко и др. – М.: ФГУ НПП «Аэрогеология», 2002.
193. Легенда Уджинской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). Объяснительная записка / В. Н. Бобров, Г. Х. Ян, Г. Г. Ляпина и др. Гл. ред. Е. В. Туганова. – М.: ФГУ НПП «Аэрогеология», 2002.

194. *Леонов Б. Н., Покровский Г. М.* Нижнемеловые отложения внутреннего крыла Приверхоанского прогиба (Ленская ветвь) // Изв. АН СССР, серия геол., 1968, № 1. С. 106–119.
195. *Леонов Б. Н., Прокопчук Б. И., Орлов Ю. Л.* Алмазы Приленской области. – М.: Наука, 1966. 280 с.
196. Литологическая характеристика пород и состав углей Ленского бассейна. – М., 1960. 190 с.
197. *Лунгерсгаузен Г. Ф.* Геологическая история средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Мат-лы Всесоюзного совещания по изучению четверт. периода. Т. 3. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 209–217.
198. *Лутц Б. Г., Мокшанцев К. Б., Николаевский А. А.* К вопросу о составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1962, № 8. С. 41–50.
199. Магматические формации СССР. Т. 1 / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л.: Недра, 1979. 308 с.
200. Магматические формации СССР. Т. 2 / В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др. – Л.: Недра, 1979. 279 с.
201. *Маландин М. М.* Стратиграфия верхнемезозойских отложений Западного Верхоянья // Тр. НИИ геологии Арктики, т. 121, вып. 18, 1962. С. 3–28.
202. *Маландин М. М., Глушинский П. И.* Стратиграфические схемы верхнеюрских и нижнемеловых угленосных отложений северной и центральной частей Ленского бассейна // Совещание по разработке стратиграфических схем Якутской АССР. – Л., 1962. С. 3–72.
203. *Манаков А. В.* Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. – Воронеж: Воронежский госуниверситет, 1999. 58 с.
204. *Манаков А. В.* Закономерности размещения алмазоносных кимберлитов на основе анализа глубинного строения литосферы. Автореф. докт. дис. – Якутск: ИГАБМ СО РАН, 2002. 40 с.
205. *Манаков А. В., Романов Н. И., Полторацкая О. Л.* Кимберлитовые поля Якутии. – Воронеж: Воронежский госуниверситет, 2000. 82 с.
206. *Масайтис В. Л., Мащак М. С., Райхмин А. И. и др.* Алмазоносные импактиты Попигайской астроблемы. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1998. 179 с.
207. *Межвилк А. А.* Особенности развития Верхоянской миогеосинклинали // Мезозойский тектогенез. Мат-лы VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. – Магадан: Изд-во СВКНИИ, 1971. С. 36–43.
208. *Межвилк А. А.* Стратиграфия Северного Хараулаха // Советская геология, 1958, № 7. С. 43–61.
209. *Меледина С. В., Шурыгин Б. Н., Злобина О. Н. и др.* Чекуровская свита (бат–келловей) в стратотипе // Детальная стратиграфия и палеонтология юры и мела Сибири. – Новосибирск: Наука, Сиб. отделение, 1991. С. 5–37.
210. *Меледина С. В., Шурыгин Б. Н.* Ааленский ярус (средняя юра) Восточной Сибири: зональное расчленение, характерные двустворки и аммоноидеи // Геология и геофизика, 2000, т. 41, вып. 2–3. С. 73–85.
211. Мерзлотно-гидрогеологические условия Восточной Сибири / Отв. ред. П. И. Мельников. – М.: Наука, 1984.
- 211а. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третьего поколения). – СПб., 2010. 196 с.
212. *Микуленко К. И., Ситников В. С., Тимиршин К. В., Булгакова М. Д.* Эволюция структуры и условий нефтеобразования осадочных бассейнов Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. 180 с.
213. *Милашев В. А., Шульгина Н. И.* Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы // ДАН СССР, т. 126, № 6, 1959. С. 1320–1322.
214. *Минаева М. А.* Известняковые конглобрекчии кембрия Сибирской платформы: распространение и происхождение // Геология и геофизика, 1992, № 7. С. 81–90.

215. Михайлов М. В., Харьюзов Л. С., Штейн Д. Ф. Стратиграфия каменноугольных отложений северо-востока Сибирской платформы // Советская геология, 1979, № 2. С. 93–97.
216. Михайлов М. В., Шурыгин А. Г., Харьюзов Л. С. Беевиче-Салаатинский метеоритный кратер // ДАН СССР, т. 245, № 4, 1979. С. 911–914.
217. Могучева Н. К., Бетехтина О. А. Актуальные вопросы стратиграфии континентального триаса Сибири // Геология и геофизика, 1998, т. 39, № 3. С. 287–296.
218. Мокшанцев К. Б. (отв. ред.). Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1 : 1 500 000. – М.: ГУГК, 1976. 6 л.
219. Мокшанцев К. Б., Горништейн Д. К., Гусев Г. С., Лутц Б. Г. и др. Тектоника Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
220. Молин В. А., Новожилов Н. И. Двустворчатые листоногие перми и триаса севера СССР. – М.: Наука, 1965. 118 с.
221. Натанов Л. М. Тектоника Кютюнгинского грабена // Соляная тектоника Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1973. С. 140–152.
222. Натанов Л. П., Гогина Н. И., Сибирицев Ю. М. Новый промежуточный коллектор минералов-спутников алмаза на Сибирской платформе // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 67–73.
223. Наумов А. Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хребта Орулган // Тр. НИИГА, т. 130, вып. 19. – Л.: НИИГА, 1962. С. 91–98.
224. Нефтегазоносные комплексы. Учебн. пособие / А. Н. Иванов, Л. А. Рапацкая, Н. А. Буглов и др. Под ред. А. Н. Иванова и Л. А. Рапацкой. – М.: Высшая школа, 2009. 229 с.
225. Ненашев Н. И. Абсолютный возраст геологических формаций // Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. – М.: Наука, 1969. С. 137–152.
226. Огай В. Ф. Миграция оси Предверхоянского прогиба // Геотектоника, 1969, № 2. С. 116–119.
227. Округин А. В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2000. 184 с.
228. Округин А. В. Золото Западной Якутии // Наука и техника в Якутии, 2002, № 2(3). С. 28–31.
229. Олейников Б. В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. – Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
230. Олейников Б. В., Мащак М. С., Колодезников И. И. и др. Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
231. Олейников Б. В., Савинов В. Т. и др. Петрология и геохимия базитов Молодинской магмоподводящей зоны южного склона Оленекского поднятия // Геология, петрография и геохимия магматических образований северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 85–107.
232. Особо охраняемые природные территории Республики Саха (Якутия) / Отв. за выпуск И. Кривошапкин. – Якутск: Изд. дом «Алмас», 2002.
233. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
234. Парфенов Л. М. (ред.). Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1 : 1 500 000. – Якутск: ГУГК, 1994. 12 л.
235. Парфенов Л. М., Кузьмин М. И. (отв. редакторы). Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 572 с.
236. Парфенов Л. М., Берзин Н. А., Ханчук А. И., Бадарч Г., Беличенко В. Г., Булатов А. Н., Дриль С. И., Кириллова Г. Л., Кузьмин М. И., Ноклеберг У., Прокопьев А. В., Тимофеев В. Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, № 6. С. 7–42.

237. *Парфенов Л. М., Прокопьев А. В., Спектор В. Б.* Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика, 2001, т. 42, № 4. С. 708–725.

238. *Патык-Кара Н. Г., Бардеева Е. Г., Маханова Т. М.* Карта россыпей России: опыт комплексного минерагенического анализа полиминеральных россыпных провинций // Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей. Тез. докл. IV Международной научно-практической конференции, 17–22 сентября 2007 г., г. Симферополь. – Судак: ПолиПресс, 2007. С. 77–80.

239. *Пахомов М. М., Шофман И. Л., Прокочук Б. Н.* Новые данные о неогене северо-востока Сибирской платформы // ДАН СССР, т. 245, № 6, 1979. С. 1451–1455.

240. *Пинчук Л. Я.* История формирования рельефа восточной части Северо-Сибирской низменности и прилегающих территорий Средне-Сибирского плоскогорья // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозой / Под ред. А. И. Толмачева. – Л.: Гидрометеоздат, 1970. С. 453–456.

241. *Пинчук Л. Я.* Морфология и генезис Беенчима-Салаатинской впадины // Кимберлитовый вулканизм и перспективы коренной алмазоносности северо-востока Сибирской платформы. Тр. НИИГА. – Л., 1971. С. 123–126.

242. *Плотникова М. И. и др.* Стратиграфия и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна среднего течения р. Мархи // Тр. ЯФ СО АН СССР, сер. геол., № 9, 1963.

243. *Плотникова М. И., Ильюхина Н. И., Уманец В. Н.* К вопросу о происхождении «водораздельных галечников» бассейна р. Марха // Мат-лы ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 24. Мат-лы по геол. и геоморф. Сиб. платформы. 1959. С. 91–103.

244. *Плотникова М. И., Уманец В. Н., Кардопольцева О. И.* Результаты литологических исследований алмазоносных россыпей, связанных с «водораздельными галечниками» восточной части Сибирской платформы // Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IV. Россыпи. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 198–209.

245. *Подчасов В. М., Евсеев М. Н., Богатых И. Я. и др.* Россыпи алмазов мира. – М.: Геоинформмарк, 2005. 747 с.

246. *Полуботко И. В., Репин Ю. С.* Зональное расчленение и корреляция тоарских и ааленских отложений Северной Сибири и Северо-Востока России // Зональные подразделения и межрегиональная корреляция палеозойских и мезозойских отложений России и сопредельных территорий. Кн. 2. Мезозой. – СПб.: ВСЕГЕИ, 1994. С. 50–79.

246а. *Полуботко И. В.* К вопросу о норийских и рэтских отложениях на севере Сибирской платформы // Новости палеонтологии и стратиграфии, вып. 14, 2010. С. 51–60.

246б. *Вейс А. Ф., Воробьева Н. Г.* Микрофоссилии рифея и венда Анабарского массива // Изв. АН СССР, сер. геол., 1992, № 1. С. 114–130.

247. *Пономарчук В. А., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С. и др.* Прямое датирование строматолитов Оленекского поднятия К-Аг методом // Докл. РАН, т. 339, № 3, 1994. С. 378–381.

248. Постановление МСК по уточнению положения границы юры и мела в boreальной области и статусу волжского яруса от 2 февраля 1966 г. // Постановления МСК и его постоянных комиссий. Вып. 29. – СПб., 1997. С. 5–7.

249. *Похиялайнен В. П.* Мел Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.

250. *Прокочук Б. И.* Первая находка алмазов из келловейских отложений северо-восточной части Сибирской платформы // Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 9. С. 94–95.

251. *Прокочук Б. И., Израилев Л. М.* Алмазы северо-восточной части Сибирской платформы, приуроченные к нижнеюрским внутриформационным конгломератам и галечникам // Сов. геология, 1964, № 2. С. 146–149.

252. *Прокочук Б. И., Колесников С. К., Левин В. И. и др.* Новые данные о масштабах каменноугольного осадконакопления на севере Сибирской платформы // ДАН СССР, т. 269, № 5, 1983. С. 1168–1173.

253. *Прокопчук Б. И., Кострюков М. С., Королева Н. М.* К вопросу о сохранности пироба в зависимости от условий транспортировки рыхлых отложений // *Известия вузов, Геология разведка*, 1964, № 5. С. 58–63.
254. *Прокопчук Б. И., Сусов М. В.* Алмазоносность верхнеюрских конгломератов на Сибирской платформе // *Разведка и охрана недр*, 1960, № 6. С. 41–42.
255. *Прокопьев А. В.* Верхояно-Черский коллизионный ороген // *Тихоокеанская геология*, 1998, т. 17, № 5. С. 3–10.
256. *Прокопьев А. В.* Тектоника // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008а. С. 139–165.
257. *Прокопьев А. В.* История геологического развития // Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008б. С. 180–190.
258. *Прокопьев А. В., Дейкуненко А. В.* Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001а. С. 156–198.
259. *Прокопьев А. В., Парфенов Л. М., Томшин М. Д., Колодезников И. И.* Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // *Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)*. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001б. С. 113–155.
260. *Прокопьев А. В., Торо Х., Смелов А. П., Миллер Э. Л., Вуден Дж., Граханов С. А., Олейников О. Б.* Усть-Ленский метаморфический комплекс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // *Отечественная геология*, 2007, № 5. С. 26–30.
261. *Прокопьев А. В., Фридовский В. Ю., Гайдук В. В.* Разломы (морфология, геометрия и кинематика). – Якутск: ЯФ изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.
262. *Прокопьев С. А.* Коренные источники алмазов из россыпей Анабарского алмазоносного района (на примере россыпей бассейна р. Эбелях) // *Комплексное изучение и освоение природных и техногенных россыпей. Тез. докл. IV Международной научно-практической конференции, 17–22 сентября 2007 г., г. Симферополь*. – Судак: ПолиПресс, 2007. С. 88–90.
263. *Пуминов А. П.* К истории речных долин в низовьях рек Лены и Оленек // *Тр. НИИГА*, т. 114, вып. 14, 1960.
264. *Пуминов А. П.* Покровные образования Анабаро-Ленского междуречья // *Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Тр. Института геологии и геофизики СО АН СССР*, вып. 27б. – Новосибирск, 1962. С. 102–107.
265. *Пуминов А. П., Сягаев Н. А.* Следы оледенения на Лено-Оленекском междуречье // *Инф. бюл. НИИГА*, вып. 2, 1957. С. 24–27.
266. *Ретин Ю. С.* Юкагирский этап (поздний триас–средняя юра) истории седиментационного бассейна Северо-Восточной Азии. Автореф. докт. дис. – СПб., 1997. 65 с.
267. Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою и кайнозою Средней Сибири. – Новосибирск, 1981. 89 с.
268. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. 2. Средний–верхний палеозой. – Новосибирск, 1982. 127 с.
269. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. 1. Верхний протерозой и нижний палеозой. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам докембрия и нижнего палеозоя. – Новосибирск, 1983. 216 с.
270. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири (Новосибирск, 1979 г.). Ч. 3. Четвертичная система. Объяснительные записки к региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Средней Сибири. – Л., 1983. 84 с.

271. Решения Третьего межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002 г.) / Редакторы Т. Н. Корень, Г. В. Котляр. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 268 с.

272. Розанов А. Ю., Семихатов М. А., Соколов Б. С. и др. Решение о выборе стратотипа докембрия и кембрия: прорыв в проблеме или ошибка? // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, т. 5, № 1. С. 21–31.

273. Розанов А. Ю., Хоментовский В. В., Шабанов Ю. А. и др. К проблеме ярусного расчленения нижнего кембрия // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2008, т. 16, № 1. С. 3–21.

274. Розен О. М., Журавлев Д. З., Суханов М. К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2000, т. 41, № 2. С. 163–180.

275. Розен О. М., Манаков А. В., Зинчук Н. Н. Сибирский кратон: формирование, алмазоносность / Науч. ред. С. И. Митюхин. – М.: Научный мир, 2006. 212 с.

276. Розен О. М., Манаков А. В., Горев Н. И. и др. Кимберлиты, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами и траппы – разные формы племорового магматизма на Сибирском кратоне // Проблемы прогнозирования и поиски месторождений алмазов на закрытых территориях. Мат-лы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА». – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. С. 32–39.

277. Российский металлогенический словарь. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2003. 320 с.

278. Ротман А. Я. Эволюция вещественного состава фанерозойских базитов Якутской кимберлитовой провинции // Геология, закономерности размещения, прогнозирование и поиски месторождений алмазов. – Мирный, 1968. С. 67–69.

279. Русанов Б. С. Биостратиграфия кайнозойских отложений Южной Якутии. – М.: Наука, 1968. 460 с.

280. Савицкий В. Е., Демокидов К. К., Соболевская Р. Ф. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы. – Л.: НИИГА, 1959. 212 с.

281. Савицкий В. Е., Конторович А. Е., Евтушенко В. М. и др. Кембрий Сибирской платформы. – М.: Недра, 1972. 198 с.

282. Савицкий В. Е., Шабанов Ю. А., Евтушенко В. М., Шишкин Б. Б. Опорный разрез Хорбусуонской фациальной области (северо-восток Сибирской платформы) // Мат-лы по стратиграфии и палеонтологии Сибири. – Новосибирск, 1972. С. 53–60.

283. Сакс В. Н., Нальняева Т. И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. – Л.: Наука, 1964. 163 с.

284. Сакс В. Н., Ронкина З. З., Шульгина Н. И. и др. Стратиграфия юрской и меловой систем Севера СССР. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 227 с.

285. Самылина В. А. Корреляция континентальных отложений Северо-Востока СССР по палеоботаническим данным // Советская геология, 1973, № 8. С. 42–57.

286. Сей И. И., Калачева Е. Д. Биостратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Дальнего Востока. – Л.: Недра, 1980. 187 с.

287. Сей И. И., Калачева Е. Д. Позднеааленские *Erycitiodes* с южного побережья Хотского моря (Дальний Восток) // Мезозойские морские фауны Севера и Дальнего Востока СССР и их стратиграфическое значение. – М.: Наука, 1968. С. 35–41.

288. Сей И. И., Калачева Е. Д. Представитель северотихоокеанской аммонитовой фауны в низах байоса Дальнего Востока // Палеобиогеография севера Евразии в мезозое. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1974. С. 58–62.

289. Семихатов М. А. Методическая основа стратиграфии рифея // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995, т. 3, № 6. С. 33–50.

290. Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Сибирский гипостратотип рифея. – М.: Наука, 1983. 213 с.

291. Семихатов М. А., Шуркин К. А., Аксенов В. М. и др. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 4. С. 3–13.

292. *Сергеев В. Н., Нолл А. Х., Колосова С. П. и др.* Микрофоссилии в кремнях из мезопротерозойской (среднерифейской) дебенгдинской свиты Оленекского поднятия Северо-Восточной Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция, 1994, т. 2, № 1. С. 23–38.
293. *Серебряков С. Н.* Особенности формирования и размещения рифейских строма-толитов Сибири. – М.: Наука, 1975. 160 с.
294. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия и история накопления мезозойских отложений Западного Приверхоянья. Автореф. канд. дис. – Л., 1965. 25 с.
295. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия меловых отложений Вилуйской синеклизы и Приверхоянского прогиба // Геология и полезные ископаемые Якутии. – Якутск: ЯГУ, 1995. С. 43–62.
296. *Сластенов Ю. Л., Гриненко В. С., Зинченко В. Н., Урзов А. С.* Новые данные по стратиграфии триаса и юры Приверхоянского прогиба // Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые. – Якутск: ЯГУ, 1992. С. 3–12.
297. *Смелов А. П., Березкин В. И., Сальникова Е. Б., Ковач В. П., Кравченко А.* Новые данные о геодинамической природе и возрасте гранитоидов Билляхского массива (Анабарский щит) // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. – Улан-Удэ: ГИН СО РАН, 2008. С. 351–352.
298. *Смелов А. П., Габышев В. Д., Ковач В. П., Котов А. Б.* Общая структура фунда-мента восточной части Сибирского кратона. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. С. 108–112.
299. *Смелов А. П., Тимофеев В. Ф.* Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии // Тихоокеанская геология, 2003, № 6. С. 42–55.
300. *Сметанникова Л. И.* Новейшие находки «водораздельных галечников» на северо-востоке Сибирской платформы (в издании).
301. *Соболев Н. В., Белик Ю. П., Похолоденко Н. П. и др.* Хромсодержащие пиропы в нижнекаменноугольных отложениях Кютюнгинского прогиба // Геология и геофизика, 1981, № 2. С. 153–156.
302. *Соколов Б. С., Федонкин М. А. (ред.).* Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 2 // Стратиграфия и геологические процессы. – М.: Наука, 1985. 238 с.
303. Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России. Задачи дальнейших исследований // Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып. 38. – СПб., 2008.
304. *Стижарский Т. Н.* Геологический очерк Лено-Индибирского района // Тр. НИИ геологии Арктики, т. 87, 1937. С. 313–366.
305. Справочник по стратиграфии нефтегазоносных провинций СССР / Н. В. Безносков и др. – М.: Недра, 1987. 336 с.
306. *Станевич А. М., Максимова Е. Н., Корнилова Т. А. и др.* Микрофоссилии ары-масской и дебенгдинской свит рифея Оленекского поднятия: возраст и предполагаемая природа // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2009, т. 17, № 1. С. 23–40.
307. Стратиграфический словарь СССР / Гл. ред. Б. К. Лихарев. – М., 1956. 1260 с.
308. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979. 592 с.
309. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Средней Сибири. – Новосибирск: Наука, 1967. 191 с.
310. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления / Ред. Н. В. Мельников. – Новосибирск: Гео, 2005. 428 с.
311. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Юрская система / Ред. Б. Н. Шурыгин. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «ГЕО», 2000. 480 с.
312. Стратиграфия юрской системы Севера СССР / В. Н. Сакс, С. В. Меледина, М. С. Месежников и др. – М.: Наука, 1976. 436 с.
313. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. Т. 1, т. 2. т. 47. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.

314. *Суворов В. Д.* Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. – Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.
- 314а. Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1:5 000 000. Объяснительная записка. – М., 2001. 163 с.
- 314б. Схема металлогенического районирования России. Масштаб 1:5 000 000. – М., 2002.
315. Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии // Докл. на XVII научной сессии Якутского филиала Сибирского отделения АН СССР. – Якутск, 1968. С. 115–119.
316. Тектоническое строение Якутской АССР / К. Б. Мокшанцев, Д. Г. Горнштейн, Г. С. Гусев, Э. В. Деньгин, Г. Х. Штех. Отв. ред. Ю. А. Косыгин. – М.: Наука, 1964. 290 с.
317. *Тимашев И. Е.* Поверхности выравнивания и некоторые особенности неотектонических движений Северного Верхоянья // Изв. Всесоюзного географического общества, т. 103, вып. 1, 1971. С. 57–62.
318. *Томишин М. Д.* Ксенолиты траппов из кимберлитовой трубки Обнаженная // Магматические образования северо-востока Сибирской платформы. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1975. С. 147–157.
319. *Томишин М. Д., Округин А. В., Зайцев А. И., Серов В. П.* Погребенный Мунский массив докембрийских щелочных базитов (северо-восточная часть Сибирской платформы) // Отечественная геология, 2007, № 5. С. 83–90.
320. Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. – Новосибирск: Наука, 1991. 216 с.
321. *Третьяков Ф. Ф.* Среднепалеозойские рифтогенные структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология, 2004, № 4. С. 57–60.
322. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений. – Л., 1957. 575 с.
- 322а. *Трущелев А. М., Гриненко В. С.* Триас северо-востока Анабарской синеклизы (Сибирская платформа) // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), № 1 (10). – Якутск: Госкомгеология РС (Я), 2011. С. 51–62.
- 322б. *Трущелев А. М., Гриненко В. С.* Триасовые и пограничные триасово-юрские отложения Оленекского свода (северо-восток Сибирской платформы): состояние изученности, проблемы расчленения и корреляция // Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание: научные мат-лы. – СПб.: Лема, 2011. С. 224–228.
- 322в. Угленосность и угленосные формации Якутии / А. В. Александров, И. С. Бредихин, Н. А. Игнатченко и др. – М., 1966. 170 с.
323. Фанерозой Сибири. Т. 2. Мезозой и кайнозой. – Новосибирск: Наука, 1984. 151 с.
324. *Фрадкина А. Ф.* Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западной Якутии (Вилойская синеклиза и Предверхоаянский прогиб). – Л.: Недра, 1967. 144 с.
325. *Хасанов Ф. Ш.* Схема тектоники нижнеленского участка Предверхоаянской системы прогиба // Жизнь Земли. Сб. музея землеведения МГУ, № 4, 1967. С. 59–64.
326. *Хворова И. В.* Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Вулканогенно-осадочные и терригенные формации // Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963. С. 7–29.
327. *Херасков Н. П., Колосов Д. М.* Геология и геоморфология Западного Верхоянья // Тр. ВИМС, вып. 116. – М., 1938. 115 с.
328. *Хоментовский В. В.* Венд. – Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.
329. *Хоментовский В. В.* Неопротерозой севера Сибирского кратона // Геология и геофизика, 2006.
330. *Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якишин М. С.* Рифей Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1985, № 7. С. 25–33.

331. *Хоментовский В. В., Карлова Г. А.* Граница немакит-далдынского и томмотского ярусов (венд–кембрий) Сибири // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2002, т. 10, № 3. С. 13–34.

331а. *Шамишина Э. А., Никишов К. Н., Зимнухов А. М.* Минералы кимберлитового парагенезиса в нижнекарбонных конгломератах Кютюнгинского грабена // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. – Якутск: Якутский фил. СО АН СССР, 1980. С. 58–66.

332. *Шенфиль В. Ю.* Поздний докембрий Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1991. 185 с.

333. *Шенфиль В. Ю., Якишин М. С., Кац А. Г. и др.* Детализация верхней части разреза рифейских отложений Оленекского поднятия // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей и венд. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 20–36.

333а. *Шенелев Н. Г.* Особенности гидрогеологических условий территории листа R-51 (северо-восток Сибирской платформы) // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), № 1 (9), 2010. С. 56–61.

334. *Шофман И. Л.* Геохронология и палеогеография позднего антропогена вледниковой области северо-востока Сибирской платформы // Геохронология четвертичного периода. – М.: Наука, 1980. С. 223–230.

335. *Шофман И. Л.* Разработка стратиграфических и неотектонических критериев алмазности Молодинского поля. – М.: ЦНИГРИ, 1979.

336. *Шпунт Б. Р.* Стратиграфия и золотоносность протерозойских и вендских отложений северо-востока Сибирской платформы // Геология и золотоносность докембрия Якутии / Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР, вып. 19. – Якутск, 1971. С. 175–187.

337. *Шпунт Б. Р.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 139 с.

338. *Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамишина Э. А. и др.* Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1979. 215 с.

339. *Шпунт Б. Р., Шаповалова И. Г., Шамишина Э. А.* Поздний докембрий севера Сибирской платформы. – Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.

340. *Шурыгин Б. Н., Девятов В. П., Захаров В. А. и др.* Стратиграфия юры Восточной Сибири // Вестник Госкомгеологии. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Республики Саха (Якутия), № 1. – Якутск: Якутский фил. изд-ва СО РАН, 2001. С. 112–139.

341. *Шурыгин Б. Н., Никитенко Б. Л., Девятов В. П. и др.* Стратиграфия нефтегазовых бассейнов Сибири. Юрская система. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2000. 480с.

342. *Ягнышев Б. С., Ягнышева Т. А., Зинчук М. Н. и др.* Экология Западной Якутии (геохимия геосистем: состояние и проблемы). – Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2005. 432 с.

343. *Якишин М. С.* Водородная микробиота кютюнгинской свиты (нижний рифей) Оленекского поднятия // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 6. С. 823–833.

344. *Япаскурт О. В.* Некоторые черты эволюции седименто- и литогенеза платформенных окраин на рубеже палеозойской и мезозойской эр. Сообщение 1. Связь седименто- и литогенеза с тектоническими обстановками в Предверхоянье // Литология и полезные ископаемые, 1991, № 1. С. 96–109.

345. Ярусное расчленение нижнего кембрия. Стратиграфия / Отв. редакторы Б. С. Соколов, А. Ю. Розанов. – М.: Наука, 1984. 184 с.

346. *Alekseev M. N. & Drouchits V. A.* Quarternary fluvial sediments in the Russian Arctic and Subarctic: Late Cenozoic development of the Lena river system, Northeastern Siberia // Proceedings of the Geologists Association, 2004, 115. P. 339–346.

346а. *Bowring S. A., Grotzinger J. P., Isachsen C. E., Knoll A. N., Pelechaty S., Kolosov P. N.* Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Sciens, 1993, v. 261. P. 1293–1298.

347. *Drachev S. S., Savostin L. A., Groshev V. G., Bruni I. E.* Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics, 1998, v. 298. P. 357–393.

348. *Ershova V. B., Holbrook J. M., Khudoley A. K., Prokopiev A. V.* Depositional Environments and Sequence Stratigraphy of Lower Cretaceous fluvial deposits in the NE Siberia (Lena river, Chekurovka area) // 2010a. <http://www.geocanada.2010.ca/program/program-schedule/tuesday/am-2/clastic-sed-1.html>.

349. *Ershova V. B., Holbrook J. M., Khudoley A. K., Prokopiev A. V.* Sequence Stratigraphy of the Lower Cretaceous Deposits of the Chekurovka area (NE Siberia, Lena r.) – Preliminary Results // 2010b. <http://www.earthdoc.org/detail.php.pubid=38464>.

350. *Gurevich E. L.* Paleomagnetic investigation of Precambrian deposits of the northern Siberian platform // Paleomagnetizm verkhnego dokembriya. Tr. VNIGRI. Leningrad. P. 39–51.

350a. *Gradstein F. M. and others.* A Geological Time Scale 2004. – Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2004. 589 p.

351. *Imaev V. S., Imaeva L. P., Koz'min B. M.* Seismotectonics of the Laptev sea–Kharaulakh zone of the Arctic–Asian Seismic Belt // Journal of Earthquake Prediction Research, 2000, v. 8. P. 397–422.

352. *Khudoley A. K., Prokopiev A. V.* Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt // Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems. Geological Society of America Special Paper, 2007, 433. P. 391–410.

353. *Wingate M. T. D., Pisarevsky S. A., Gladkochub D. P., Donskaia T. V., Konstantynov K. M., Mazukabzov A. M., Stanevich A. M.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek Uplift, Northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research, 170 (2009). P. 256–266.

354. *Parfenov L. M., Prokopiev A. V., Gaiduk V. V.* Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, Eastern Siberia // Tectonics, 1995, v. 14(2). P. 342–358.

355. *Parfenov L. M., Berzin N. A., Badarch G., Belichenko V. G., Bulgatov A. N., Dril S. I., Khanchuk A. I., Kirillova G. L., Kuz'min M. I., Nokleberg W. J., Ogasawara M., Obolenskiy A. A., Prokopiev A. V., Rodionov S. M., Scotese C. R., Timofeev V. F., Tomurtogoo O., Yan H.* Tectonic and Metallogenic Model for Northeast Asia // Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia. U. S. Geological Survey Professional Paper, 2010, 1765 / W. J. Nokleberg, ed. P. 9–1–9–55.

355a. *Pelechaty S., Grotzinger J. P., Kashirtsev V. A., Zhernovskiy V. P.* Chemostratigraphic constraints on Vendian–Cambrian basin dynamics, Northeast Siberian craton // The Journal of Geology, 1996, v. 104. P. 543–563.

356. *Prokopiev A. V., Toro J., Miller E. L., Gehrels G. E.* The paleo-Lena river – 200 m. y. of transcontinental zircon transport in Siberia // Geology, 2008, v. 36. No. 9. P. 699–702.

357. *Rosen O. M., Condie K. C., Natapov L. M., Nozhkin A. D.* Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: A preliminary assessment // Archean Crustal Evolution, Elsevier. – Amsterdam, 1994. P. 411–459.

358. *Smelov A. P., Timofeev V. F.* The age of the North Asian cratonic basement: An overview // Gondwana Research, 2007, v. 12. P. 279–288.

359. *Smelov A. P., Yan H., Prokopiev A. V., Timofeev V. F., Nokleberg W. J.* Archean through Mesoproterozoic metallogenesis and tectonics of Northeast Asia // Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia. U. S. Geological Survey Professional Paper, 2010, 1765 / W. J. Nokleberg, ed. P. 4–1–4–56.

360. *Sukhov S. S.* Cambrian depositional history of the Siberian craton: evolution of the carbonate platforms and basins // Sedimentary basins and palaeogeography, 1997, v. 17, № 5. P. 27–39.

361. *Wingate M. T. D., Pisarevsky S. A., Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Konstantinov K. M., Mazukabzov A. M., Stanevich A. M.* Geochronology and paleomagnetism of mafic igneous rocks in the Olenek uplift, Northern Siberia: Implications for Mesoproterozoic supercontinents and paleogeography // Precambrian Research, 2009, v. 170. P. 256–266.

## Фондовая

1. Александров А. Г. и др. Отчет о результатах аэрогаммаспектрометрической съемки масштаба 1 : 25 000, проведенной на Оленекском поднятии в 1983–1987 гг.\* – Якутск, 1987.
2. Алексеев В. В., Зимин Л. А., Зимина Р. П. Геолого-геоморфологический очерк и перспективы бассейнов рек Куойка, Беенчимэ, Келимер и Приморской низменности (отчет партии № 247 за 1958 г.). – Пос. Айхал, 1958.
3. Андреев В. С. и др. Отчет о работах по составлению в экспериментальном порядке Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа R-51, 52 – Тикси за 1996–2001 гг. – М., 2001.
4. Баландин А. В., Голубец И. И. и др. Результаты поисков коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейне верхнего течения р. Молодо за 1979–1984 гг. 1984.
5. Баташанова Л. В. (отв. исп.). Окончательный отчет о результатах бурения глубокой параметрической скважины № 1 на Чарчыкской площади (этап IV по объекту «Комплексная обработка геолого-геофизических материалов глубокого бурения на площадях месторождений Якутской АССР»). – Якутск, 1985.
6. Баташанова Л. В., Граусман В. В. Геологический отчет о результатах параметрического бурения на Дьяпальской и Говоровской площадях по объекту «Обобщение и анализ геологических материалов на площадях параметрического бурения в Якутской АССР». – Пос. Сангар: СЯНРЭ, 1988.
7. Башлавин Д. К. Отчет по космофотогеологическому картированию масштаба 1 : 500 000 на площади листов R-51-Г; Q-51-А (часть), Б, В, Г; P-50-А (часть), Б (часть); P-51-А, Б; P-52-А, Б за 1981–1985 гг. 1986.
8. Белик Ю. П., Широценский В. Г. Отчет о ревизионных работах по оценке перспектив алмазоносности слабо изученных площадей северной части Якутской алмазоносной провинции за 1981–1985 гг. 1985.
9. Белик Ю. П., Газелериди Е. И. Отчет о результатах поисковых работ на р. Оленек в районе устья р. Кютюнгде за 1981–1986 гг. (Конгломератовый объект). 1986.
10. Беспалова И. Ю., Арзунов М. С., Жуков Ю. М. Технично-экономическое обоснование районных кондиций для россыпных месторождений алмазов Анабарского алмазоносного района. Открытая раздельная разработка. – Якутск, 1999.
11. Битерман И. М., Натанов Л. М. Геологическое строение бассейнов нижнего течения реки Оленек и реки Хорбусуонки (листы R-51-IX, X). Отчет о работе партий № 3 и № 4 за 1960 г. 1961.
12. Бобров В. Н., Камалетдинов В. А., Аулов Б. Н. Информационный отчет о проведении работ по теме «Составление легенды Уджинской серии и серии Новосибирских островов» Госгеолкарты-200. – М., 2002.
13. Вязовов Ю. С. Отчет о работе Оленекского поисково-ревизионного отряда Ревизионно-тематической партии на исландский шпат в 1960 г. 1961.
14. Вязовов Ю. С., Лихачев В. К., Наседкин В. Х. и др. Отчет о геологопоисковых и поисково-разведочных работах партии № 06 на исландский шпат в Оленекско-Керсюкинском районе в 1961 г. 1962.
15. Галабала Р. О. Отчет партии № 14 по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 на площади листов R-53-I–XIII, R-53-XVII–XVIII (сев. половина), S-51-XXII–XXIV, XXVII–XXIX, XXX (сев. часть), S-52-XIX–XXI, XXV–XXVIII, XXXIII, XXXIV за 1976–1980 гг. – М.: ПГО «Аэрогеология», 1980.
16. Галабала Р. О. (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые между-речья Лены и Оленека. Отчет партии № 14 об АФГК масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-51-19–24, 36, 48; R-52-13, 14, 25, 26, 37–39, проведенном в 1988–1992 гг. – М., 1992.
17. Галабала Р. О., Сергиенко В. М., Варваров А. Н. и др. Отчет партии № 14 (объект 402) об аэрофотогеологическом картировании масштаба 1 : 50 000 на площади листов

\*Фонды ГУП «Сахагеоинформ».

- S-51-139–144; S-52-133, 134-A, B; R-51-7–12; R-52-1, 2-A, B, проведенном в 1984–1987 гг. – М.: ПГО «Аэрогеология», 1988.
18. *Галабала Р. О., Савосина А. К., Варваров А. Н. и др.* Отчет о проведении опытно-производственных работ по аэрофотогеологическому картированию на площади листов S-50-120-A, B; S-51-109–113-A, B; 115–117-B, Г; 129, 130-A, B; R-52-2-B, Г; 3-A–B, B, Г; 4-A, B, Г; 15, 16-A, B, B, Г; 17-B; 27, 28-A, B, B, Г; 40-A, B, B, Г; 41-A, B; 52-B, Г; 53-A, B, B, Г; 64-Г; 65-A, B, B за 1980–1984 гг. – М., 1984.
19. *Глушицкий П. И.* Отчет «Стратиграфия и фации меловых угленосных отложений Лено-Оленекского района». – М., 1955.
20. *Глушинский П. И.* Стратиграфия угленосной толщи и материалы к синонимике угольных пластов Чай-Тумусского месторождения (отчет по теме 177) . – М., 1959.
21. *Гогина Н. И., Рыбченков В. Н. и др.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение части бассейна реки Лены в районе рек Джарджан и Юел-Сииктээх (листы R-51-XXIX, XXX). 1962.
22. *Гончаров И. М., Недешев В. Б.* Отчет по поисковым работам на золото в бассейне р. Кютинге в 1983–1985 гг. – М., 1986.
23. *Горяшин В. А., Музыка Г. М. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в Приленском алмазоносном районе (бассейны рек Суордах, Бычыкы, Ертеех и др.) за 1974–1976 гг. 1976.
24. *Граханов С. А.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов на водоразделе рек Молодо–Далдын–Толуопка и северо-восточном борту Кютюнгинского грабена в 1990–1995 гг. (объект Водораздельный). 1996.
25. *Граханов С. А. (отв. исп.).* Отчет о результатах работ, выполненных по объекту «Булкурский». Подготовка площадей на севере Якутской алмазоносной провинции для проведения прогнозно-поисковых работ на коренные месторождения алмазов. – Якутск, 2009.
26. *Граханов С. А.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на коренные месторождения алмазов в пределах Оленекского поднятия (Республика Саха (Якутия) в 2007–2010 гг. – Якутск, 2010.
27. *Граханов С. А., Подчасов В. М., Сулейманов А. М. и др.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ в бассейне среднего течения р. Молодо, выполненных в 1992–1996 гг. – Якутск: ГГП «Нижне-Ленское», 1996.
28. *Граханов С. А., Сулейманов А. М.* Отчет по теме «Геолого-экономическая оценка россыпей севера Якутской алмазоносной провинции». – Якутск, 1999.
29. *Граханов С. А., Павлов В. И., Ноева С. С. и др.* Отчет о результатах изучения древних промежуточных коллекторов и прогноз коренной алмазоносности Лено-Анабарской субпровинции в 2006–2008 гг. – Якутск, 2009.
30. *Гриненко В. С. (отв. исп.).* Легенда Верхоянской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (новая серия). Тома 1–4. – Якутск, 1999.
31. *Девятков В. П.* Стратиграфическая схема меловых отложений Западной Якутии // Стратиграфические схемы позднего докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя Западной Якутии, силура и девона Восточной Якутии. Отчет по теме «Совершенствование легенд Госгеолкарты-200. Подготовка стратиграфических схем позднего докембрия и фанерозоя Западной Якутии» за 2000–2001 гг. Кн. 3. Мезозой–кайнозой / Отв. исп. В. А. Ян-Жин-Шин. – Якутск, 2002.
- 31а. *Девятков В. П.* Региональная (корреляционная) стратиграфическая схема берриас-аптских отложений Средней Сибири. – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. Фонды ЦПСЭ ГУГПП РС (Я) «Якутскгеология».
32. *Дорганов Г. Ф., Баканов Б. Н.* Отчет о поисково-съёмочных работах на алмазы партии № 246 Амакинской экспедиции в бассейне среднего течения рек Оленек и Лена. – Пос. Нюрба, 1958.
33. *Егоров А. Ю. (отв. исп.).* Отчет о поисковых работах на алмазы на участке Тас-Ары. Палеогеография междуречья рек Оленек–Лена–Омолой (листы S-51-B, Г; S-52-B, Г;

- R-51-А, Б; R-52-А, Б) в позднепалеозойские и мезозойские эпохи региональных перерывов в осадконакоплении в связи с алмазонасностью (1980–1983 гг.). – М., 1983.
34. *Егоров А. Н., Колесников С. К., Минорин В. Е.* Отчет о научно-исследовательской работе «Изучить литолого-минералогический состав и палеогеографию каменноугольных–пермских отложений Кютюндинского прогиба и обосновать направление поисков коренных источников алмазов». – М., 1989.
35. *Забелин В. В.* Окончательный сводный геологический отчет о результатах бурения Джарджанской опорной скважины Р-1 и ее дублера К-1. – Пос. Сангар, 1963.
36. *Иванов Ю. М.* Геологический отчет о результатах колонкового и роторного бурения, проведенного на южном участке 3-й Оленекской экспедиции в период 1948–1953 гг. 1953.
37. *Израилев Л. М., Кац А. Г., Флорова З. Б. и др.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 в пределах листов R-51-55–59, 1981–1985 гг. – М., 1986.
38. *Израилев Л. М. (отв. исп.).* Отчет партии № 17 о ГГС масштаба 1 : 50 000 на площади листов R-51-45–47, проведенной в 1988–1989 гг. – М., 1990.
- 38а. *Каширцев В. А.* Геология и геохимия природных битумов северо-востока Сибирской платформы и возможные пути их использования в народном хозяйстве (отчет по разделу «Геолого-экономические условия формирования и закономерности размещения твердых и вязких нефтидов в пределах северо-востока Сибирской платформы» по теме «Геологические критерии прогноза нефтегазонасности верхнедевонских и фанерозойских отложений Западной Якутии» (по Постановлению Гос. Комитета по науке и технике № 91 от 18.03.1980 г.). – Якутск: ЯФ ИГ СО АН СССР, 1985.
39. *Кирий А. Н., Кашетина И. П., Попков П. А.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейнах рек Молодо, Муогдан, Кютюнде в 2000–2004 гг. – Пос. Айхал, 2004.
40. *Клубов Б. А., Каганская Т. М.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения реки Оленек на участке между реками Нойуо и Бур (лист R-51-III, IV). Отчет отряда № 2 Ленской партии по проведенной в 1960 году геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и увязочным маршрутам. 1960.
41. *Козлов Г. Г.* Геолого-экономическое обоснование перспектив развития минерально-сырьевой базы северных районов Восточной Якутии. – Якутск, 1980.
42. *Колпаков В. В., Овандер М. Г.* Окончательный отчет. Карта четвертичных отложений бассейна Нижней Лены масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. – М., 1970.
43. *Коптиль В. И., Зинчук Н. Н.* Апробация и внедрение комплекса методов изучения типоморфных особенностей алмазов при разномасштабных прогнозно-поисковых и оценочных работах в АК «АЛРОСА». – Мирный, 2003.
44. *Красильщиков А. А., Яшин Д. С., Виноградов В. А.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Таас-Эйэжит, Сололи и верхнего течения р. Олонгдо (лист R-51-XI, XII). Отчет партий № 3 и 4 Ленской экспедиции по проведенной в 1960 г. геологической съемке масштаба 1 : 200 000 и увязочным маршрутам. – Л., 1961.
45. *Кривонос В. Ф., Кручек А. И., Крючков А. И.* Промежуточный отчет о результатах поисковых работ на алмазы Сиктяхской партии в бассейне нижнего течения р. Молодо за 1962 г. – Пос. Нюрба, 1963.
46. *Кривонос В. Ф., Федоров П. Т., Корякин И. М.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы Приленской партии в бассейне р. Молодо на участке от устья р. Усунку до верховьев р. Молодо-Унга-Анабыла за 1964 г. – Пос. Нюрба, 1965.
47. *Кривонос В. Ф.* Отчет о результатах работ на алмазы Приленской партии за 1964 г. в бассейне р. Молодо на участке от устья р. Усунку до верховий р. Молодо-Унга-Анабыла. – Пос. Нюрба, 1966.
48. *Кривонос В. Ф.* Отчет о результатах геологопоисковых работ в бассейне р. Молодо за 1965–1966 гг. – Пос. Нюрба, 1967.
49. *Кривонос В. Ф., Горбунов А. А. и др.* Отчет по детальной разведке россыпи «Молодо» с подсчетом запасов алмазов по состоянию на 1 сентября 1976 г. 1976.
50. *Кривонос В. Ф., Федоров П. Т.* Отчет о результатах геолого-поисковых работ на алмазы Приленской партии в бассейнах рек Молодо, Муна и Арга-Тюнг за 1967 год. 1968.

51. *Крючков А. И., Илупин И. П.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы Сиктяхской партии в нижнем течении реки Лены, в бассейнах рек Буор-Эйээкит, Усунку-Салаата и Элиэтибийэ за 1964 г. 1965.

52. *Кунгурова Н. М.* Отчет о результатах нефтегазопоискового бурения на Хастахской площади по объекту «Обобщение и анализ геологических материалов по площадям параметрического и поискового бурения в Якутской-Саха ССР». – Якутск, 1991.

53. *Куракулов А. П., Охлопков В. И., Куракулова В. М. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной в бассейне среднего течения р. Молодо в 1974–1979 гг. – Пос. Нюрба, 1979.

54. *Лашкевич И. В. (отв. исп.).* Отчет о поисках коренных алмазов на водоразделе рек Молодо, Далдын и Толуопка в 1988–1991 гг. – Пос. Айхал, 1991.

55. *Лимонов В. П.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ в бассейнах рек Молодо, Далдын, Моторчуна за 1996–2002 гг. – Якутск, 2002.

56. *Мугай И. М., Демокидов К. К.* Сводный отчет о подсчете геологических запасов кембрийских горючих сланцев северо-восточной части Сибирской платформы. (Раздел XV отчета 110 по теме 170). – М., 1956.

57. *Михайлова Т. Е., Фартунатова Л. М., Сандакова Л. Г.* Спорово-пыльцевые комплексы верхнепалеозойских отложений Анабарской антеклизы (Анабарский и Мирнинский районы) и их стратиграфическое значение. – Якутск, 1992.

58. *Михалюк Г. М. и др.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов на водоразделе рек Молодо, Далдын, Толуопка и северо-восточном борту Кютюнгинского грабена в 1990–1995 гг. (объект Водораздельный). – Пос. Айхал, 1996.

59. *Мишин В. М. (отв. исп.).* Карта рельефа кровли верхней мантии РС (Я) // Отчет по теме «Обобщение и анализ геолого-геофизических материалов с целью изучения тектонической структуры Якутии и прогноза традиционных и новых геолого-промышленных типов концентрированного оруденения (благородные металлы, редкие земли, алмазы, апатит)». – Якутск, 2003.

60. *Николаев Л. И., Свиридов О. Ф.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах нижних течений рек Куойка, Бэйэнчимэ, в бассейнах рек Солохута, Правый Сэктэлээха за 1978–1980 гг. (Нижне-Оленекский объект). 1980.

61. *Николаев Л. И., Машталярчук Д. А., Прокопьев Г. В.* Отчет о результатах работ на поиски россыпных и коренных месторождений алмазов в бассейнах рек Келимер и Никаабыт за 1980–1983 гг. (Келимерский объект). – Пос. Нюрба, 1983.

62. *Николенко О. А., Попков П. А.* Отчет о поисках коренных месторождений алмазов на водоразделе рек Молодо, Далдын, Толуопка и северо-восточном борту Кютюнгинского грабена в 1995–2001 гг. – Пос. Айхал, 2001.

63. *Осташкин И. М.* Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 200 000 в пределах листов R-50-XVII, XXIII, XXIV, XXIX, XXX; R-50-71, 72, 129–132; R-51-61, 73, 85, 97, 109, 121 за 1989–1994 гг. Объект 436. – М., 1994.

64. *Осташкин И. М. и др.* Геологическое дешифрирование материалов аэро- и космических съемок с комплексом работ по наземной проверке с целью выяснения поисковой значимости отдешифрированных объектов и составление геолого-минерагенической карты масштаба 1 : 200 000 в пределах листов R-50-V, VI (южная половина), XI, XII, XVIII (сев. половина); R-51-I, II (южная половина), VII, VIII, XIII, XIV (сев. половина). Отчет партии № 5 за 1985–1990 гг. – М., 1990.

65. *Пегель Т. В., Егорова Л. И.* Палеонтологическое обоснование расчленения отложений рифея, венда и кембрия северо-востока Сибирской платформы по материалам крупномасштабных (1 : 50 000) групповых геологических съемок и аэрофотогеологического картирования. 1988.

66. *Покровский Г. М., Цейдлер Н. А., Горшков В. Г.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов средних течений рек Бэйэнчимэ, Куойка и Кютюкэлээх (листы R-51-VII, VIII). Отчет о работе партий 1-2 за 1960 г. 1961.

67. *Покровский Г. М., Цейдлер Н. А.* Материалы к Государственной геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение бассейнов рек Улахан-Тирэхтээх, Натара, Сээн-Юрэх и Огонньор-Юрэгэ (листы R-51-XXXV, XXXVI). Отчет о работе партий № 3 и № 4 за 1961 г. 1962.

68. *Поляков В. Н., Тихогласов С. А.* Поиски коренных и россыпных месторождений алмазов в бассейнах верхнего течения р. Далдын и нижнего течения р. Сянгююдэ. Отчет Молодинской партии о результатах поисковых работ, проведенных в 1982–1987 гг. по Верхне-Далдынскому объекту. Листы R-51-XIII, XIV, XXIV, XXV, XXVII, XXVIII. 1987.

69. *Попов И. П. (отв. исп.)*. Геологическое строение и полезные ископаемые Молодо-Оленекского междуречья. Отчет Куойкской партии о результатах ГГС масштаба 1 : 50 000 и общих поисков алмазов и других полезных ископаемых в пределах листов R-51-50-B, Г; 62; 63-A, B в 1992–1998 гг. (Чамайский объект). – Пос. Айхал, 1998.

70. *Попов И. П.* Отчет о результатах работ по проверке рекомендаций по прогнозу кимберлитовых полей в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе и на сопредельных площадях в 1997–2001 гг. – Пос. Айхал, 2001.

71. *Попов И. П., Пицальников В. И.* Отчет о результатах работ по подготовке площади листов R-51-123, 124, 125, 126, 127-A, B, 135, 136, 137, 138, 139-A; Q-51-3-A, B, 4-A, B, 5-A (бассейны рек Муна, Моторчуна, Сянгюде) для ГСР-50 и проведения поисково-ревизионных работ на алмазы в 1996–2002 гг. (Моторчунский объект). Амакинская ГРЭ. 2002.

72. *Попов И. П., Стаднюк В. Д., Тамбовцев А. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Молодо-Оленекского междуречья. Отчет Куойкской партии о результатах подготовки площади листов R-51-51-B, Г; 52-B; 63-B, Г; 64-A, B за 1989–1993 гг. – Пос. Айхал, 1993.

73. *Прокончук Б. И. и др.* Алмазоносность Приленской и Анабарской алмазоносных областей (бассейны рек Молодо, Сянгююдэ, Моторчуна и нижнего течения р. Муна). Отчет о работе поисковой партии № 9 за 1960 г. 1961.

74. *Прокончук Б. И., Израилев Л. М., Кострюков М. С.* Новые данные по алмазоносности Приленской области. Отчет о работе поисково-тематической партии № 8. – М., 1962.

75. *Прокончук Б. И., Израилев Л. М.* Новые данные по алмазоносности карбоновых, пермских, триасовых, юрских и четвертичных отложений Приленской области. Промежуточный отчет о работе поисково-тематической партии № 8 за 1962 год. – М., 1963.

76. *Прокончук Б. И., Кострюков М. С.* Алмазоносность среднего и нижнего течения р. Сянгюдэ и Лено-Сянгюдинского междуречья (отчет о работе поисковой партии № 10 за 1959 г.) (рукопись). – М., 1960.

77. *Прокончук Б. И., Левин В. И. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе «Литология и палеогеография северо-востока Сибирской платформы в связи с проблемой алмазоносности». 1985.

78. *Протопопов Г. Х.* Отчет по теме «Оценка перспектив золотоносности Западной Якутии». 2002.

79. *Рыбченков В. Н.* Материалы к Государственной геологической карте СССР. Геологическое строение части бассейна реки Лены в районе нижнего течения рек Молодо и Усунку. Лист R-51-XXIII. Масштаб 1 : 200 000. Отчет о работе партии № 4 за 1959 г. 1960.

80. *Свиридов И. Ф. и др.* Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в Приленском алмазоносном районе в бассейнах рек Муны, Моторчуны в нижнем течении, Сянгюдэ в среднем течении за 1975–1977 гг. – Пос. Айхал, 1978.

81. *Сибирцев Ю. М., Кац А. Г., Гончаров И. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые западной и северной частей Оленекского поднятия (бассейнов рек Улахан-Уэтгях, Дебенгде, Хорбусуонка, Олонгдо). Отчет партии № 10 о АФГК масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-51-33, 34, 35, 43, 44, проведенных в 1989–1992 гг. – М., 1993.

82. *Сластенов Ю. Л.* Стратиграфия мезозойских отложений Виллойской синеклизы и Приверхоаянского прогиба в связи с их нефтегазоносностью. Докт. дис. – СПб., 1994.

83. *Стаднюк В. Д., Зуева Т. В., Тамбовцев А. А. и др.* Отчет о ГГС масштаба 1 : 50 000 на территории листов R-51-40-B, Г; 41; 42; 52-B, Г; 53; 54; 64-B; 65-B, Г; 66 по работам Южно-Оленекской партии в 1979–1984 гг. – Пос. Нюрба, 1984.

84. Тамбовцев А. А., Михалюк Г. М. Отчет Хорбусуонской партии о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и поисковых работах на алмазы на площади листов R-51-30, 31, 32 в 1983–1988 гг. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна нижнего течения р. Оленек. 1988.

85. Тихогласов С. А., Новиков М. А. Отчет о результатах работ на поиски месторождений золота и алмазов в бассейнах рек Сололи, Таас-Эйжит в 1983–1986 гг. 1986.

86. Тихогласов С. А. (отв. исп.). Поисковые работы на алмазы, проведенные Молодинской партией в бассейнах верхних течений рек Толуопка, Далдын и Молодо в 1987–1988 гг. – Пос. Айхал, 1989.

87. Ушакова О. В., Богданова Е. Б. Отчет о результатах параметрического бурения на Бурской, Усть-Оленекской и поискового на Хастахской площадях по объекту «Составление отчетов по площадям, выведенным из бурения с отрицательными результатами». – Пос. Кысыл-Сыр, 1996.

88. Федоров П. Т. Каталог кимберлитовых тел Западной Якутии (приложение к «Отчету о результатах производства оперативного анализа геологических и геофизических материалов по северной части Якутской алмазоносной провинции» за 1980–1983 гг.) – Пос. Нюрба, 1983.

89. Филимонов Ю. А., Орлов Ю. С., Чусовской С. М. и др. Отчет по работе «Изучение основных закономерностей размещения и локализации редкометалльного (тантал, ниобий, литий, бериллий, редкие земли) оруденения Якутской АССР» за 1980–1983 гг. – Якутск, 1983.

90. Фолисевич М. Я., Кирий А. Н., Литовская М. Д. и др. Отчет о ревизионно-поисковых работах масштаба 1 : 500 000 по оценке перспектив коренной алмазоносности Лено-Анабарского междуречья (листы S-49-B, Г; 50-B, Г; 51-B, Г; 52-B; R-48-Г; 49, 50, 51, 52-A; Q-48-B, Г; Q-49; Q-50-A, Б; Q-51-A) в 1995–1999 гг. – Пос. Айхал, 2000.

91. Шамишина Э. А., Тарабукин В. П., Митюхин С. И. Геохронология кимберлитовых магматитов Далдыно-Алакитского района по теме № 10-156 ИГН СО РАН за 1993–1998 гг. – Якутск, 1999.

92. Широценский В. Г., Хмельков А. М., Зырянов В. П. и др. Отчет о поисках коренных месторождений алмазов в бассейнах рек Толуопка, Молодо, Барайа, Мерчимден за 1991–1993 гг. Заверочный объект. – Пос. Айхал, 1994.

93. Шишкин Б. Б., Пегель Т. В., Шабанов Ю. Я. и др. Региональная стратиграфическая схема рифея и венда восточного склона Анабарской антеклизы и Оленекского поднятия. Отчет по теме «Совершенствование легенд Госгеолкарты-200. Подготовка стратиграфических схем позднего докембрия и фанерозоя Западной Якутии» за 2000–2001 гг. – Якутск, 2002.

94. Школа И. В. Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Оленекская. Лист R-51-I, II. 1986.

95. Школа И. В., Зенков В. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кыра-Хос-Терюттээх, Кулады и Вендявкири (отчет о результатах геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и редакционно-увязочных работ, проведенных отрядом № 1 Ленской партии в 1966 г.). – Л., 1967.

96. Школа И. В., Зенков В. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Буур (информационный отчет о редакционно-увязочных работах, проведенных отрядом № 1 Ленской партии в 1967 г.). – Л., 1968.

97. Шофман И. Л., Илупин И. П., Левин В. И. и др. Отчет по теме «Разработка стратиграфических и неотектонических критериев алмазоносности Молодинского поля. Составление карты четвертичных отложений». – М., 1979.

98. Янышев Б. С. Оценка прогнозных ресурсов алмазов Якутской кимберлитовой провинции. – Якутск, 1993.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,  
показанных на листе R-51 – Джарджан Госгеолкарты РФ  
масштаба 1:1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Газ горючий</b>			
I-2-5	П	Бурская	87ф
III-6-10	П	Говоровская	5ф
V-5-1	П	Джарджанская	35ф
VI-5-2	П		67ф
<b>Метан</b>			
I-2-9	АГХО		3ф
I-4-8	АГХО		3ф
III-6-9	АГХО		3ф
IV-6-1	АГХО		3ф
V-6-1	АГХО		3ф
<b>Твердые горючие ископаемые</b>			
<b>Уголь каменный</b>			
I-2-15	П		95ф, 3ф
I-3-5	П		69
II-1-1	П		67ф, 66
II-1-3	П		67ф, 66
II-1-8	П		67ф, 66
II-2-1	П		67ф, 66
III-6-6	П		
III-6-14	П		
IV-5-1	П		45ф
IV-5-3	П		79ф
IV-5-4	П		79ф
IV-5-5	П		79ф
IV-6-2	П		79ф
IV-6-3	П		79ф
IV-6-4	П		79ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-6-2	П		21ф
V-6-3	П		21ф
V-6-4	П		21ф
V-6-5	П		21ф
VI-4-4	П		57
VI-4-5	П		57
VI-4-6	П		57
VI-4-7	П		57
VI-4-8	П		57
VI-4-9	П		57
VI-4-10	П		57
VI-4-11	П		57
VI-4-12	П		57
VI-4-13	П		57
VI-4-15	П		57
VI-4-16	П		57
VI-4-17	П		57
VI-5-1	П		67ф
VI-5-3	П		67ф
		<b>Сланец горючий</b>	
IV-3-24	П		32ф
V-3-5	П		64
VI-3-7	П		57
		<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>	
		<b>Цветные металлы</b>	
		Свинец	
II-5-20	ПМ		44ф
		Олово	
III-5-3	ПМ		37ф
III-5-4	ПМ		37ф
		<b>Благородные металлы</b>	
		Золото	
I-1-8	ОНДр		95ф
I-2-7	ОНЧ		95ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-14	ОНЧ		69ф
I-2-16	ОНЧ		95ф
I-2-17	ОНДр		95ф
I-3-10	ШО		68
I-4-23	ШО		16ф, 3ф
II-2-13	ШО		60ф
II-4-10	ШО		81ф
II-4-16	ШП		81ф
II-4-17	РМ	Дебенгде	81ф
II-4-18	РС	Сыгынахтах	38ф, 81ф
II-5-11	ШО		38ф
II-5-13	ПМ		38ф
II-5-14	ПМ		38ф
II-5-15	ШП		38ф
II-5-16	ПМ		38ф
II-5-17	ПМ		38ф
II-5-18	ПМ		38ф
II-5-21	П	Сололи-К	85ф, 38ф
II-5-23	ШО		38ф
II-5-24	ПМ		38ф
II-5-26	ШО		81ф
II-5-27	ПМ		81ф
II-5-29	РК	Ортоку-Эекит	1ф, 38ф
II-5-30	ПМ		37ф
II-5-31	ПМ		37ф
II-6-2	ШО		16ф
II-6-19	ШО		16ф
III-4-2	ШП		37ф
III-4-3	РМ	Перекатный	37ф
III-4-5	РМ	Лагерный	37ф
III-4-6	РМ	Горелый	37ф
III-4-10	ШО		
III-5-1	ПМ		37ф
III-5-2	ПМ		37ф
III-5-7	ШО		75ф
III-6-3	ШО		
III-6-7	ШО		
III-6-8	ШП		

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		<b>П л а т и н а</b>	
II-6-6	ШО		85ф
		<b>Радиоактивные элементы</b>	
		У р а н	
II-5-28	П	Ортоку-Эекит-1	37ф, 98ф
II-5-32	ПМ		37ф
		<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>	
		<b>Оптические материалы</b>	
		И с л а н д с к и й ш п а т	
I-4-20	П		13ф, 14ф
II-3-5	П	Керсюке-1	14ф, 84ф
II-3-7	П	Керсюке-2	14ф, 84ф
II-5-1	П		44ф
II-5-8	П		44ф
II-5-9	П		44ф
II-5-10	П		44ф
		<b>Минеральные удобрения</b>	
		Ф о с ф о р и т ы	
I-1-1	П		95ф
I-1-4	П	Вендявкирское	69, 95ф, 3ф, 8ф
I-1-6	П	Куладское	69, 95ф, 3ф
I-2-1	П		95ф, 3ф
I-2-2	П		95ф
I-2-3	П		95ф
I-2-4	П		95ф
I-2-6	П		69, 95ф, 3ф
III-5-16	П		
III-6-5	П		
III-6-12	П		
III-6-13	П		
VI-4-1	П		
VI-4-14	П		
		<b>Драгоценные камни</b>	
		А л м а з ы	
I-1-2	ОНЧ		8ф
I-1-3	ОНЧ		8ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-5	ОНЧ		8ф
I-1-7	ОНЧ		8ф
I-2-8	ОНДр		8ф
I-2-10	ОНЧ		8ф
I-2-11	ОНЧ		8ф
I-2-12	ОНЧ		8ф
I-2-13	ОНЧ		8ф
I-3-3	ОНЧ		90ф
I-3-4	ОНЧ		90ф
I-3-6	ОНЧ		3ф
I-3-8	МА		87
I-3-9	МА		87
I-3-11	ОНЧ		8ф
I-4-1	ОНЧ		61ф
I-4-3	ОНДр	Кыстык-Хая-Юряге	17ф, 26ф
I-4-5	ОНЧ		17ф
I-4-6	ОНДр	Бур	26ф
I-4-11	ОНЧ		90ф
I-4-12	МА		90ф
I-4-13	ОНЧ		90ф
I-4-14	ОНЧ		8ф, 17ф
I-4-15	ШО		60ф, 26ф
I-4-16	ОНЧ		17ф
I-4-17	ОНЧ		17ф
I-5-1	РК	Келимяр	60ф, 25ф, 26ф, 8ф
I-5-2	ОНЧ		60ф, 26ф
I-5-3	ОНДр		60ф
I-5-4	ОНДр		60ф
I-5-5	ОНДр		60ф
I-5-6	РС	Никабыт	60ф, 8ф, 17ф, 29ф
I-5-7	ОНДр	Утес	26ф
I-5-8	ОНДр		61ф
I-5-9	ОНДр	Никабыт	17ф, 29ф
I-5-11	ОНЧ	Дужка	17ф, 29ф
I-5-12	ОНЧ		61ф
I-5-13	ОНЧ		60ф
I-5-15	ОНЧ		8ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-16	ОНЧ		61ф
I-5-17	ОНЧ		17ф
I-5-18	ОНЧ		60ф
I-5-19	ОНЧ		60ф
I-5-21	ОНЧ		60ф
I-5-22	ОНЧ		87
I-5-23	МА		87
I-5-25	МА		87
I-5-27	ОНЧ		87
I-6-1	МА		61ф
I-6-2	ОНЧ		61ф, 8ф
I-6-3	ОНЧ		26ф
I-6-4	ОНДр	Булункан	17ф, 26ф
I-6-5	ОНЧ		26ф
I-6-6	ОНДр	Мэнэ	61ф, 25ф, 26ф
I-6-7	МА		87
I-6-8	МА		87
I-6-9	МА		87
I-6-10	МА		87
I-6-11	ОНЧ		61ф
I-6-12	МА		61ф
I-6-13	МА		61ф
I-6-14	МА		61ф, 25ф
I-6-16	ОНДр		16ф, 25ф
I-6-17	ОНЧ		61ф
II-1-2	ОНЧ		87
II-1-4	ОНЧ		87
II-1-5	ОНЧ		66ф
II-1-6	РМ	Беенчиме-верхнее	26ф
II-1-7	РМ	Куойка-верхняя	98ф
II-1-9	ШО		87
II-1-10	ШО		87
II-1-11	ШО		60ф
II-1-12	ШО		60ф
II-1-13	ШО		60ф
II-1-14	ОНЧ		66ф, 66

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-2	ОНЧ		8ф
II-2-3	ОНЧ		87
II-2-4	ОНЧ		87
II-2-5	ОНЧ		87
II-2-6	ОНЧ		87
II-2-7	ОНЧ		87
II-2-8	ОНЧ		87
II-2-9	ОНЧ		87
II-2-10	ОНЧ		87
II-2-11	ОНЧ		87
II-2-12	ОНЧ		87
II-2-14	ОНЧ		87
II-2-15	ШО		60ф
II-2-16	ШО		60ф
II-2-17	ОНЧ		87
II-2-18	ОНЧ		87
II-2-19	ШО		60ф
II-2-20	ОНЧ		87
II-2-21	ШО		60ф
II-2-22	ШО		60ф
II-2-23	РМ	Бенчиме-нижнее	66
II-2-24	ОНЧ		60ф
II-2-25	ШО		60ф
II-3-1	ШО		84ф
II-3-2	ОНЧ		84ф
II-3-3	ШО		84ф
II-3-4	ОНЧ		52
II-3-8	ОНЧ		52
II-3-9	ОНЧ		54ф
II-3-10	ОНЧ		8ф, 83ф
II-4-1	ОНЧ		84ф
II-4-2	ШО		8ф, 84ф, 26ф
II-4-3	ОНЧ		8ф, 84ф, 26ф
II-4-4	ОНЧ		84ф
II-4-5	ШО		84ф
II-4-6	ШО		81ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-4-7	ОНЧ		8ф
II-4-8	ОНЧ		81ф
II-4-9	ШО		3ф
II-4-11	РМ	Лабькталан	8ф, 81ф, 25ф, 26ф
II-4-12	ОНДр		8ф
II-4-13	ОНЧ		90ф
II-4-14	ОНЧ		8ф
II-4-15	ШО		8ф
II-4-19	РС	Улахан-Уэттах	8ф, 9ф, 81ф, 90ф, 26ф
II-4-20	ОНДр		8ф
II-4-21	ОНЧ		8ф
II-5-12	ОНЧ		85ф
II-5-19	РС	Сололи	8ф, 85ф, 38ф
II-5-22	ОНЧ		87
II-5-25	ОНЧ		85ф, 38ф
II-6-1	ШО		18ф
II-6-3	РС	Тас-Эекит	85ф, 81ф
II-6-4	ШО		85ф
II-6-5	ОНЧ		85ф, 38ф
II-6-7	ОНЧ		85ф, 38ф
II-6-8	ОНЧ		85ф, 38ф
II-6-9	ШО		85ф, 38ф
II-6-10	ОНЧ		85ф, 38ф
II-6-11	ОНЧ		38ф
II-6-12	ОНЧ		85ф
II-6-13	ОНЧ		85ф
II-6-14	ОНЧ		85ф
II-6-15	ОНЧ		85ф
II-6-16	ОНЧ		85ф
II-6-17	ОНЧ		85ф
II-6-18	ОНЧ		85ф
II-6-20	ОНЧ		85ф
II-6-21	ОНЧ		38ф
III-1-1	РС	Куойка-нижняя	66, 98ф
III-1-2	ОНЧ		90ф
III-1-3	П	Скиф II	60ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-4	ШО		60ф, 3ф
III-1-5	ШО		60ф, 3ф
III-1-6	П	Поисковая	60ф
III-1-7	П	Первомайская	60ф
III-1-8	ОНЧ		90ф
III-1-9	ОНЧ		90ф
III-1-10	ШО		60ф
III-1-11	ШО		60ф
III-1-12	П	Хайырдах	60ф, 69ф
III-1-13	ОНЧ		60ф, 3ф
III-1-14	ШО		60ф, 3ф
III-1-15	ШО		60ф, 3ф
III-1-16	ОНЧ		60ф, 3ф
III-1-17	П	Кыра 2	60ф, 69ф
III-1-18	П	Кыра 4	60ф, 69ф
III-1-19	П	Кыра 5	60ф, 69ф
III-1-20	МА		60ф, 3ф
III-1-21	ОНЧ		60ф, 3ф
III-1-22	ОНЧ		60ф, 3ф
III-1-23	МА		60ф, 3ф
III-1-24	ОНЧ		60ф, 3ф
III-1-25	ОНЧ		92ф
III-1-26	ОНЧ		48ф
III-1-27	РМ	Молодо-Унга-Анабыла	60ф, 69ф
III-1-28	ОНЧ		48ф
III-1-29	ШО		87
III-1-30	ОНЧ		92ф
III-1-31	ОНЧ		87
III-1-32	ОНЧ		48ф
III-1-33	ОНЧ		47ф
III-1-34	МА		60ф, 3ф
III-1-35	ОНЧ		87
III-1-36	ОНЧ		47ф
III-2-1	ШО		60ф, 3ф
III-2-2	ШО		60ф, 3ф
III-2-3	ОНЧ		60ф, 3ф
III-2-4	ОНЧ		60ф, 3ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-5	ШО		60ф, 3ф
III-2-6	П	Кимберлитовая дайка Ж-79	60ф, 3ф 87
III-2-7	П	Дьянга	60ф, 3ф
III-2-8	П	Лида	72ф
III-2-9	ШО		87
III-2-10	ШО		87
III-2-11	ШО		87
III-2-12	МА		87
III-2-13	ШО		87
III-2-14	МА		87
III-2-15	П	Молодо V	92ф
III-2-16	П	Молодо IV	92ф
III-2-17	П	Молодо VI	92ф
III-2-18	П	Хангас II	92ф
III-2-19	П	Хангас I	92ф
III-2-20	РМ	Молодо-Хангас-Анабыла	72ф, 87
III-2-21	ШО		87
III-2-22	ОНЧ		48ф
III-2-23	ОНЧ		86ф
III-2-24	ОНЧ		92ф
III-2-25	ОНЧ		92ф
III-2-26	МА		87
III-2-27	П	Сотая	72ф
III-2-28	РМ	Молодо-Верховье	72ф
III-2-29	ОНЧ		48ф
III-2-30	П		48ф, 72ф
III-2-31	ОНЧ		87
III-2-32	ШО		87
III-2-33	ОНДр	Малка	48ф, 50ф, 86ф
III-2-34	ОНЧ		48ф
III-3-1	МА		9ф
III-3-2	ОНЧ		8ф, 26ф
III-3-3	МА		9ф
III-3-4	ОНЧ		54ф, 26ф
III-3-5	МА		9ф
III-3-6	ОНДр	Нучча-Юряге	9ф
III-3-7	ОНЧ		83ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы	
Ш-3-8	ОНДр	Кысыл-Хая	83ф, 26ф	
Ш-3-10	ОНЧ		83ф	
Ш-3-11	ОНЧ		87	
Ш-3-12	РС	Толуопка	83ф, 90ф	
Ш-3-13	ОНЧ		83ф	
Ш-3-14	ОНДр	Ивушка	87	
Ш-3-15	П		54ф	
Ш-3-16	ОНЧ		32ф	
Ш-3-17	ОНЧ		48ф	
Ш-3-18	ОНЧ		32ф	
Ш-3-19	РС	Ырас-Юрях	47ф, 48ф, 4ф, 86ф, 29ф	
Ш-3-20	ОНДр		39ф	
Ш-3-21	ОНЧ		32ф, 45ф	
Ш-3-22	ОНЧ		83ф	
Ш-3-23	ОНЧ		32ф	
Ш-3-24	ОНЧ		87	
Ш-3-25	ШО		Лунный	86ф, 54ф
Ш-3-26	ОНЧ			32ф
Ш-3-27	ОНЧ			83ф
Ш-3-28	ОНЧ			83ф
Ш-3-29	ОНЧ	32ф		
Ш-3-30	ОНЧ	45ф		
Ш-3-31	ОНЧ	83ф		
Ш-4-1	ОНЧ	83ф		
Ш-4-4	ОНЧ	83ф		
Ш-4-7	ОНЧ	Атыр Усунку	9ф	
Ш-4-8	ОНЧ		9ф	
Ш-4-9	ОНЧ		9ф	
Ш-4-11	ОНЧ		9ф	
Ш-4-12	ШО		87	
Ш-4-13	ОНЧ		32ф, 47ф, 48ф	
Ш-4-14	РС		79ф, 74ф, 32ф, 47ф, 48ф, 62, 55ф	
Ш-4-15	ОНЧ		48ф	
Ш-4-16	ОНЧ		48ф	
Ш-4-17	ОНЧ		48ф	
Ш-4-18	ОНЧ	48ф		

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-19	ОНЧ		48ф
III-4-20	ОНЧ		46ф, 48ф
III-5-5	ОНДр		37ф
III-5-6	ОНЧ		25ф
III-5-8	ОНЧ		87
III-5-9	ОНЧ		75ф
III-5-10	П		37ф
III-5-11	ОНЧ		51ф
III-5-12	ОНЧ		51ф
III-5-13	ОНЧ		75ф
III-5-14	ШП		74ф, 45ф, 75ф
III-5-15	ОНДр		75ф
III-6-1	ШО		85ф, 38ф
III-6-2	ОНЧ		37ф
III-6-4	ШО		51ф, 37ф
III-6-11	ОНЧ		87
IV-1-1	МА		87
IV-1-2	ОНЧ		47ф
IV-1-3	МА		87
IV-1-4	МА		87
IV-1-5	РС	Молодо-Кривун	46ф, 24ф
IV-1-6	ОНЧ		47ф
IV-1-7	ОНЧ		47ф, 4ф
IV-1-8	ОНЧ		87
IV-1-9	ОНЧ		4ф
IV-1-10	РС	Молодо-Бюк	4ф, 24ф
IV-1-11	ОНЧ		87
IV-1-12	ШО		87
IV-1-13	ОНЧ		87
IV-1-14	ОНЧ		87
IV-1-15	РМ	Хастах	4ф
IV-2-1	ОНЧ		87
IV-2-2	ОНЧ		47ф
IV-2-3	ШО		87
IV-2-4	ШО		87
IV-2-5	ОНЧ		87
IV-2-6	ОНЧ		87

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-7	ОНЧ		4ф
IV-2-8	ОНЧ		87
IV-2-9	ОНЧ		4ф
IV-2-10	ОНЧ		87
IV-2-11	РМ	Чорбох	4ф, 24ф, 28ф
IV-2-12	ОНЧ		87
IV-2-13	РС	Далдын	4ф, 28ф
IV-2-14	РМ	Молодо-Горное	4ф, 24ф
IV-2-15	ШО		87
IV-2-16	ОНЧ		87
IV-3-1	ОНЧ		45ф
IV-3-2	ОНДр		39ф, 45ф
IV-3-3	ОНЧ		45ф
IV-3-4	ОНЧ		39ф
IV-3-5	ОНЧ		39ф
IV-3-6	ОНЧ		39ф
IV-3-7	ОНЧ		39ф
IV-3-8	ОНЧ		39ф
IV-3-9	ОНЧ		48ф
IV-3-10	РС	Верхнее Молодо	32ф, 48ф, 50ф, 62, 4ф, 24ф, 55ф
IV-3-11	ОНЧ		48ф
IV-3-12	ОНЧ		48ф
IV-3-13	ОНЧ		48ф
IV-3-14	ОНЧ		48ф
IV-3-15	ОНЧ		75ф
IV-3-16	ОНЧ		75ф
IV-3-17	ОНЧ		87
IV-3-18	ОНЧ		75ф
IV-3-19	ОНДр		75ф
IV-3-20	ОНЧ		75ф
IV-3-21	ОНЧ		48ф
IV-3-22	РС	Среднее Молодо	32ф, 48ф, 50ф, 4ф, 24ф, 55ф
IV-3-23	ОНЧ		48ф
IV-3-25	РК/Э	Молодо	32ф, 48ф, 50ф, 4ф, 24ф, 55ф
IV-3-26	ОНЧ		48ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-27	ОНЧ		48ф
IV-3-28	ШО	Поисковый	48ф, 4ф
IV-3-29	ОНЧ		48ф
IV-3-30	ОНЧ		87
IV-3-31	ОНЧ		87
IV-3-32	ШО	Водораздел-3	87
IV-3-33	ШО	Водораздел-4	87
IV-3-34	ШО	Водораздел-2	87
IV-3-35	ШО	Водораздел-1	87
IV-4-1	ОНЧ		48ф
IV-4-2	ОНЧ		74ф, 45ф
IV-4-3	ОНЧ		45ф
IV-4-4	ОНДр		73ф, 46ф
IV-4-5	ОНЧ		74ф
IV-4-6	ОНЧ		74ф, 45ф
IV-4-7	ОНЧ		74ф, 45ф
IV-4-8	ОНЧ		45ф
IV-4-9	ОНЧ		74ф, 45ф
IV-4-10	ОНЧ		45ф
IV-4-11	ОНЧ		74ф, 45ф
IV-4-12	ОНЧ		75ф
IV-4-13	ОНЧ		73ф
IV-4-14	ОНЧ		73ф
IV-4-15	ОНЧ		73ф, 75ф, 45ф
IV-4-16	ОНДр		32ф
IV-4-17	ОНЧ		73ф
IV-4-18	ШО		73ф
IV-4-19	ШП		75ф
IV-4-20	ОНЧ		73ф
IV-4-21	ОНЧ		87
IV-4-22	ОНДр		75ф
IV-4-23	ОНЧ		73ф, 50ф
IV-4-24	ОНЧ		73ф, 4ф
IV-4-25	ОНЧ		4ф
IV-4-26	ШО		73ф, 23ф, 4ф
IV-4-27	ОНЧ		32ф
IV-4-28	ОНЧ		87

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-4-29	ШО		87
IV-4-30	ОНЧ		73ф
IV-5-2	ОНЧ		74ф
IV-5-6	ОНЧ		73ф
V-1-1	ОНЧ		87
V-1-2	ОНЧ		80ф
V-1-3	ОНЧ		80ф
V-1-4	ОНЧ		73ф, 80ф
V-1-5	ОНДр		80ф
V-1-6	ОНЧ		80ф
V-1-7	ОНЧ		80ф
V-1-8	ОНЧ		80ф
V-1-9	ШО		73ф, 80ф
V-2-1	ОНЧ		87
V-2-2	ШО		87
V-2-3	ШО		87
V-2-4	МА		87
V-2-5	ОНЧ		80ф
V-2-6	ОНЧ		80ф
V-2-7	ОНЧ		87
V-3-1	ОНЧ		87
V-3-2	РС	Нижнее Молодо	32ф, 48ф, 50ф, 4ф, 24ф, 55ф
V-3-3	ОНЧ		62
V-3-4	РМ	Кюскюрдян	62
V-3-6	ОНДр		75ф
V-3-7	ОНЧ		76ф
V-3-8	ШО		76ф
V-3-9	РМ	Тас-Кисилике	76ф, 32ф
V-3-10	ОНЧ		32ф
V-3-11	ОНЧ		32ф
V-3-12	ОНЧ		87
V-3-13	ШО		73ф, 32ф
V-3-14	МА		87
V-3-15	ШО		87
V-3-16	РС	Сюнгоде	76ф, 32ф, 59, 71ф
V-4-1	ОНЧ		32ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-4-2	ШО	Суордах	32ф, 23ф, 4ф
V-4-3	ШО		32ф, 73ф, 23ф, 4ф
V-4-4	ШО		87
V-4-5	ШО		32ф, 23ф, 4ф
V-4-6	ШО		87
V-4-7	ОНЧ		32ф
V-4-8	ШО		32ф, 23ф, 4ф
V-4-9	ШП		87
V-4-10	ШО		73ф, 23ф
V-4-11	ШО		32ф, 23ф, 4ф
VI-1-1	ШП		73ф
VI-1-2	ШО		87
VI-1-3	ОНЧ		73ф, 74ф
VI-1-4	ШО		80ф
VI-1-5	ОНЧ		80ф
VI-1-6	ОНЧ		87
VI-1-7	ОНЧ		80ф
VI-1-8	ШО		87
VI-2-1	ОНЧ		73ф
VI-2-2	ОНЧ		73ф
VI-2-3	ОНЧ	73ф	
VI-2-4	ОНЧ	73ф	
VI-2-5	ОНЧ	73ф	
VI-2-6	РС	Моторчуна	76ф, 73ф, 80ф, 10ф, 55ф, 71ф
VI-2-7	ОНЧ		73ф
VI-2-8	ОНЧ		73ф
VI-2-9	ОНЧ		80ф
VI-2-10	ОНЧ		80ф
VI-2-11	ОНЧ		73ф
VI-2-12	ШО		87
VI-2-13	РС	Муна	73ф, 74ф, 76ф, 10ф, 71ф
VI-2-14	ШО		87
VI-2-15	ОНЧ		73ф
VI-2-16	ШО		87
VI-2-17	ШО		87

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-18	ШО		87
VI-3-1	ОНЧ		73ф
VI-3-2	ОНЧ		32ф, 73ф
VI-3-3	ОНЧ		80ф
VI-3-4	ШП		73ф
VI-3-5	ОНЧ		80ф, 73ф
VI-3-6	ОНЧ		80ф
VI-3-8	ШО		87
VI-3-9	ШО		87
VI-4-2	ОНДр		80ф
VI-4-3	ОНДр		71ф
<b>Прочие ископаемые</b>			
Целестин			
III-3-9	П	Быя-Кюель	83ф
Глины красочные			
I-1-4	ММ	Вендявирское	69ф, 3ф
I-1-6	ММ	Куладское	69ф, 3ф
I-2-6	ММ	Терюттяхское	69ф, 3ф
Б и т у м			
I-2-5	П	Бурская	87ф, 3ф
I-3-1	П		68ф
I-3-2	П		68ф
I-3-7	П		68ф
I-4-2	МК	Усть-Бурское (Оленекское). Скважина К-7	36ф
I-4-4	П	Скважина К-6	36ф
I-4-7	П	Скважина К-5	36ф
I-4-9	П	Скважина К-13	36ф
I-4-10	П		87
I-4-18	П		40ф
I-4-19	П		40ф, 13ф, 14ф, 3ф
I-4-21	П		40ф
I-4-22	П		3ф, 40ф
I-5-10	П		87
I-5-14	П		87
I-5-20	П		87, 3ф

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-24	П		87
I-5-26	П		87
I-5-28	П		87
I-5-29	П		87
I-5-30	П		87
I-6-15	П		87
II-3-6	П		84ф
II-5-2	П		44ф
II-5-3	П		44ф
II-5-4	П		44ф
II-5-5	П		44ф
II-5-6	П		44ф
II-5-7	П		44ф
V-5-1	П	Джарджанская	35ф
VI-1-9	П		35ф

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, ММ – малые. Россыпные месторождения: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемые; разведанные и не освоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

П – проявления; ПМ – пункты минерализации. Шлиховые ореолы: ШО – ореолы, ШП – потоки. Геохимические: АГХО – атмосферические ореолы. Аномалии: МА – магнитные. Отдельные находки: ОНЧ – в четвертичных отложениях, ОНДр – в более древних отложениях.

**Список скважин, показанных на геологической карте  
дочетвертичных образований**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Ныкабытская и тюмятинская свиты объединенные ( $P_{1-3}nk+tm$ ) На 166 м капельно-жидкая нефть	[17ф], К-7
2	Ныкабытская и тюмятинская свиты объединенные ( $P_{1-3}nk+tm$ )	[17ф], К-6
3	Признаки нефтеносности	[17ф], К-5
4	Признаки нефтеносности	[17ф], К-13
5	Инт. 0,0–30,0 м Q 30,0–76,0 м $P_{1br}$ 76,0–474,0 м $P_{3d}$ 474,0–640,0 м $\mathcal{C}_{3lp}$ 640,0–712,0 м $\mathcal{C}_{2-3ts}$ 712,0–898,0 м $\mathcal{C}_{2ij}$ 898,0–999,0 м $\mathcal{C}_{1ns}$ 999,0–1181,0 м $\mathcal{C}_{1er}$ 1181,0–1358,0 м $V_2-\mathcal{C}_{1ks}$ 1358,0–1545,0 м $V_2tr$ 1545,0–1735,0 м $V_{1ht}$ 1735,0–1798,0 м $V_{1ms}$ 1798,0–2051,0 м $RF_3hp$ 2051,0–2560,0 м $RF_2db$ 2560,0–2856,0 м $RF_2ar$ 2856,0–3122,0 м $RF_{1kt}$ 3122,0–3208,0 м $RF_{1sg}$	[87ф], 341-0 «Бурская»
6	Инт. 0,0–30,0 м Q 30,0–701,0 м $K_1$ 701,0–740,0 м $J_3\check{c}n$ 740,0–988,0 м $J_{2-3}ds$ 988,0–1058,0 м $J_2\check{c}k$ 1058,0–1309,0 м $J_{1-2}kl$ 1309,0–1452,0 м $T_3-J_{1kr}$ 1452,0–1589,0 м $T_{3ys}$ 1589,0–1603,0 м $T_1\check{c}k$ 1603,0–1671,0 м $T_{1ujr}$ 1671,0–1864,0 м $P_{1br}$ 1864,0–2225,0 м $RF_2$	[5ф], 6 «Говоровская»
7		[69ф], 2

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
8		[69ф], 14
9		[72ф], 15
10		[72ф], 2
11		[69ф], 42
12		[69ф], 1
13	Отложения карбона–перми	[39ф], 209
14	Инт. 0,0–36,0 м Q 36,0–590,0 м K <sub>1</sub> 590,0–620,0 м J <sub>3</sub> –K <sub>1</sub> 620,0–723,0 м J <sub>3</sub> 723,0–943,0 м J <sub>2</sub> b–bt 943,0–1079,0 м J <sub>2</sub> a 1079,0–1140,0 м J <sub>2</sub> t 1140,0–1276,0 м J <sub>2</sub> g–s 1276,0–1343,0 м T 1343,0–1518,0 м P <sub>2</sub> 1518,0–1616,0 м PR	[35ф], P-1 «Джарджанская»
15	Инт. 0,0–3,8 м Q 3,8–21,5 м C <sub>2</sub> sl 21,5–143,0 м C <sub>2</sub> dg 143,0–227,5 м C <sub>2</sub> ol 227,5–274,3 м C <sub>1-2</sub> kn	[71ф], 54
16	Инт. 0,0–2,0 м Q 2,0–56,4 м C <sub>2</sub> dg 56,4–149,8 м C <sub>2</sub> ol 149,8–187,0 м C <sub>1-2</sub> kn 187,0–271,2 м C <sub>1</sub> em 271,2–428,2 м V <sub>2</sub> –C <sub>1</sub> mn 428,2–620,0 м V <sub>2</sub> tr 620,0–687,0 м PR <sub>1</sub>	[319, 39ф], Ан-1

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>Введение.</b> <i>Л. И. Сметанникова, В. С. Гриненко</i> .....	3
<b>Стратиграфия</b> .....	11
Протерозойская акротема .....	11
Нижнепротерозойская эонотема. <i>Л. А. Юганова</i> .....	11
Верхнепротерозойская эонотема. <i>Л. А. Юганова</i> .....	18
Рифейская эонотема. <i>Л. А. Юганова</i> .....	18
Нижнерифейская эратема .....	18
Среднерифейская эратема .....	22
Верхнерифейская эратема .....	25
Вендская система. <i>Л. А. Юганова</i> .....	26
Вендская система–кембрийская система, нижний отдел. <i>Л. А. Юганова</i> .....	30
Палеозойская эратема .....	38
Кембрийская система. <i>Л. А. Юганова</i> .....	38
Каменноугольная система. <i>В. С. Гриненко, А. М. Трущелев</i> .....	50
Пермская система. <i>В. С. Гриненко, А. М. Трущелев</i> .....	60
Мезозойская эратема .....	71
Триасовая система. <i>А. М. Трущелев</i> .....	71
Юрская система. <i>В. С. Гриненко, В. Г. Князев, Г. Г. Казакова</i> .....	81
Меловая система. <i>В. С. Гриненко, Г. Г. Казакова</i> .....	92
Кайнозойская эратема .....	105
Неогеновая система. <i>Л. И. Сметанникова, Л. П. Жарикова</i> .....	105
Четвертичная система. <i>Л. И. Сметанникова, Л. П. Жарикова, Л. Р. Семенова</i> .....	117
<b>Магматизм.</b> <i>Ю. А. Маланин</i> .....	160
<b>Метаморфические и метасоматические образования.</b> <i>Ю. А. Маланин</i> .....	202
<b>Тектоника.</b> <i>А. В. Прокопьев, В. С. Гриненко</i> .....	204
<b>История геологического развития.</b> <i>А. В. Прокопьев, В. С. Гриненко</i> .....	228
<b>Геоморфология.</b> <i>Л. И. Сметанникова, Л. П. Жарикова, Л. Р. Семенова</i> .....	247
<b>Полезные ископаемые.</b> <i>Ю. А. Маланин</i> .....	265
<b>Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района.</b> <i>Ю. А. Маланин</i> .....	308
<b>Гидрогеология.</b> <i>Н. Г. Шепелев</i> .....	334
<b>Эколого-геологическая обстановка.</b> <i>Б. С. Ягнъшев</i> .....	341
<b>Заключение.</b> <i>В. С. Гриненко, Л. П. Жарикова, А. П. Кропачев, Ю. А. Маланин, А. В. Прокопьев, Л. И. Сметанникова, А. М. Трущелев, Л. А. Юганова</i> .....	346
<b>Список литературы</b> .....	351
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе R-51 – Джарджан Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 .....	377
<i>Приложение 2.</i> Список скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований .....	395

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)  
Серия Анабаро-Виллюйская  
Лист R-51 – Джарджан  
Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

---

Подписано в печать 20.09.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 50 + 9 вкл. Уч.-изд. л. 42.  
Тираж 150 экз. Заказ 81011036

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 321-8121, факс 321-8153

**ДЛЯ ЗАМЕТОК**

**ДЛЯ ЗАМЕТОК**