

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

Серия Алданская
Лист О-51-XXVIII (оз. Большое)

**МОСКВА
2019**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Государственный комитет Республики Саха (Якутия) по геологии и недропользованию
(Госкомгеология РС(Я))

Государственное горно-геологическое предприятие «Южякутгеология»
(ГГП «Южякутгеология»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Алданская
Лист О-51-XXVIII (оз. Большое)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 550.8:528(084.3M200)(571.56-13)«2002»

ББК 26

Г72

А в т о р

E. A. Кардаш

Р е д а к т о р *A. M. Сафонов*

Р е ц е н з е н т

д-р геол.-минерал. наук **Н. С. Малич**
канд. геол.-минерал. наук **В. Д. Тарноградский**

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба
1 : 200 000. Издание второе. Серия Алданская. Лист О-51-XXVIII (оз. Большое).
Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Е. А. Кардаш; Минприроды России,
Госнедра, Госкомгеологии РС(Я), ГГГП «Южно-Сахалинскгеология». – Электрон. текстовые дан. –
М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (100 Мб). –
Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat
Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-93761-552-7 (объясн.
зап.), ISBN 978-5-93761-553-4

Г72
Объяснительная записка содержит описание стратиграфии, метаморфических и магматических комплексов и связанных с ним гидротермально-метасоматических образований района. Специальные главы посвящены тектонике, геоморфологии, полезным ископаемым и закономерностям их размещения, эколого-геологической обстановке территории. Доказывается широкое развитие в докембрии региона первично интрузивных образований. Приложения включают перечень месторождений, проявлений, пунктов минерализации и геохимических ореолов.

Табл. 17, илл. 1, список лит. 98 назв., прил. 2.

УДК 550.8:528(084.3M200)(571.56-13)«2002»

ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 27 мая 2003 г.

ISBN 978-5-93761-552-7 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-553-4

© Роснедра, 2019
© ГГГП «Южно-Сахалинскгеология», 2003
© Коллектив авторов и редакторов, 2003
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2003
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	8
СТРАТИГРАФИЯ	12
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ	39
ТЕКТОНИКА	74
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	82
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	88
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	96
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА	
ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	103
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	105
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	107
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	111
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	112
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа О-51-XXVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	116
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа О-51-XXVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	117

ВВЕДЕНИЕ

Лист О-51-XXVIII расположен в пределах Нерюнгринского улуса (района) Республики Саха (Якутия) и имеет следующие географические координаты: 56°40'–57°20' с. ш. и 123°00'–124°00' в. д.

Территория листа расположена в юго-западной части Алданского нагорья в бассейне верхнего течения рр. Амедини, Алдан, Унгра и их притоков. Северная и центральная части находятся в области развития среднегорного рельефа и лишь юго-восточная и крайняя южная части – высокогорного.

Горно-таежная область характеризуется сглаженными мягкими формами водоразделов с отметками 700–1 200 м и относительными превышениями их над речными долинами до 100–350 м. Рельеф юго-восточной части листов О-51-XXVIII отличается высокими сглаженными водоразделами, иногда островерхими грядами, разделенными глубокими седловинами и долинами рек. Высота отдельных вершин достигает почти 1 600 м, склоны долин крутые с частыми скальными обрывами высотой до 300 м. Превышения водоразделов достигают 700 м. Для гольцовой области в пределах листа О-51-XXVIII (оз. Большое) характерны высокие округлые водоразделы с широкими плоскими или V-образными долинами, относительные превышения их над днищами долин составляют 300–600 м при максимальных абсолютных отметках 1 300–1 470 м.

По абсолютным отметкам площадь разделяется следующим образом: 1 500–1 700 м – 6 км² (0,006 %); до 1 500 м – 9 050 км² (99,04 %). Более 90 % территории залесено. Характер растительности определяется среднегодовой температурой и наличием многолетней мерзлоты. Древесная растительность поднимается в горах до 1 200–1 300 м, причем в интервале 1 100–1 300 м преобладают кустарниковые. Гипсометрически ниже располагаются массивы даурской лиственницы. Сосновые боры обычно приурочены к песчаным почвам плоских водоразделов, к плоским высоким террасам. В долинах рек встречается ель, береза, осина, тополь, ольха. Большие площади представляют собой гари разных лет. Гольцы покрыты редким кустарником и мохово-лишайниковым покровом.

В долинах рек Амедини, Алдан, Чея, Алдакай часты сильно заболоченные участки, общая площадь которых составляет 163 км² или 1,8 % от площади ГДП.

Речная сеть района относится в основном к бассейну р. Алдан и его крупных притоков: рр. Амедини, Унгра, Бол. Олонгра. Наиболее крупной из них является р. Амедини. По рекам Алдан, Амедини возможен сплав на лодках. Реки замерзают в середине октября. Толщина льда к концу зимы достигает 0,5–0,8 м. Вскрываются реки в первой половине мая. В период весеннего половодья в наиболее крупных водотоках уровень воды поднимается на 1–2 м выше меженного. В период летних дождей уровень воды в реках Алдан и Амедини быстро повышается до 3 м.

Озера в пределах исследуемой площади располагаются преимущественно в долинах рек. Наиболее крупным из них является озеро Горное и озеро Большое (2,3×0,3 км), расположенные в верховьях р. Бол. Олонгра и р. Сред. Унгра, соответственно.

Животный мир обыччен для таежной области: здесь встречаются северные олени, медведи, лоси, волки, зайцы, белка, соболь, бурундук; из пернатых – глухари, куропатки, рябчик, утки. В отдельных реках водятся хариус, редко ленок, таймень и налим.

Климат района резко континентальный. Средняя температура воздуха 6–10 °С, минимальная температура в январе до –50–60 °С. Продолжительность зимнего периода – 6–7 месяцев. Максимальная температура в августе от +25 до +35 °С. Общее количество осадков – от 400 до 500 мм. Снег ложится во второй половине сентября, тает – до конца мая.

По геолого-экономическому районированию площадь работ входит в состав Нерюнгринского геолого-экономического района. В связи со сложными природными условиями и удаленно-

стью от населенных пунктов, основных транспортных артерий постоянного населения нет. В бассейне верхнего течения рр. Алдан, Амидчи, а также их притоков постоянно кочуют со стадами оленеводы. Ближайшим населенным пунктом являются город Нерюнгри (85 км), поселки Чульман (100 км), Золотинка (110 км). Через площадь проходит автозимник, соединяющий поселки Золотинка и Кабактан (200 км). Основной объем груза на базу отряда завозился по автозимнику из поселка Золотинка, а персонал отряда на полевые работы и обратно – вертолетом из поселка Чульман (110 км).

Проходимость на площади работ плохая из-за густых зарослей стланника, крутых склонов с россыпями и частых болот. Категория проходимости: очень плохая – 950 км² (10,5 %), плохая – 6 179 км² (68,3 %), удовлетворительная – 1 927 км² (21,2 %).

Степень обнаженности района низкая и крайне неравномерная. Обнаженность района в целом позволяет, в большинстве случаев, уверенно проследить границы распределения основных комплексов пород, порядок чередования пород различного состава в их разрезе, а иногда и их мощность. Характер складчатости, истинные мощности отдельных компонентов разреза, взаимоотношения складчатости и разрывной тектоники, наложенных процессов наблюдаются на небольших участках и со значительной долей условности распространяются на всю площадь.

Дешифрируемость аэрофотоснимков определяется обнаженностью района и контрастностью разреза слагающих его толщ, качеством аэрофотоснимков. Качество последних хорошее. Категория дешифрируемости снимков: плохая – 4 685,8 км² (51,7 %), удовлетворительная – 4 370,9 км² (48,3 %).

Категория сложности геоморфологического строения: средней сложности. Категория сложности геологического строения: очень сложное – 4 685,8 км² (51,7 %), средней сложности – 4 370,9 км² (48,3 %). Категория сложности геохимического строения, геофизических полей и гидрогеологического строения: сложное.

При составлении комплекта Госгеолкарты-200 использованы материалы: геологических съемок масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 [57, 60, 61, 62, 67, 72, 73, 78, 85, 92, 93, 98], геологического доизучения площади масштаба 1 : 50 000 [59, 60, 61, 65, 66, 69, 70, 77, 82, 83, 87], а также гравиразведки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 [58, 75], аэромагниторазведки масштаба 1 : 25 000 [91], комплексной аэрогеофизической съемки (аэрогамма-спектрометрия и аэромагниторазведка) масштабов 1 : 200 000–1 : 50 000 [89, 90]. Кроме того, использовались космофотоснимки масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000 (залет 1986 г.), радиолокационные снимки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 (залет 1981 г.), аэрофотоснимки масштаба 1 : 50 000 (залет 1993 г.), фотосхемы масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000.

Для решения основных задач, определенных геологическим заданием по проекту Верхне-Алданским отрядом в 1998–2002 гг., выполнен обширный комплекс работ, которые по времени и содержанию можно разделить на подготовительные, полевые и камеральные.

На первоначальном этапе на основе материалов ГС и ГДП, АФГКа масштабов 1 : 50 000–1 : 200 000, поисково-разведочных и научно-исследовательских работ, контрольно-увязочных маршрутов и специализированных исследований подготавливается макет рабочей легенды для геологических карт масштаба 1 : 200 000 (западная часть Северо-Станового блока), уточнялась увязка основных комплексов пород. На наиболее обнаженных участках создавалась сеть опорных разрезов по комплексам пород с детальными характеристиками основных их параметров (физических, геохимических, петрохимических), уточнялся возраст и структурное положение на основе полевых наблюдений и определений абсолютного возраста.

На втором этапе на основе обработки материалов предшествующих исследований и разработанной легенды проводились контрольно-увязочные и редакционно-увязочные маршруты, составлялась геологическая карта масштаба 1 : 200 000 с последующим уточнением узловых вопросов геологического строения в ходе полевых и лабораторных исследований, создавались информационные базы данных по основным направлениям: стратиграфии, магматизму, тектонике, полезным ископаемым.

В ходе I и II этапов уточнялась перспективная оценка основных рудопроявлений и геохимических аномалий, общая оценка перспектив района в целом на различные виды полезных ископаемых.

При составлении проекта предполагалось, что первичные материалы предшественников достаточно надежны и требуется лишь корректировка и увязка авторских вариантов карт, уточнение отдельных элементов геологического строения. Однако уже работы предварительного этапа показали, что геологические построения предшественников предельно схематизированы и не находят подтверждения в фактическом материале.

Полевые работы выполнялись в 1997–2000 гг. Они включали контрольно-увязочные маршруты, геохимические исследования, специализированные структурные исследования на участ-

ках выходов коренных пород, специализированные петрохимические исследования на опорных профилях. Методика проведения ГДП, в своей основе, не отличалась от стандартной. Единственным отклонением от общепринятой схемы было проведение площадного сколкового опробования с целью составления сводных геохимических карт. На площади ГДП на первой стадии была выполнена сеть разреженных маршрутов с целью уточнения положения основных комплексов пород, изучение их разрезов. В последующем маршруты концентрировались на более локальных участках с целью детального картирования поясов чарнокитоидов и зон повышенной гранитизации, выходов глиноземистых гнейсов, зон тектонитов, наложенных процессов (диафторез, микроклинизация и др.), т. е. элементов, определяющих основные черты геологического строения района. Одновременно с этим, на ключевых участках, характеризующихся наличием выходов коренных пород, проводились детальные структурные исследования. Шлиховое опробование проводилось по водотокам ранее не охваченных этим видом работ, на предварительной стадии (СФР). Работы выполнялись специализированным отрядом, который параллельно занимался изучением разрезов четвертичных отложений. Литохимические исследования включали опробование по первичным ореолам рассеяния. Сколковое опробование проводилось в ходе геологосъемочных маршрутов, преимущественно через 250–300 м.

Все виды работ по ГДП выполнены коллективом Верхне-Алданского отряда ГГП «Южноякутгеология». Контрольно-вязочные, картировочные маршруты выполнялись двумя отрядами в составе: ведущего геолога Сафонова А. М., начальника отряда Кардаш Е. А., геологов Соловьевой Т. К., Кедря В. Я., Скопич С. И. и Янополец О. А. Основной объем камеральных работ выполнен геологами Сафоновым А. М., Кардаш Е. А., Соловьевой Т. К., Кедря В. Я., Скопич С. И., Рязанова Е. В., Прозоровская О. А., техником-программистом Леухиным Э. В.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Изученность территории листа О-51-XXVIII неравномерная. После издания Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 основные работы были сосредоточены в районе Алдакайского каменноугольного месторождения и Бурпалинского ультрабазит-базитового массива. Помимо геолого-съемочных и поисковых работ здесь в значительном объеме проводились научно-исследовательские и тематические работы.

При проведение аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 (Серкин Н. Н., 1958) на левобережье р. Амидичи была выявлена магнитная аномалия. С целью установления ее перспективности на железное оруденение в 1958–1959 гг. ЮЯКЭ ЯТГУ проведены поисково-съемочные работы масштаба 1 : 25 000 (Корчагин В. М. и др., 1958). В результате установлена бесперспективность аномалий.

В 1960 г. в северной части листа Телетейская партия ЮЯКЭ проводила поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 на пьезокварц [82]. Была составлена геологическая карта масштаба 1 : 50 000. В результате проведенных поисковых работ был оценен ряд проявлений пьезокварца, а также проявлений железистых кварцитов и мусковита.

На Алдакайском каменноугольном месторождении в 1960–1961 гг. работала электrorазведочная партия ЮЯКЭ (Матвеева И. И., 1961; Ушаков К. Н., 1962). Проведено электропрофилирование масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000 с заверкой выявленных аномалий горными выработками. Выявлена повышенная угленосность в центральной части месторождения и установлена несостоительность предположения о наличии в разрезе сверхмощного пласта. В разрезе насчитываются до 30–32 углепроявлений, из них 19–20 предполагаются с рабочими мощностями до 8,6 м.

В 1961–1966 гг. на Алдакайской и Бурпала-Синсирикской угленосных площадях были проведены поисковые работы [70, 71]. На Алдакайской угленосной площади в разрезе юрских отложений авторами выделено три свиты: юхтинская (350–400 м), дурайская (500 м), горкитская (950–1 100 м). Выявлено 21 углепроявление с рабочими мощностями. Впервые проведены испытания обогатимости и технологических свойств углей. Балансовые запасы по категории C₁+C₂ до глубины 300 м составили 619,7 млн т. На Бурпала-Синсирикской угленосной площади в геологическом строении принимают участие породы верхнеюрского возраста (горкитская свита) мощностью 910 м и нижнемелового возраста (нерюнгринская свита) мощностью 215 м. Выявлено 41 углепроявление, 19 из которых достигают рабочей мощности (0,7–4,14 м). Балансовые запасы каменного угля на Бурпала-Синсирикской площади по категории C₁ составили 92,1 млн т, забалансовые – 6,2 млн т. Угли обоих площадей средне- и высокозольные, коксовой группы.

Геофизической партией ЮЯКЭ в 1962–1963 гг. (Корчагин В. М. и др., 1963, 1964) проведена гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000, которой была охвачена площадь листа О-51-XXVIII. В результате этих работ были выявлены Алданский и Унгинский гравитационные минимумы, происхождение которых объяснялось блоковой тектоникой кристаллического фундамента. В 1962 г. в целях изучения строения рельефа кристаллического фундамента и определения мощности мезозойских отложений Локчакитской электrorазведочной партией ЮЯКЭ был пройден профиль ВЭЗ от устья р. Дурай на юго-запад до тектонического контакта мезозойских и докембрийских образований. Юго-западное окончание профиля проходит по площади Бурпалинского месторождения. Подтверждено блоковое строение фундамента и установлено, что мощность мезозойских отложений на Бурпалинском месторождении превышает 4 000 м (Рогалев В.А. и др., 1964). В следующем году Октябрьская экспедиция (Десятой Г. Г. и др., 1963) проводит аэрогамма-спектрометрическую съемку масштаба 1 : 200 000 в бассейне р. Амидичи (в области развития докембрийских кристаллических образований). Были составлены карты гамма- поля урана, тория, калия, отношений торий-уран и карта магнитного поля.

В 1962–1964 гг. в бассейне верхнего течения р. Алдан ИГ ЯФСО АН СССР проводил тема-

тические исследования по геологии и петрографии метаморфических пород и гранитоидов (Кицул В. И. и др., 1964). В результате исследований установлено, что докембрийские образования разделяются на три комплекса: верхнеалданскую свиту иенгрской серии, унгринский комплекс и образования типа субганского комплекса. Дано расчленение гранитоидов на возрастные и генетические типы, определено их место в сложной геологической истории древнего докембрая западной части Алданского щита.

В это же время ГИН АН СССР проводил изучение морфологии и истории развития мезозойских депрессий на юге Алданского щита (Микунов В. Ф., 1965). По данным автора для угленосных отложений Алдано-Чульманского района характерны значительные изменения мощностей и фаций мезозойских отложений как вкrest, так и по простианию. Высказано мнение о взбросовом характере Южно-Якутского регионального разлома.

Комплексными исследованиями Якутской экспедиции кафедры мерзлотоведения МГУ в 1963–1964 гг. [95] была охвачена территория Алдано-Тимптонского междуречья. Проведенные исследования позволили определить основные закономерности развития мерзлых толщ по району в целом и впервые составить на значительную площадь серию мерзлотно-гидрогеологических и мерзлотно-инженерно-геологических карт.

В 1970–1973 гг. в районе верхнего течения р. Унгра Многовершинной партией ЮЯКЭ были проведены поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 [57]. По материалам проведенных работ составлена геологическая карта масштаба 1 : 50 000, выявлен Бурпалинский никеленосный массив, Верхне-Анабыльское проявление графита, комплексная золото-серебро-молибден-урановая аномалия (участок Левоунгринский).

В 1976 г. в пределах Бурпалинского массива Центральной геохимической партией ЯКТЭ (Ляшкевич О. К. и др., 1977) совместно с сотрудниками Ленинградского университета (Булдаков И. В. и др., 1977) проведены заверочные геохимические работы по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 25 000. На участке Надвиговый (Теневой) выделены аномалии Ni, Cr, Co, V, которые приурочены к породам габбродиоритового состава и к зонам разломов, пересекающих тела габбродиоритов под азимутами 290–315°. Выделено Надвиговое рудное поле с прогнозными ресурсами Ni – 150 тыс. т, Co – 50 тыс. т. Булдаков И. В. с соавторами на основе петрографического и петрохимического изучения пород отнесли Бурпалинский массив к формированию расслоенных ультраосновных-основных интрузий. Массив является потенциально никеленосным.

В этом же районе 1979–1980 гг. ГФЭ № 6 ЯПГО [89] на Бурпалинском массиве проводит аэромагнитную съемку масштаба 1 : 50 000 и наземные комплексные геофизические исследования. На участке Теневой проведено районирование полей и сделана разбраковка аномалий ЕП с учетом их перспективности на различные типы минерализации. Составлены структурно-литологические карты масштаба 1 : 10 000, 1 : 2 000 и карта магнитного поля масштаба 1 : 50 000.

В 1981 г. ГФЭ № 6 на западном фланге Бурпалинского массива проводит комплекс геофизических и геохимических работ [91]. В пределах участка Теневой выявлены две основные зоны повышенной проводимости и поляризуемости, обусловленные сульфидным оруденением. По результатам работ предположено наличие залежей вкрашенных и густо вкрашенных пирротиновых руд с содержанием Ni – 0,1–0,5 %. Даны рекомендации к их проверке бурением.

В 1981–1983 гг. на участке Теневой ЮЯКЭ проводят поисковые работы [69]. Поисками установлена слабая (непромышленная) никеленосность северо-западной части Бурпалинского массива. Прогнозные запасы никеля составили 2 350 т при среднем содержании 0,143 %. В породах массива отмечены повышенные содержания металлов группы платины.

В период 1975–1979 гг. Чульманской партией ЦГСЭ ЯТГУ в районе проводилась комплексная гидрогеологическая и инженерно-геологическая съемки масштаба 1 : 200 000 [81]. Исследования позволили установить характер распространения многолетнемерзлых и талых пород, водоносных комплексов и трещиноватых зон, были определены их основные характеристики. Выделены наиболее перспективные для поисков подземных вод зоны; оценены ресурсы подземных вод, консолидированных в наледях; установлен характер взаимодействия мерзлых пород и подземных вод зоны свободного водообмена.

В 1976–1980 гг. на всю территорию Алдано-Чульманского угленосного района составлена аэрофотогеологическая карта масштаба 1 : 25 000 (Верховцев А. Н. и др., 1980), отражающая структурно-тектоническое строение района и особенности поведения угленосных горизонтов. Была составлена тектоническая схема масштаба 1 : 50 000.

В 1978–1980 гг. в пределах Алдано-Чульманского района тематические работы по комплексному изучению Южно-Якутской угленосной формации проводила группа сотрудников отдела геологии угля и горючих сланцев ВСЕГЕИ [55]. В отчете освещено строение формации:

ее ритмичность, изменение в вертикальном разрезе угленосности, петрографического и химического состава углей, минералого-петрографического состава песчаников. Рассмотрены площадная зональность угленосности в пределах района и вопросы корреляции южно-якутской формации. Изучены геотектонические и палеогеографические условия накопления формации, образования угольных пластов и развития растительности. Составлены карты угленосности масштаба 1 : 200 000 и уточнены карты метаморфизма углей. Внесено уточнение в понимание объемов и границ кабактинской и беркаитской свит.

В 1978–1983 и 1986–1988 гг. Амединской геохимической партией ГФЭ № 6 [79, 80] были проведены геохимические поиски масштаба 1 : 200 000 с детализацией и заверкой геохимических аномалий в зоне Малого БАМа. Выявлено три основных ассоциации элементов: халько-сидеро-литофильная, литофильная и ассоциация золота, составлен комплект монозлементных и полуэлементных геохимических карт по видам опробования и сводная геохимическая карта. Детальные поисковые работы велись на трех участках: Семирек (золото-вольфрамовое рудо-проявление), Теневой (сульфидно-медно-никелевое рудо-проявление на западном фланге Бурпалинского массива), Левая Унгра (в пределах геохимических аномалий золота по первичным ореолам рассеяния, оценивается как перспективный на обнаружение свинцово-серебряного и молибденового типа оруденения).

В 1982–1985 гг. ГФЭ № 6 проводит комплексные геофизические работы [91] с целью поисков медно-никелевых руд и изучения угленосности междуречья рр. Левая и Правая Унгра. По данным работ построены гравиметрические карты редукции Буге при плотности промежуточного слоя 2,30 и 2,67 г/см³. Выявлены аномалии, связанные с поднятием фундамента, уточнены блоковая тектоника и зоны разломов, участки с возможной угленасыщенностью.

В 1982–1983 гг. Беркаитская партия ГФЭ № 6 проводит аэромагнитную съемку масштаба 1 : 50 000 [90]. В южной части листа оконтурен блок положительного поля – предположительно комплекс основных пород, с которым связана халько-сидерофильная минерализация. Полученная карта магнитного поля позволила проследить границу и мощность Южно-Якутского надвига.

В 1982–1985 гг. Алданской партией ГФЭ № 6 проведена заверка наземных аэромагнитных аномалий в бассейне верхнего течения р. Унгра [58]. В результате была детально описана медно-никелевая минерализация Бурпалинского массива, построена структурно-литологическая карта всего массива масштаба 1 : 25 000 и наиболее изученного западного фланга массива масштаба 1 : 5 000, приведены сведения о глубинном строении массива. На участке Анабыл выявлено девять рудных тел с вкрапленностью графита от 2 до 10 %, ресурсы графитовой руды ориентировочно оценены в 56 млн т. В дальнейшем по поисково-ревизионным работам на Бурпалинском массиве в 1987 г. [59] выявлены горизонты и пласти, несущие платинометальное оруденение, подсчитаны прогнозные ресурсы по категории Р₁ и Р₂.

В 1984–1987 гг. Тимптоно-Учурской ГРЭ ЯПГО проведены тематические работы по составлению карт прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 [54]. На новой структурно-формационной основе, с учетом глубинного строения и морфоструктурного анализа проведено металлогеническое районирование. Бассейн р. Унгры включен впервые выделенный Алдано-Нюкжинский рудно-россыпной потенциальный район. Главным первоочередным объектом поисков коренных месторождений платиноидов определен Бурпалинский рудный узел.

В период 1986–1988 гг. на Алдакайском месторождении ЮЯГРЭ проводят поисковые работы на уголь [61]. Определено структурное строение площади месторождения, установлены разрывные нарушения и их параметры, оценена промышленная угленосность. В дурайской и кабактинской свитах выявлено 85 пластов и пропластков углей. На Алдакайском и Орто-Салинском участках подсчитанные прогнозные ресурсы каменного угля до глубины 600 м составили 395,1 млн т, на Левоалдакайском участке оценены прогнозные ресурсы угля по категории Р₂ до глубины 1 200 м в количестве 632,6 млн т. Угли месторождения марки ОС и Т.

В 1987–1988 гг. ЦПСЭ ЯПГО выполняет повторную гравиметрическую съемку масштаба 1 : 200 000 на площади, включающей лист О-51-XXVIII [75]. В результате составлены кондиционная гравиметрическая карта и карта сопоставления гравитационных и магнитных аномалий. В составе кристаллического фундамента выделены Чульманский и Зверевский сегменты, а также Амединский и Нимныро-Мелемёнский блоки. По геофизическим данным выделена субмеридиональная Амединская зеленокаменная структура и участки преимущественного развития метабазитов, с которыми связываются перспективы на золотое оруденение.

В 1986–1991 гг. Амединским отрядом ЮЯГРЭ в западной части Алдано-Чульманского угленосного района проведена геологическая съемка и доизучение масштаба 1 : 50 000 [94]. Составлена геологическая карта масштаба 1 : 50 000, произведена прогнозная оценка территории на уголь по категориям Р₁+Р₂+Р₃ в количестве 752 млн т, выявлены флюоритовая и графитовая

минерализация. Подсчитанные прогнозные ресурсы флюорита по категории Р₂+Р₃ составили 8,5 млн т, графита по категории Р₃ – 1,4 млн т. Определены перспективы территории на другие виды полезных ископаемых (железо, золото, горный хрусталь, медь, никель).

В 1989–1992 гг. ЦПСЭ проводит исследования по теме «Совершенствование методики использования гравимагнитных и петрофизических данных для крупномасштабного геологического картирования Алданского щита» [59]. В результате работ для Алдано-Унгринского междуречья был составлен комплект геофизических карт трансформаций, структурно-вещественных карт и геолого-геофизических разрезов масштаба 1 : 100 000. Проведенными работами обосновывается магматическая природа кристаллических образований докембрия и производится их расчленение согласно классификации и номенклатуре магматических горных пород. Даны рекомендации по использованию описанной методики.

В 1993–1996 гг. в юго-западной части листа проводят геологическую съемку и доизучения масштаба 1 : 50 000 ЛенГРЭ–ГГП «Ленское» [85]. По работам составлен комплект обновленных карт листа О-51-115-В и его обрамления. При картировании докембрийских кристаллических образований выделены возрастные структурно-вещественные комплексы: нижнеархейские куртахский (иманграканская и холодниканская толщи), олекминский и становой комплексы, а также верхнеархейская чугинская толща. Из разрезов выделены интрузивные образования протерозоя и гидротермально-метасоматические образования мезозоя, с которыми связана большая часть проявлений и геохимических аномалий различных элементов. Создана новая модель тектонического строения территории с учетом широкого развития покровно-надвиговых структур.

В 1991–1996 гг. ревизионно-оценочные работы на камнесамоцветное сырье в зоне Южно-Якутского ТПК проводит ГГП «Южякутгеология» (Юрченко С. И. и др., 1996). Постановка работ была обусловлена возросшим спросом на изделия из цветных и декоративных камней и необходимостью создания устойчивой сырьевой базы в пределах Республики. Была дана оценка перспективности проявления кварцитов Подгорное и флюорита Базисное, проведена оценка качества камнесамоцветного сырья, даны рекомендации дальнейших работ.

В 1994–1997 гг. на площади Унгринского гравитационного минимума проводят поисковые работы ГГП «Южякутгеология» [83]. Работами угленосность площади связывается с отложениями кабактинской (820 м), беркакитской (740–760 м), нерюнгриканской (525 м) свит, в составе которых установлено до 122 углепроявлений с мощностью от 0,15 до 2,79 м. Угольные пласти весьма тонкие и тонкие, невыдержаные, пласти К₃₃ и Б₆ в северо-восточной части площади минимума относительно выдержаные, средние по мощности. Мощные угольные пласти при проведении поисковых работ не выявлены. Угли марок К и ОС. Прогнозные ресурсы углей составили по категории Р₂ – 155,7 млн т, по категории Р₃ – 128,1 млн т.

В 2001 г. А. П. Смеловым, А. Н. Зедгенизовым, В. М. Тимофеевым была проведена обобщающая работа по тектонике, а А. П. Смеловым, В. М. Никитиным, Г. В. Бирюлькиным, Н. В. Поповым и др. – по полезным ископаемым Алдано-Станового щита, в которой геодинамика формирования тектонических структур определяется на основе моделей тектоники литосферных плит и в соответствии с этим проводится металлогеническое районирование и систематизация данных по полезным ископаемым [41а].

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа согласно сводной рабочей легенде для геологических карт масштаба 1 : 200 000 Алданского щита [43], выделяются следующие стратифицированные образования: архейские, протерозойские и палеозойские, мезозойские и кайнозойские.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ ЭНОТОМЕ

Чугинская толща (AR₂čg). Расположенные в блоке на востоке территории образования бурпалинской (чугинской) толщи первично метаморфизованные в условиях переходных от гранулитовой к амфиболовой фации и несут относительно слабые следы ретроградного метаморфизма. Определяющим моментом для отнесения этих пород к бурпалинской (чугинской) толще послужило характерное сочетание диопсидодержащих и диопсидовых гнейсов и кристаллосланцев, полевошпатовых кварцитов и согласно перекрывающих их метаморфизованных мраморов и кальцифиров. Вблизи архейских тектонических зон в достаточно широкой полосе гнейсы и кристаллические сланцы подвергаются процессам бластомилонитизации, фельшпатизации. В целом же по специальному литологическому набору пород они достаточно уверено могут быть отнесены к бурпалинской (чугинской) толще. Они слагают изометричный в плане блок на междуречье Правой и Левой Унгры (бассейн р. Бурпала). Размеры блока составляют 7×12 км, с юга и запада он имеет тектонические границы, на севере и востоке – ограничен линией надвига, частично же контактирует с массивом диоритов.

По литолого-петрографическому составу в изученном районе толща отчетливо делится на два горизонта: нижний – существенно амфиболовый и верхний – пестрого состава (диопсидовые и биотитовые гнейсы в нижней части, затем кварциты полевошпатовые и, наконец, метаморфизованные мраморы и кальцифиры тонкопереслаивающиеся с амфиболовыми и биотитовыми кристаллическими сланцами).

Нижний горизонт слагает крылья двух изометричных в плане синклиналей в пределах упомянутого блока в бассейне р. Бурпала. Нижняя граница не установлена, верхняя проводится по появлению в разрезе диопсидовых гнейсов и (или) биотитовых, часто с магнетитом и гранатом, кристаллосланцев средней (маркирующей) пачки. Граница эта прослеживается отчетливо на всем своем протяжении и лишь в зоне влияния архейских нарушений, с интенсивно проявленными вдоль них процессами фельшпатизации, несколько затушевывается.

Состав пород довольно однообразен. Обычно это амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы. Последние зеленовато-серого цвета с черными пятнами и полосами реликтового амфибила, среднезернистые с белыми и розовыми мигматизирующими прослоями. Гнейсы отличаются равномерным (не полосчатым) распределением темноцветных. Попадая в архейские тектонические зоны, или располагаясь поблизости от них, кристаллосланцы подвергаются микроклинизации, приобретают розовую окраску. Обычно это среднезернистые пятнисто-полосчатые розово-белые с темно-бурыми полосами и пятнами амфибила породы. Состав: буро-зеленая роговая обманка – 7 %, плагиоказ-олигоклаз – 50 %, кварц – 15 %, микроклин – 28 %; акцессорные: апатит; вторичные: микроклин, кварц, хлорит, серицит. Структура нематогетерогранобластовая, текстура полосчатая за счет мигматизации.

Парагенетическая ассоциация, характеризующая метаморфизм:

1. буро-зеленая роговая обманка+плагиоклаз+кварц;
2. буро-зеленая роговая обманка+плагиоклаз+кварц+микроклин+(хлорит+сериицит).

Изредка в разрезе отмечаются линзовидные, часто будинированные прослои ортоамфиболовых черных крупнозернистых пятнистых (белые каемки полевых шпатов облекают каждое зерно амфибила). Мощность их не превышает 10 м.

Верхний горизонт выполняет ядра упомянутых выше структур, согласно перекрывая породы

нижнего горизонта и представлен тремя пачками, выделяемыми по литологическому признаку: нижняя – диопсидовые гранито-гнейсы, переходящие по простиранию в биотитовые с магнетитом и гранатом, средняя – полевошпатовые кварциты, верхняя – кальцифиры, переслаивающиеся с амфиболовыми и биотитовыми кристаллосланцами и маломощными линзами полевошпатовых кварцитов. Благодаря специальному литологическому составу, выдержанности мощностей и устойчивости состава по простиранию верхний горизонт может служить маркирующим. Суммарная мощность его составляет 1 500–1 700 м (диопсидовые гранито-гнейсы – 500 м, полевошпатовые кварциты – 300–400 м, неполная мощность верхней пачки – 500–700 м).

Нижняя пачка согласно перекрывает амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы нижнего горизонта. Верхняя граница проводится по подошве полевошпатовых кварцитов, с согласием залегающих на диопсидовых гнейсах и биотитовых кристаллосланцах нижней пачки. Контакты обычно резкие, без труда фиксируемые в маршрутах. Изредка отмечается тонкое переслаивание полевошпатовых кварцитов и гранат-биотитовых кристаллосланцев на контакте. В составе слагающих пачку разновидностей пород преобладают магнетит-амфиболовые, амфибол-диопсидовые гнейсы и гранито-гнейсы, сменяющиеся по простиранию на северо-восток биотитовыми гнейсами и кристаллосланцами, часто с магнетитом и гранатом. Встречаются маломощные прослои амфиболовых и гиперстеновых гнейсов, а также редкие линзы двупироксен-амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев. Диопсид-амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы – это полосчатые, реже равномернозернистые светло-розовато-серые средне- и мелкозернистые породы. Полосчатость обусловлена полосчатым распределением диопсид-плагиоклазовых кристаллосланцев и мигматизирующего гранитного материала.

Средняя пачка сложена полевошпатовыми кварцитами, согласно перекрывающимися кальцифирами и метаморфизованными мраморами в переслаивании с биотитовыми кристаллосланцами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами верхней пачки. Контакт достаточно резкий, уверенно фиксируется в маршрутах. Пачка выдержана по простиранию: мощность колеблется в пределах 150–200 м, утоняясь на крыльях складок второго порядка до 100–120 м и соответственно увеличиваясь в их замковых частях до 250 м. При этом отмечается общее уменьшение мощности кварцитовой пачки при прослеживании с востока и юго-востока на север и северо-запад.

Макроскопически кварциты, гнейсо-кварциты, кварцито-гнейсы – это белые, светло-серые гнейсовидные от мелкозернистых до крупнозернистых породы, состоящие из кварца (30–98 %), плагиоклаза (15–45 %), биотита (1–10 %). Из вторичных минералов присутствуют мусковит (1–2 %), хлорит, биотит зеленый.

Под микроскопом они имеют лепидогранобластовую или гетерогранобластовую, реже порфириобластовую структуры. Минералогический состав пород приведен в таблице 1. Парагенетические ассоциации, характеризующие кварциты следующие:

1. кварц, плагиоклаз, биотит бурый;
2. кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит бурый;
3. кварц, плагиоклаз, калишпат, биотит бурый, мусковит.

Верхняя пачка представлена тонким переслаиванием кальцифиров, амфибол-плагиоклазовых кристаллосланцев, биотитовых с магнетитом, биотит-амфиболовых гнейсов. При этом, непосредственно на полевошпатовых кварцитах средней пачки залегают кальцифиры и мраморы, сменяющиеся выше по разрезу переслаивающимися амфиболовыми и амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами. Участками отмечается непосредственное налегание на кварциты амфиболовых разновидностей, что позволяет говорить о линзовидном строении пласта кальцифиров.

Мощность образований чугинской (бурпалинской) толщи более 700 м.

Амедицинская серия (АР₂ам). К амедицинской серии с большой долей условности отнесены выходы амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов и кристаллосланцев, которые рассматривались в сагарской толще (Минкин Л. М.). Выходы пород толщи приурочены к восточной части Алдано-Килиерской зоны и выделялись вдоль западной границы развития пород Унгринского блока. Березкин В. М. считал ихdiaftorированными и тектонизированными образованиями иенгрской серии, так как в них постоянно улавливались реликты первичных минералов.

В. Л. Дуком в нижнем течении р. Чуги выделена толща мелкозернистых амфиболовых с тонкими прослоями диопсид-амфиболовых кристаллосланцев, отнесенная к балаланахской серии. К этой же серии отнесены породы, выделяемой ранее Л. М. Минкиным самарской толщи, в которой наряду с мелкозернистыми амфиболовыми кристаллосланцами, иногда с гранатом, присутствуют гранат-биотитовые, биотитовые микрогнейсы, иногда с силлиманитом.

Таблица 1

Минералогический состав пород чугинской толщи (вес. %)

№ п/п	Название пород	№ шли- фов	Собственно пордообразующие								Метасоматически наложенные							
			Кварц	Плагиоклаз	Гранат	Диопсид	Дистен	Силлиманит	Кордиерит	Биотит	Графит	Кварц	Плагиоклаз	Микроклин	Роговая обманка	Биотит	Мусковит	Магнетит
1	Графитовый кварцит с гранатом и кордиеритом	03449/1	90	4	Ед. з.	-	-	-	Ед. з.	-	5	-	-	-	-	-	1	-
2	Диопсидовый кварцит с графитом	03450/1	64	2	-	30	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	Ед. з	-
3	Магнетитсодержащий биотитовый микроклиновый гнейсовидный гранит с реликтами гранат-плагиоклазового кристаллосланца	03432/1 03433 03435	- 11-23 17,0	5-8 6,5	-	-	-	-	Ед. з.-2,0 1,0	-	24-43 32,5	-	15-47 31,0	-	3-10 6,5	Ед. з	3-6 4,5	
4	Биотитовый микроклиновый гранит с реликтами плагиоклаз-силлиманитового кристаллосланца	03547/1	-	4	-	-	-	23	-	-	-	20	-	30	-	18	2	-
5	Биотитовый микроклиновый гранит с реликтами мусковитизированного графит-дистенового кристаллосланца	04334/1 05000/1 05000/3	-	-	-	-	1-30 17,5	-	-	-	2-3 2,5	16-28 18,8	-	5-16 11,5	-	7-21 16,0	7-38 29,2	-
6	Амфиболитизированный плагиоклаз-диопсидовый кристаллосланец	03048/2 03431 03431/1	-	3-8 15,3	-	0-16 7,7	-	-	-	-	1-38 11,0	1-25 11,5	1-5 26	55-90 71,6	-	Ед. з	Ед. з.	
7	Амфиболитизированный плагиоклаз-гранат-диопсидовый кристаллосланец	03011/2 05000 07025/1 07025/2	-	1-5 3,2	5-21 17,0	0-26 11,0	-	-	-	-	-	18-29 22,0	-	20-54 37,5	-	-	1-4 3,0	

Мелкозернистые амфиболовые сланцы (севернее) соответствуют нормальным умереннощелочным базальтам. Однако в последних по методике Бисунка-Суси определяется привнос Na_2O , реже – K_2O и SiO_2 и вынос CaO , с учетом предполагаемых изменений балалахские сланцы диагностируются как оливиновые толлиты.

При составлении легенды верхнеархейские образования балалахской, булгуняхтахской серий В. Л. Дука рассматривались как возрастные аналоги амединской серии, которая и была включена в легенду.

Породы амединской серии представлены мелкозернистыми сланцеватыми, часто мелкоочковыми черными биотитовыми гнейсами и амфибол-плагиоклазовыми кристаллосланцами.

Под микроскопом биотитовые гнейсы имеют бластокатастическую, гетеролепидогранобластовую, вблизи гранитного штока роговиковую структуры, мелкоочковую, сланцеватую и свилеватую текстуры. Минералогический состав: плагиоклаз – 50–65 %, кварц – 20–27 %, микроклин – от 0–3 до 10 %, биотит – 8–20 %, гранат – 0–2 %, графит – 1 %, иногда сохраняются давленые реликты соссюритизированного плагиоклаза (до 5–7 %) и роговой обманки (единичные зерна). В экзоконтакте с гранитами отмечаются порфиробласти андалузита и фибролита (до 1–2 %). Аксессорные минералы представлены апатитом, цирконом и рудными (до 1 %).

Амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы имеют гетерогранобластовую, лепидогранобластовую структуру, параллельную текстуру. Минералогический состав: плагиоклаз – 65–70 %, роговая обманка – 18–25 %, кварц – 5–6 %, биотит – 0–5 %. Аксессорные минералы: сфен – 1 %, магнетит – 2 %, апатит – 1–2 %.

Мощность образований амединской толщи более 100 м.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Яргинская серия (PR¹*jar*). Породы яргинской серии в пределах исследуемой территории впервые были выделены В. Л. Дуком и В. И. Кицулом в пределах зоны Реутова в полосе шириной до 3 км и протяженностью до 10 км, в верхнем течении р. Амедини на границе с Южно-Якутским каменоугольным бассейном. Впервые эти породы были закартированы здесь Л. М. Реутовым и включены в состав амединской серии верхнего архея. Такой же точки зрения придерживались и геологи, проводившие ГС-50 [85, 86], которые также включали их в разрез амединской серии верхнего архея в составе кыллахской и бурывчанской свит.

Сафонов А. М. подтвердил представление В. Л. Дука, что в амединскую серию ошибочно объединены слабо прогрессивно метаморфизованные породы яргинской серии (метапесчаники, метаалевролиты, метаконгломераты, метакарбонаты с реликтами первичных структур и текстур осадочных пород, со следами волновой рапи) и тектонизированные, повторно метаморфизованные совместно с ними образования неритинского комплекса (булгуняхтахская, кругойская и частично кыллахская свиты). Наличие реликтовых псаммитовых структур, волновой рапи в породах кыллахской, бурывчанской свит, помещенных в единый разрез с кварцитами неритинского комплекса служило основанием для отнесения последних к осадочным образованиям.

Выходы пород яргинской серии в виде узких тектонических пластин, часто перекрытых платформенными отложениями венда, юры или четвертичными образованиями в долине р. Амедини и ее притоков.

В разрезе выделяются две нерасчлененных слабоконтрастные толщи пород, соответствующие кыллахской и бурывчанской свитам.

Образования кыллахской свиты (нижней части разреза) развиты в долине р. Амедини (от ручья Подгорного до ручья Крутого), где они прослеживаются в субмеридиональном направлении в виде узких тектонических клиньев.

Выходы пород свиты на местности образуют гряды, уступы и хорошо дешифрируются на АФС. Стратотип свиты описан Л. М. Реутовым (1981 г.) в пределах исследуемой территории.

Состав свиты очень однообразен и представлен мономинеральными кварцитами, кварцито-песчаниками в единичных разрезах отмечаются невыдержаные по простирации прослои слюдяных, иногда с силлиманитом, андалузитом, гранатом, кордиеритом, серицитом тектоносланцев и гематитовых кварцитов. В отдельных сечениях отмечены тела метабазальтов. Встречаются также гематитовые кварциты с прослоями гематитовых руд. Но крайняя невыдержанность по простирации и низкие содержания железа делают кыллахскую свиту совершенно неперспективной на промышленные концентрации железа.

Установлено, что основу разреза кыллахской свиты составляют относительно слабо метаморфизованные песчаники, алевролиты и алевритовые аргиллиты с довольно хорошо сохра-

нившимися реликтами первичных структур и текстур осадочных пород, следами волновой ряби.

Верхняя часть наблюдаемого разреза – бурывчанская свита яргинской серии проложена вдоль западной границы зоны Реутова в бассейне притоков р. Амидчи – кл. Подгорного, Тихого и Буричэ, шириной до 15 км.

В пределах листа, по данным С. П. Харитонова [94], нижняя часть свиты представлена преимущественно диопсидовыми разновидностями гнейсов и кристаллосланцев, в средней части – преимущественно кварцово-песчаниками и карбонатными породами с пачкой метаконгломератов, в верхней – биотитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами. Маркирующим горизонтом в разрезе свиты является мощная (100–395 м) пачка карбонатных пород, устойчиво прослеживающаяся на всем протяжении. Общее строение разреза сопоставимо с разрезом в районе стратотипа в долине р. Яргу.

На данной площади выделяются два выхода бурывчанской свиты:

1. На левобережье р. Алдан меридиональный тектонический клин пород яргинской серии, восточную часть которого занимают слабо метаморфизованные метапесчаники с маломощной пачкой алевропелитов кыллахской свиты. Ширина их выхода – 800–850 м. В северной части тектонического клина выход пород бурывчанской свиты шириной 100–300 м. Они представлены слабо метаморфизованными мраморизованными известняками и мраморами, часто с гематитом и серицитом, содержащими маломощные линзовидные тела гематит-карбонат-тремолитовых (с флогопитом) метасоматитов и прослои метабазальтов, участками переходящими в микроамфиболиты.

2. Второй выход бурывчанской свиты – в верховье руч. Тихого. Метабазальты здесь метаморфизованы до тонкозернистых ортоамфиболитов; по карбонатным породам образовались разнообразные метасоматические породы: пирротин-кальцит-флогопитовые; пирротин-флогопит-тремолитовые, магнетит-гематит-диопсидовые, скapolит-гематит-мусковитовые и др.

В таблице 2 приведена краткая характеристика пород яргинской серии.

В таблице 3 приведены результаты химических анализов по породам яргинской серии. Кварцевый метапесчаник с серицитовым цементом (пр. 5236/1) характеризуется значительным содержанием SiO_2 (94,88 вес. %) с небольшой примесью Al_2O_3 , гематитовая порода с обломками кварца (пр. 5236/2) содержит FeO – 41,9 вес. %, алевропелиты (пр. 2382/2, 5237/1) характеризуются повышенными значениями Al_2O_3 и K_2O . Карбонатные породы (мраморы, мраморизованные известняки) по химическим анализам относятся к доломитам, содержащим устойчивые параметры CaO и переменные MgO и FeO . При метасоматических изменениях наблюдается вынос CaO и привнос SiO_2 , K_2O , TiO_2 , Al_2O и общего железа.

По магнитной восприимчивости породы яргинской серии характеризуются значениями $0,003 \cdot 10^{-3}$ до $36 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и занимают интервал от практически немагнитных и слабомагнитных до сильномагнитных. К последним, относятся породы бурывчанской свиты и магнетит-гематитовые кварциты и руды кыллахской свиты. По данным аэромагнитной съемки породы бурывчанской свиты выделяются интенсивными положительными аномалиями. На картах изодинам (ΔT)_a и графиках (ΔT)_a, выходы свиты картируются по изрезанному интенсивному положительному полю с отдельными аномалиями до 20 000 нТл над рудами и магнетит-гематитовыми кварцитами. Плотность пород яргинской серии колеблется от 2,54 до 3,89 г/см³, составляя в среднем для метапесчаников кыллахской свиты – 2,64 г/см³, мраморов бурывчанской свиты – 2,89 г/см³ и метабазальтов – 2,92 г/см³. Повышенные значение плотности отмечается в гематитовых породах (3,29 г/см³) и метасоматитах, образовавшихся по карбонатным породам (3,28 г/см³).

По геохимической специализации породы кыллахской свиты характеризуются повышенными содержаниями Co, Mo, редко – Cu, Ni, понижаются параметры V, Sn. Породы бурывчанской свиты имеют повышенное значение Cu, Ni, редко – Cr, Mo. Кроме того, в метасоматитах и метасоматически измененных карбонатных породах отмечается повышенные содержания и ореолы бериллия, лития, лантана, иттрия, урана и тория, что связано с воздействием на них гранитоидов каменковского комплекса.

Мощность серии не установлена.

Таблица 2

Краткая петрографическая характеристика пород яргинской серии

№ п/п	Название пород	Структура	Текстура	Минералогический состав, вес. %	№ шлифов
1	Метаконгломерат	Псаммо-псефитовая, местами комфортная с регенерационно-поровым цементом	Массивная	Галька (1-6 мм) кварцита - 50-60%, регенерированные обломки кварца - 30-40%, серицит - 3-5%, турмалин - ед. зерна	2381/1, 7315/1
2	Метапесчаники, микрекварциты	Псаммитовая, гравийнопсаммитовая с регенерационным, регенерационно-поровым типом цемента; бластопсаммитовая, лепидогранобластовая, порфирапой-килобластовая	Массивная, параллельная, узловатая, пятнисто-полосчатая	Обломки (1-3 мм) кварцитов - 0-15%, (0,1-3 мм) кварца - 80-100%, полевых шпатов - 0-5%, слюд - 0-4%. Цемент: регенерационный кварцевый, регенерационно-поровый серицитовый, кварц-двуслюдяной, андалузитовый, кварц-гематитовый	2320/1, 2380, 2382, 2384/1, 3297/1, 5236, 5236/1
3	Метаалевропелиты, узловатые микрекварцито-сланцы	Бластоалевропеллитовая переходящая в микрогранолепидобластовую, пойкилопорфиробластовую	Сланцеватая, узловатая, пятнистая	Обломки (0,02-0,05 м) кварца - 20-35%, серицит-мусковит - 30-62%, биотит - 10-38%, андалузит - 0-25%, гранат - 0-5%, кордиерит - 0-3%	2382/2, 5237, 5237/1
4	Мрамор, мраморизованные известняки	Цементная, псаммитовая, бластопсаммитовая, мозаичная, гетерогранобластовая, микролепидопсаммитогранобластовая	Массивная, полосчатая	Карбонат - 93-99%, гематит - 0-7%, серицит - 0-5%, скаполит - 0-2%, tremolit - 0-5%	1668/6, 1668/8, 1967/1, 1977, 1978, 7768/2
5	Мрамор, метасоматически измененный, метасоматиты	Микролепидонематобластовая, гетеробластовая, гранолепидонематобластовая	Массивная, неясно-полосчатая, пятнистая	Амфиболы - 35-70%, флогопит - 20-50%, карбонат - 0-20%, пирротин - 8-15%, скаполит - 0-15%, диопсид - 0-50%	1668/6, 1979/1, 7325, к41
6	Метабазальты	Бластопорфировая, порфировая с микролепидонематобластовой, лепидонематобластовой основной тканью	Массивная, миндалекаменная	Порфировые выделения: плагиоклаз - 5-10%, оливин - 0-5%, авгит - 0-3%. Основная ткань: амфибол - 25-55%, плагиоклаз - 20-40%, биотит - 0-30%, рудный - 0-2%, сфеен - 1-3%, миндали кварца с турмалином - 0-30%	1283, 2199/3, 7317, 7317/1, 5236/2, 1967/2

Таблица 3

Химический состав пород яргинской серии (вес. %)

Компоненты	Кыллахская свита				Бурывчанская свита											
	5236/1	5236/2	2382/2	5237/1	2381	1162*	2817*	4524/5*	1967/10*	1977/1*	T-2-3*	T-2-38*	T-5-5*	T-6-25*	T-8-4*	T-8-33*
SiO ₂	94,88	53,84	64,32	67,36	56,6	46,68	46,70	50,99	3,80	1,04	22,36	5,86	32,44	1,90	18,04	11,72
CaO	0,21	0,28	0,28	0,56	5,6	9,24	9,10	7,56	26,80	29,12	16,31	47,95	11,69	31,01	17,33	27,81
MgO	-	-	1,99	2,16	3,14	9,98	13,37	8,12	21,87	15,96	9,43	3,47	16,67	16,66	11,96	13,75
MnO	0,01	0,11	0,05	0,09	0,19	0,21	0,18	0,19	0,12	0,89	0,39	0,19	0,44	0,96	0,54	0,99
FeO	0,94	41,90	1,80	0,56	2,98	10,99	8,44	6,07	1,25	8,83	24,8	3,1	19,8	6,9	22,2	11,2
Fe ₂ O ₃	0,32	0,50	4,68	2,73	9,08	1,29	3,39	5,96	-	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	2,16	1,67	17,73	17,24	13,59	13,18	12,76	13,90	0,58	0,55	2,66	0,71	4,20	1,05	3,70	1,90
TiO ₂	0,06	0,09	1,16	0,70	1,51	1,20	0,58	0,50	-	0,21	4,26	0,14	4,08	0,08	4,02	0,23
Na ₂ O	0,23	0,28	0,35	0,37	3,80	3,84	1,59	3,90	-	-	0,09	0,32	0,42	0,04	0,20	0,22
K ₂ O	0,6	0,35	4,52	4,80	1,73	1,74	0,23	0,50	-	-	2,22	0,11	2,28	0,02	2,38	0,29
P ₂ O ₅	0,02	0,10	0,1	0,10	0,16	0,07	0,05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	0,64	0,61	2,22	2,58	0,91	1,68	2,07	0,75	44,33	41,01	16,91	36,76	7,41	41,15	20,58	30,49
Сумма	100,07	99,66	99,25	99,20	99,35	100,18	98,46	98,69	98,75	97,61	99,43	98,61	99,43	99,76	100,93	98,60

П р и м е ч а н и я . * – анализы Амединского отряда [94]. Пробы: 5236/1 – метапесчаник кварцевый с серицитовым цементом; 5236/2 – гематитовая порода с обломками кварца; 2382/2, 5237/1 – метаалевропелит (узловатый микросланец); 2381, 1162, 2817, 4524/5 – метабазальты, ортоамфиболиты; 1967/10 – мрамор; 1977/1 – мрамор с гематитом; Т-2-3 – пирротин-флогопитовая метасоматическая порода с реликтами карбоната; Т-2-38 – мрамор с серицитом, tremолитом, апатитом; Т-5-5 – пирротин-карбонат-флогопит-амфиболовый метасоматит; Т-6-25 – мрамор с лимонитом, кварцем, апатитом; Т-8-4 – мрамор, метасоматически изменен (с гематитом, флогопитом, флюоритом); Т-8-33 – мрамор (катализирован с пятнами пирротин-флюорит, мусковит-амфиболовым метасоматитами).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМЫ

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Порохахская серия (V–C₁pr). Морские, преимущественно карбонатные, отложения вендо–раннекембрийского возраста встречаются только в северной части листа.

По своему структурному положению отложения порохахской серии относятся к комплексу формаций платформенного чехла, выполняя нижнюю часть байкальского яруса алдано–ленского (V₁–T₁) структурного подэтажа [72]. С угловым и стратиграфическим несогласием они трансгрессивно залегают на нижнедокембрийских кристаллических образованиях фундамента и, в свою очередь, со стратиграфическим несогласием перекрываются нижнеюрскими терригенными отложениями.

В составе формации преобладают доломиты с невыдержаными пластами песчаников и линзами гравелитов и конгломератов в основании. Часто встречаются кремнистые породы, редко – доломитовые известняки, мергели и алевролиты. Залегание пород почти горизонтальное. Общая мощность их изменяется от 120 м в долине р. Алдакай до 20 м в приусадебной части руч. Подгорный и 9 м на правом склоне долины руч. Телетей. Далее в южном направлении отложения венда–нижнего кембра полностью выклиниваются.

На водоразделе руч. Каменистый–Буктеллях–Агар отложения серии представлены [94] (снизу вверх):

– песчаники полевошпат–кварцевые среднезернистые неяснослойственные	2–3 м
– песчаники полимиктовые мелкозернистые желтовато–серые серицитизированные	1–3 м
– доломиты алевритистые буровато–серые окремнелые слабо гематитизированные	10 м
– доломиты карбонатизированные буровато–светло–серые	10 м
– доломиты серые окремнелые (окварцованные) с прослойками оолитовых доломитов	60 м

Всего мощность отложений по разрезу 85 м.

В основании серии залегает терригенная пачка мощностью до 10 м, выше – пачка серых массивных доломитов с линзами песчанистых, глинистых, оолитовых, битуминозных доломитов, а также содержащих примесь кремнистого вещества и стяжения кремней. Разрезы серии в пределах листа наиболее близки к алданскому типу разрезов юдомского комплекса [39] и в целом свидетельствуют о мелководном режиме осадконакопления, характерном для области перехода от открытого моря к лагуне.

Песчаники доминируют в терригенной пачке основания. Они светло–серые или желтовато–серые мелко- или среднезернистые массивной текстуры, реже неясно- и косослоистые. Часто встречаются смешанные разности с примесью крупно- и грубозернистого материала. Сортировка обломочного материала разная, окатанность хорошая, реже – средняя (обломки полуокатанные). Песчаники по составу кварцевые или полевошпат–кварцевые: кварца – 50–90 %, калиевых полевых шпатов – 30–40 %, плагиоклазов – не более 10 %; в мелкозернистых разностях встречается мусковит (до 2 %). Аксессорные минералы: сфен, эпидот, циркон. Цемент порового типа составляет до 20 % объема песчаников, по составу он кремнистый и железисто–кремнистый, реже – карбонатный.

Конгломераты (галька размером обычно 2–3 см) и гравелиты имеют резко подчиненное значение, содержатся в базальном слое в виде линз незначительной мощности. Галька (5–10 %) среднеокатанная, слегка уплощенная, представлена кварцем, кварцитами, гранитами. Заполняющее вещество – разнозернистый кварцевый песчаник или песчанистый гравелит. Обломочный материал заполнителя несортированный, неокатанный. Цемент базальный и регенерационный, кремнистый тонкозернистый. В гравелитах обломки пород неокатанные, размером 1–7 мм, составляют до 75 % объема породы, состав их аналогичен конгломератам.

Доломиты серого цвета, преимущественно микро- и тонкокристаллические, но встречаются и яснозернистые, обычно массивной текстуры, редко – полосчатые. Они имеют мозаичную микроструктуру и сложены изометричными, реже – ромбовидными зернами. Местами встречаются доломиты с пустотами, заполненными вторичным кальцитом (карбонатизированные). Песчанистые доломиты содержат примесь терригенного материала алевритовой и песчаной размерности до 25 % и приурочены к низам толщи. Залегают в виде маломощных прослоев, невыдержаных по простирации, и местами постепенно переходят в песчаники с доломитовым базальным цементом. Характерно также присутствие в доломитах глинистых тонкозернистых

частиц и битуминозного вещества. В мелко- и среднезернистых доломитах часто наблюдаются многочисленные поры и каверны. Местами по этой пористости развивается наложенное окремнение (окварцевание). В окварцовых разностях обычно весь поровый объем породы выполнен мозаичным кварц-халцедоновым агрегатом или идиоморфным кварцем. Окварцованные породы содержат гнезда мелких прозрачных кристаллов кварца размером до 0,5 мм, иногда до 2 мм.

Кремнистые доломиты развиты ограниченно, слагая характерную «кремнистую» пачку, ранее выделявшуюся как среднеюдомская подсвита [38, 96]. Переходы между чистыми доломитами и их кремнистыми разновидностями постепенные, по мере возрастания (до 50–60 %) в доломитах кремнистой составляющей [95]. Кремнисто-доломитовые породы голубовато-серые, дымчато-серые, афанитового облика, массивные, с часто встречающимися кремнистыми стяжениями. Главными компонентами пород являются кремнезем и доломит, в некоторых разностях – обломочные зерна, глинистое и железистое вещество. Кремнезем встречается в двух основных формах: халцедон (преобладает) и кварц (менее 20 %), образовавшийся за счет перекристаллизации первого. Присутствует также опал. В ряде случаев халцедоном сложена основная масса породы, в которой заключены кристаллы и агрегаты кварца и доломита. Часто в породах присутствуют гидроокислы или сульфиды железа и значительное количество мелкоалевритового и глинистого вещества. По мере увеличения содержания пелитового материала породы переходят в кремнистые, в той или иной мере карбонатные, алевропелиты и аргиллиты.

Кремнистые, оолитовые породы встречаются по всему разрезу и характеризуются массивной текстурой и псевдооолитовой структурой. Они почти целиком состоят из круглых комков размером 0,1–0,3 мм (редко – до 3 мм), сложенных криптозернистым кварцем и сцепленных халцедоном.

На АФС площади выходов порохтахской серии резко выделяются темным фототоном, обусловленным густой растительностью. Контакт с перекрывающими отложениями мезозойского осадочного комплекса весьма отчетливый по резкой смене темного фототона на белый полосчатый.

На территории листа в отложениях серии каких-либо ископаемых органических остатков не встречено, однако идентичные толщи по рр. Алдан, Олёкма и в других районах содержат строматолиты и микрофитолиты, а у кровли местами заключают скелетную фауну, по которым установлен венд–раннекембрийский возраст всей серии.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Континентальные терригенные отложения юрского возраста распространены на северной половине листа. Ширина выходов юрских отложений в долине р. Алдан наименьшая – около 15 км и постепенно увеличивается к востоку до более 50 км.

В структурном плане юрские отложения на территории листа выполняют западную часть Чульманской впадины Пристанового прогиба и частично перекрывают Алданское поперечное поднятие, разделяющее Чульманскую и Усмунскую впадины, и относятся к мезозойско–кайнозойскому эпиплатформенному орогенному структурному этажу [26, 72]. Они представлены, в основном, песчаниками (до 75 % всего разреза), в меньшем количестве – тонкозернистыми породами (около 24 %), а также углями (не более 3 %). Крупнообломочные породы развиты ограничено.

В составе юрского комплекса на описываемой площади выделены пять свит: юхтинская, дурайская, кабактинская, берракитская и нерюнгриканская. Юхтинская свита, залегающая в основании мезозойского осадочно-терригенного комплекса, представляет собой песчаниковую толщу, отличающуюся грубозернистостью, плохой сортировкой и слабой окатанностью обломочного материала (особенно в нижней части) и очень низкой угленосностью. Дурайская свита – алевролито-песчаниковая угленосная толща, для нее характерны мелко- и тонкозернистый состав пород и большое количество углепроявлений, многие из которых имеют рабочую мощность (особенно в верхней части). Кабактинская свита – песчаниковая угленосная толща, сложенная чередующимися мощными пачками мелко- и среднезернистых песчаников. Тонкозернистые породы в ней распространены незначительно, количество углепроявлений также уменьшается. Берракитская свита обогащена тонкозернистыми породами, но в меньшем количестве, чем дурайская. Основу ее разреза составляют песчаники мелкозернистые, содержащие

множество угольных пластов различной мощности. Нерюнгрианская свита гравелито-песчаниковая, прослои грубозернистых пород встречаются по всему ее разрезу.

Общая мощность юрских отложений изменяется от 800–900 м в междуречье Амединчи–Алдан до более 3 300 м – в междуречье Левой и Правой Унгры. Залегание свит между собой согласное, падение, в общем, по району южное (от 0–5° на севере до 30° – на юге). В полосе шириной 5–10 км вдоль южного тектонического контакта с докембрийскими образованиями в целом моноклинальное залегание юрских отложений сменяется складчатым, осложненным разрывными нарушениями различного типа. На крыльях складок и вблизи разрывных нарушений углы падения пород местами достигают 75–90°, при этом не исключено наличие опрокинутых залеганий пластов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Юхтинская свита (*J₁juh*). Отложения свиты широко распространены вдоль северной окраины юрского поля, занимая до 50 % его площади. Они несогласно залегают на вендско–нижнекембрийских карбонатных отложениях или архейских кристаллических образованиях и согласно перекрываются более молодыми отложениями дурайской свиты. Свита представляет собой выдержаный осадочный ритм мощностью 250–300 м, включающий в себя более мелкие ритмы.

Состав свиты песчаниковый. В нижней части свиты заметно преобладают грубозернистые разности с прослоями гравелитов, конгломератов и редко – алевролитов, в верхней – развиты средне- и мелкозернистые песчаники, в самых верхах сменяющиеся тонкозернистыми породами. Здесь же редко встречаются линзовидные прослои угля.

Почти повсеместно в основании юхтинской свиты залегает пласт конгломератов невыдержанной мощности. Выше базальных конгломератов залегает 70–100-метровая пачка разнозернистых неотсортированных песчаников с маломощными прослоями и линзами гравелитов. Выше залегает алеврито-песчаниковая пачка мощностью до 90 м. В основном она сложена средне-мелкозернистыми крапчатыми песчаниками. Среди них встречаются прослои тонкозернистых пород мощностью в десятки сантиметров. Ближе к кровле пачки количество и мощность таких прослоев увеличивается, разрез приобретает характер переслаивания мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда глинистых и углистых.

Выше по разрезу лежит песчаниковая толща мощностью до 120 м. Она представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками, в разной степени насыщенными алевритовым или среднезернистым песчаным материалом. Песчаники как крапчатые, так и лишенные этого характерного для отложений юхтинской свиты литологического признака. В разрезе песчаниковой толщи широко развиты тонкозернистые породы, в которых содержатся тонкие прослои углистых алевролитов, аргиллитов, иногда углей.

Венчает разрез свиты пачка тонкозернистых пород мощностью до 20 м, по кровле которой проводится граница с дурайской свитой. Эта пачка прослеживается повсеместно. Представлена она алевролито-песчаниками, песчаниками алевритовыми и алевролитами характерного бурового цвета, однородными, реже – неяснослоистыми, с тонкоплитчатой отдельностью. Этот «песчано-глинистый» горизонт завершает юхтинский ритм, хорошо дешифрируется на АФС, уверенно опознается в полевых условиях и может служить маркирующим.

В разрезе юхтинской свиты к редким глинисто-алевритовым пачкам, подобным описанной, приурочены линзовидные прослои каменного угля.

По условиям накопления отложения юхтинской свиты относятся к пролювиальным (преимущественно нижние горизонты), аллювиальным (преобладают) и дельтовым образованиями при незначительном развитии озерных и болотных (содержание последних возрастает в верхних частях разреза свиты) [2, 18, 41]. Базальные слои свиты отличаются резкой изменчивостью и неоднородностью состава. Мощности пласта конгломератов в основании свиты колеблются от незначительных прослоев (0,4–0,5 м) среди грубозернистых песчаников до 4–6 м. Вверх по разрезу сортировка и окатанность обломочного материала постепенно улучшаются, но ненамного. Одновременно строение толщи становится относительно выдержаным.

Одной из основных отличительных особенностей пород юхтинской свиты является исключительно высокое содержание в них аутигенных железистых минералов – пирита и сидерита. В связи с этим при гипергенезе гравелиты и песчаники приобретают характерный «крапчатый» или «веснушчатый» облик, обусловленный мелкими выделениями лимонита, а более тонкозернистые породы – бурую окраску разных оттенков.

В нижней части разреза юхтинской свиты широко проявлены процессы щелочного метасоматоза, выразившиеся в образовании пород с калишпатовым цементом. Мощность зоны кали-

шпатизации в Чульманской впадине составляет 100–120 м [17].

Конгломераты (до 0,7 %) образуют базальные слои в основании всей юрской угленосной формации. Они серовато-бурые, светло-серые или серые мелко- и среднегалечные полимиктовые хорошо сцементированные. Галька хорошо окатанная средне сортированная слагает 30–40 % объема породы; встречаются также слабо окатанные валуны. В составе гальки преобладает кварц, реже – доломиты, кварциты, ограничено встречаются различные архейские гнейсы, граниты, микросланцы. Заполняющий материал – разнозернистый крапчатый песчаник с кварц-калишпатовым или кварцевым регенерационным цементом.

Гравелиты встречаются по всему разрезу свиты (до 1,5 %) среди конгломератов и песчаников в виде прослоев и линз; в значительном количестве они присутствуют в нижних частях ритмов. Гравийный материал часто отмечается в виде примеси в разнозернистых песчаниках. Гравелиты обычно крапчатые светло-серые массивные. Размер зерен – 2–5 мм, иногда более. Обломочный материал полуокатанный и плохо сортированный, постоянно отмечается большая примесь песчаного материала, встречается мелкая кварцевая галька. Состав обломочного материала: кварц – 30 %, микроклин – 40–50 %. Отмечаются также полимиктовые гравелиты, где обломочный материал представлен кварцитами, кварцевыми мелкозернистыми песчаниками, кремнистыми породами, кислыми эфузивами, алевролитами. Заполнителем служит кварцевый песчаный материал со смешанным цементом: обычно пленочно-поровым или же базальным, по составу – кварцевым или калишпатовым регенерационным, серицит-кремнистым или железисто-кремнистым.

Песчаники играют главную роль в составе юхтинской свиты (87 %). Они имеют светлые тона окраски: белые, светло-серые, желтовато-серые, буроватые, в верхах разреза темнеют за счет примеси аттрита. Включают все гранулометрические разности, обломочный материал в них несортированный или плохо сортированный, зерна угловатые или полуокатанные. Текстура песчаников обычно массивная или неяснослоистая, характерна косая крупная разнонаправленная слоистость. Песчаники часто кавернозные. По составу они преимущественно аркозовые (кварца – 30–35 %, плагиоклазов – 45 %, калиевых полевых шпатов – 15 %). В низах свиты преобладают песчаники полевошпат-кварцевые (кварца – 50–75 %, полевых шпатов – 30 %), при этом полевошпатовая составляющая представлена почти исключительно микроклином. Слюды (в основном мелкочешуйчатый мусковит) встречаются в небольшом количестве (3–5 %). Содержание обломков пород – 2–3 %. В их составе отмечаются кварциты, кремнистые породы, микропегматиты, кислые эфузивы. Аксессорные минералы весьма немногочисленны (от единичных зерен до 2 %), представлены цирконом, сfenом, апатитом, магнетитом – в нижней части свиты, выше к ним добавляются турмалин, гранат, эпидот. В целом они составляют турмалин-апатит-цирконовый комплекс, характерный для всего разреза юхтинской свиты и служащий корреляционным признаком этих отложений [4, 17]. Из аутигенных образований характерны сидерит, пирит, а также кварц и микроклин в виде регенерационных каемок и цемента. Цемента в песчаниках до 10 %, по типу он поровый или контактный, реже – пленочный. По составу преобладает цемент кремнистый с переходом в кварцевый тонкозернистый, реже – серицит-кремнистый, гидрослюдистый и их сочетания, с примесью лимонита или глинистого материала; в верхней части разреза свиты нередко встречается сидеритовый цемент, который развивается по всем другим. По структуре цемент чаще тонкоагрегатный, реже – кристаллически-зернистый. В нижних частях разреза свиты обычен калишпатовый или регенерационно-кварцевый цемент, как результат постдиагенетических преобразований пород с решающей ролью процессов щелочного метасоматоза.

Алевролиты распространены незначительно, составляя около 10 % разреза. Они серые и темно-серые, буровато-серые, бурые, углистые разности – черные. Структура их алевритовая, текстура обычно тонкослоистая горизонтальная, реже – волнистая, иногда косая. Наблюдаются тонкопластинчатая или тонкоплитчатая отдельность. Обломочный материал неокатанный. Состав алевролитов кварц-полевошпатовый (кварца – 15–25 %, полевых шпатов – 65–80 %) с единичными зернами циркона, апатита, биотита, обломков пород (кремней, калиевых метасоматитов). Цемента в алевролитах, как и в песчаниках, до 10 %. По типу он также поровый или контактный, по составу – глинисто-гидрослюдистый, гидрослюдистый, иногда лимонитовый. В алевролитах часто присутствует значительная примесь глинистого и углистого материала.

Местами в средней и верхней части разреза свиты отмечаются прослои и линзы углей нерабочей мощности. Угли каменные серовато-черные матовые или полуматовые плотные вязкие, однородной, реже стеклообразной структуры, штриховатой текстуры, с неровным изломом. Почти целиком состоят из бесструктурного гелифицированного органического вещества, тонко перемешанного с минеральными примесями, в составе которых преобладают каолинит и обломочный кварц.

На АФС в районах сильно расчлененного рельефа юхтинская свита дешифрируется отчетливо по общему очень светлому широкополосчатому фототону. Мощные пачки песчаников, слагающих свиту, образуют на местности высокие крутые или слегка сложенные уступы с крупнообломочными осыпями, видимыми на снимках как относительно широкие светлые полосы. Выходам тонкозернистых пород на снимках соответствуют разной ширины полосы ровного серого фототона. Вверх по разрезу свиты пластов тонкозернистых пород среди песчаников становится больше, соответственно уступы на склонах учащаются, высота их значительно уменьшается. На снимках при этом наблюдается чередование тонких серых полосок, соответствующих уступам с редкой растительностью и темно-серых полосок, приуроченных к пологим площадкам с более густой растительностью. На АФС пачке тонкозернистых пород в кровле юхтинской свиты соответствует отчетливая широкая темно-серая полоса, а грубо-крупнозернистым породам низов дурайской свиты – светлая полоса, благодаря чему эти контакты в большинстве случаев дешифрируются уверенно. В районах сложенного рельефа перечисленные особенности изображения юхтинской свиты на снимках проявляются нечетко, там часто наблюдается ровный серый фототон со слабым полосчатым рисунком.

Отложения юхтинской свиты очень бедны отпечатками растений хорошей сохранности. На позднетриасовый–раннеюрский возраст определено указывают *Annulariopsis microphylla* Vas., *Neocalamites* sp., *Phleopteris cf. polypodioides* Brongn., *Gonatosorus* sp., *Todites princeps* (Presl.) Goth., однако в пределах площади листа они не обнаружены. По утверждению Желинского В. М. [18], основанному на палеоботанических исследованиях в Чульманской впадине, эти формы встречаются только в нижней части юхтинской свиты. Кроме того, по Маркович Е. М. [40, с. 44], в «базальных горизонтах юхтинской свиты... растительные остатки представлены в основном скоплением листьев *Pityophyllum*, иногда совместно с семенными чешуями *Pityospermum*, *Schizolepis*. Выше по разрезу свиты они сменяются чекановскими, а в верхней ее половине появляются хвощевые и папоротники». «У верхней границы юхтинской свиты... исчезают раннеюрские роды и появляются отдельные доминанты средне-позднеюрских флор бассейна» [40, с. 31]. На основании этих заключений возраст юхтинской свиты определен, как конец ранней юры.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Дурайская свита (J_2dr). Отложения дурайской свиты выходят южнее юхтинской. Площадь ее выходов протягивается от междуречья Амедини–Алдан у западной границы листа до правобережья р. Унгра на восточной границе.

В составе свиты преобладают мелко- и тонкозернистые песчаники и алевролиты. Резко подчиненным распространением пользуются крупнозернистые песчаники и гравелиты, редко встречаются конгломераты. Роль тонкозернистых пород увеличивается вверх по разрезу, в этом же направлении возрастает и угленосность свиты. Мощность свиты в западной части Чульманской впадины достигает 570 м [96]. Она включает в себя два крупных ритма мощностью 260 м (нижний) и 310 м (верхний), которые при крупномасштабных работах принимаются в качестве подсвит [43]. Граница между ними не очень четкая, что затрудняет расчленение и картирование свиты в полевых условиях.

Нижняя подсвита сложена мощными пачками светло-зеленовато-серых или серых средне- и мелкозернистых песчаников и алевролитов и маломощными угольными пластами. Базальный горизонт свиты обычно имеет небольшую мощность и представлен разнозернистыми гравелистыми песчаниками, редко с включениями отдельных, хорошо окатанных, галек или их скоплений. Вверх по разрезу грубообломочные породы быстро сменяются переслаиванием песчаников средне- и мелкозернистых. Мощность пачки переслаивания не превышает 120 м. В верхней части пачка обогащена прослойями глинисто-алевритовых пород. Среднезернистые песчаники в составе пачки отличаются невыдержанностью по простиранию и выклиниваются в пределах нескольких десятков метров. Выше залегает 140-метровый горизонт, сложенный мощными пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослойями углей. Угленосность толщи увеличивается вверх по разрезу и верхняя 70-метровая пачка включает невыдержаные, расщепляющиеся угольные пласти D_3 – D_5 , которые местами достигают мощности более 0,7 м. Угольный пласт D_5 венчает разрез нижней подсвиты дурайской свиты.

Остальная часть разреза свиты (*верхняя подсвита*) мощностью около 310 м отличается большой литологической пестротой. Верхняя подсвита представляет собой частое переслаивание серых и темно-серых тонко-, мелко- и, реже, среднезернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Начинается разрез верхней подсвиты с мощной (до 80 м) пачки песчаников мелкозернистых, внизу иногда переходящих в среднезернистые. Самая верхняя часть разреза

свиты мощностью около 120 м представлена частым переслаиванием песчаников тонко- и мелкозернистых и тонкозернистых пород, с пластами и прослойями угля. Характерна малая мощность чередующихся слоев и высокая угленосность этой части разреза.

Гранулометрический состав дурайской свиты уменьшается в восточном направлении. Часто вся толща представляет собой сложное переслаивание мелко- и тонкозернистых песчаников, алевролитов, угля, при этом максимум угленосности отмечается в частях разреза, предшествующих и включающих пласти D_5 и D_{19} , и только по этому признаку можно разделить свиту на подсвиты [61, 70, 96].

Отложения дурайской свиты характеризуются сравнительно хорошей сортировкой и окатанностью обломочного материала, повышенной известковистостью пород, обилием в них растительного детрита и высокой угленосностью. В нижних частях разреза свиты отмечается повышенное содержание пирита в виде выделений овальной или округлой формы размером от первых миллиметров до нескольких сантиметров. В верхней части разреза свиты широко развиты сидеритовые (глинисто-сидеритовые) конкреции, приуроченные к горизонтам, вмещающим угольные пласти. Для пород дурайской свиты обычны пологоволнистая, косоволнистая и мелкая косая типы слоистости, по плоскостям наслоения – обилие углефицированного растительного детрита, часто наблюдаются биогенные текстуры.

По совокупности генетических признаков отложения дурайской свиты относятся, в основном, к бассейновым (пресноводно-озерным) фациям с преобладанием фаций подвижного и малоподвижного мелководья, с которыми переходами тесно связаны болотные фации. Аллювиальные отложения распространены незначительно и встречаются, главным образом, в нижних частях разреза свиты. Вверх по разрезу возрастает содержание болотных образований, для которых характерным признаком служит углистость осадков, наличие углей, корневых остатков, конкреций сидерита.

Всего в разрезе свиты установлено до 89 пластов и пропластков углей с мощностями от 0,1 до 6,9 м [96], из них в составе верхней 120-метровой пачки наиболее выдержаны мощные пласти D_{11} , D_{15} и D_{19} . Эта пачка – наиболее тонкозернистая и угленасыщенная часть разреза, она завершает большой юхтинско–дурайский осадочный ритм. По ее кровле (горизонт тонкозернистых пород, вмещающих или замещающих угольный пласт D_{19}) проводится граница между дурайской и кабактинской свитами.

Иногда в подошве песчаных пластов нижней подсвиты встречаются линзовидные прослои с угловатыми или полуокатанными обломками алевролитов – следами размыва углевмещающих горизонтов тонкозернистых пород. Мощность прослоев не превышает нескольких десятков сантиметров, обломки обычно уплощенной формы, размером до 6–7 см. Вмещающие их песчаники содержат скопления крупных обугленных растительных остатков.

Песчаники слагают более половины разреза свиты (55 %). Преобладают мелкозернистые разности (25 % разреза), среднезернистые составляют около 6%, крупнозернистые почти не встречаются (0,5 %). Последние развиты в самых нижних горизонтах свиты и часто содержат значительную примесь плохо окатанных гравийных зерен; сортировка их плохая, текстура массивная, состав полевошпат-кварцевый. Остальную часть разреза свиты (до 24 %) составляют переходные разности между алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (песчаники алевритовые, тонкозернистые, алевролито-песчаники). Песчаники дурайской свиты темно-серые и серые, при выветривании приобретают характерную зеленовато-серую или зеленовато-бурую окраску. Обломочный материал отличается средней и хорошей сортированностью; зерна окатанные или полуокатанные. По составу песчаники относятся к аркозовой или кварцевой группам (содержание кварца в низах свиты – 40–60 %, вверх по разрезу постепенно уменьшается до 30–40 %; полевых шпатов, соответственно, от 25 до 65 %, из них абсолютно преобладают плагиоклазы). Количество обломков пород невелико (менее 10 %), они представлены различными кремнистыми породами, микропегматитами, кварцитами, эфузивами кислого и среднего состава. Из акцессорных минералов в песчаниках больше всего циркона и апатита, встречаются также турмалин, ильменит (в нижних горизонтах свиты), гранат, сфен, эпидот (в верхних частях разреза свиты), рутил, пироксен. Кроме того, в минеральном составе дурайских песчаников отмечается повышенное содержание биотита (2–5 %). В общем, для дурайской свиты характерен циркон-апатит-ильменит-биотитовый комплекс акцессорных минералов [4, 17]. Из аутигенных образований определены пирит и сидерит. В песчаниках верхней части свиты отмечен пирокластический материал (остроугольные обломки кварца, полевого шпата, хлоритизированного стекла) в количестве отдельных обломков до 10 %, размер частиц – 0,1–0,5 мм [96]. Цемента в песчаниках – 15–20 %, в отдельных случаях до 35 %. По типу он поровый, контактовый, иногда пленочный и базальный, по составу – глинисто-гидрослюдистый, кремнисто-серитовый, кварцевый (в том числе регенерационный), карбонатный, по структуре – мелко-

зернистый (в случае карбонатного – крупнозернистый). В песчаниках постоянно присутствует тонкий рассеянный растительный детрит.

Алевролиты, наряду с мелкозернистыми песчаниками, являются главной составляющей частью дурайской свиты, слагая с аргиллитами до 42 % ее разреза. Чаще всего алевролиты из-за большой примеси тонкого углистого материала имеют темно-серый, до черного цвет. По структуре преобладают крупнозернистые (размер зерен – 0,05–0,1 мм) разности. Минеральный состав их аналогичен песчаникам при повышенных содержаниях биотита (10–15 %). Обломочные зерна преимущественно неокатанные (угловатые), реже – полуокатанные. Цемента в алевролитах – 10 %, по типу он поровый, по составу – гидрослюдистый, тонкочешуйчатый. Встречаются также алевролиты с карбонатно-глинистым цементом, образующие маломощные прослои.

Аргиллиты встречаются часто, залегают обычно в подошве и кровле угольных пластов или в пачках переслаивания с алевролитами. Выделяются три разновидности: однородные, алевритовые и углистые. Цвет аргиллитов темно-серый, темно-бурый, черный, желтовато-коричневый. Текстура, чаще всего, неяснослоистая (неотчетливая горизонтальная) или комковатая. Глинистая составляющая аргиллитов хлорит-гидрослюдистая с примесью тонкодисперсного кремнезема; обломочная представлена остроугольными зернами алевритовой размерности кварца, полевых шпатов, циркона, чешуйками биотита. Отмечаются аутигенные пирит, сидерит, глауконит [17]. Алевритовые и углистые примеси присутствуют в количествах до 40–50 %, вторые – чаще в виде рассеянного органического вещества, смешанного с глинистым до образования единой массы. Встречаются также углефицированные части растений, остатки фауны.

Дурайская свита включает множество угольных пластов различной мощности, сконцентрированных, главным образом, в верхней подсвите. Общее содержание углей в составе свиты – 3 %. Угли каменные, гумолитовой группы подкласса гелитов, черные (иногда с серым оттенком) блестящие, полублестящие, полуматовые или матовые однородные или линзовидно-полосчатые, реже – штриховатые, со стеклянным, редко с жирным смоляным блеском; излом угловатый, неправильный или плоскораковистый; отдельность призматическая; угли хрупкие. Полосчатость обусловлена большим количеством тонких линз углистых пород. Органическая часть углей почти целиком состоит из гелифицированного вещества (84–100 %), содержание фузенизированных компонентов крайне мало (от долей до 1 %, редко – 2–4 %), липоидные компоненты не фиксируются. Угли характеризуются большим содержанием минеральных примесей, которые представлены каолинитом, карбонатами (прожилки кальцита), обломочным кварцем и пиритом. Глинистый материал образует тонкорассеянную вкрапленность в органической массе, не поддающуюся удалению при обогащении. В верхних пластах свиты встречаются прослои углей сапро-гумолитовой группы: массивных однородных или штриховатых с раковистым или занозистым изломом очень вязких с малым удельным весом.

Почти повсеместно отложения свиты покрыты густой растительностью, более обильной на площадях развития верхней подсвиты, что обусловлено наличием в разрезе многочисленных пачек тонкозернистых и углистых пород. Характерны заболоченность, густой подлесок, лиственничная тайга. Глыбовые осьпи и россыпи весьма редки и приурочены, как правило, к низам разреза на выходах пластов грубо- и среднезернистых песчаников. В то же время частое переслаивание различных пород, присущее дурайской свите, образует на склонах водоразделов большое количество денудационных уступов («ступенчатые склоны»). Высота уступов изменяется в пределах от 1 до 3–4 м, иногда больше.

На черно-белых АФС фототон дурайской свиты обычно темно-серый, кроме основания, фиксируемого по светлой полосе. Гравелистые песчаники базального горизонта дают хорошо видимый разновысотный уступ. Нижняя часть свиты более песчаниковая, поэтому местами имеет вид, напоминающий юхтинскую свиту (относительно редкие уступы, ровный серый или светло-серый фототон). Для большой части дурайской свиты характерен более темный тонко-полосчатый или крапчатый фототон. Часто наблюдаются верховые болота. Угольные пластины фиксируются черными полосами. Граница между дурайской и вышележащей кабактинской свитами на снимках устанавливается по смене темно-серого фототона серым с более редким чередованием светлых и темных, сравнительно широких полос.

Флора дурайской свиты в возрастном отношении не четко выражена. Большинство встречающихся видов имеет большое вертикальное распространение. В результате детальных палеоботанических исследований, проводившихся в основном в Чульманской впадине, было установлено, что главная роль в комплексе дурайской флоры принадлежит средненеурским папоротникам, однако со значительной примесью поздненеурских форм. Отмечается большое разнообразие видового состава папоротников родов *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*, обилие чекановскиевых, гинкговых и почти полное отсутствие хвойных. В западной части Чульманской впадины были определены *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn. (наиболее частый вид в средней

юре), *C. whitbiensis* (Brongn.) var. *punctata* Brick., *C. spectabilis* (Heer) Font., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. speciosa* Heer, *Ginkgo sibirica* Heer, *G. flabellata* Heer, *Elatides brandtiana* Heer, *Leptostrobus laxiflora* Heer, *Desmiophyllum* sp., *Czekanowskia rigida* Heer [55]. Находки ископаемой флоры указывают на среднеюрский возраст свиты. Кроме того, в обнажении «Гыннахын-Ухольдякын» (правый берег р. Унгра, выше устья р. Синсирик) в нижней подсвите дурайской свиты обнаружены остатки ископаемой фауны, представленной мелкими пресноводными пелециподами: *Ferganoconcha (Tutuella) jeniseica* (Tschern.) Martins, *F. cf. subcentralis* Tschern., *F.* sp., свидетельствующие о среднеюрском (байосском) возрасте отложений.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В пределах листа верхнеюрские угленосные отложения широко развиты в бассейнах рр. Барылах-Олонгра, Алдакай, Унгра. Представлены они кабактинской, беркаитской и нерюнгринской свитами, залегающими между собой согласно и по надвигу перекрытыми с юга докембрийскими кристаллическими образованиями.

Кабактинская свита. Отложения кабактинской свиты распространены от приустьевой части р. Кускадай-Олонгра до р. Унгра, образуя дугообразно изогнутый выход, вытянутый в субширотном направлении.

Состав кабактинской свиты представлен преимущественно песчаниками, среди которых резко преобладают среднезернистые разности. Усредненный состав свиты: угли – до 1 %, алевролиты – 14 %, песчаники – 73 % (среднезернистые – 48 %, мелкозернистые – 25 %, тонкозернистые – 4 %). Конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники суммарно слагают до 8 % объема свиты и встречаются по всему разрезу в виде линз или маломощных прослоев. Пласти кабактинских песчаников имеют мощность до 40–60 м. Они хорошо выдержаны по простиранию. Тонкозернистые породы (алевролиты, редко – аргиллиты) имеют подчиненное развитие при довольно широком площадном распространении. К пачкам тонкозернистых пород, мощность которых колеблется от первых метров до 15–20 м, часто приурочены углерождения, в основном нерабочей мощности. Верхняя часть разреза свиты мощностью около 150 м характеризуется увеличением доли мелкозернистых песчаников и алевролитов.

В западной части Чульманской впадины кабактинская свита имеет мощность от 610 до 1 110 м и подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты, за границу между которыми принята кровля пачки алевролитов, вмещающих пласт угля K_{17} (или аномальную зону угленасыщенности $K_{15}–K_{17}$). В составе подсвит принципиальных отличий нет, а мощности их уменьшаются с востока на запад [96].

В составе *нижнекабактинской подсвиты* (J_3kb_1) мощностью 230–520 м преобладают песчаники среднезернистые (до 52 %). Тонко- и мелкозернистые песчаники составляют 22 %, крупнозернистые песчаники и конгломераты – 4 %. Тонкозернистые породы составляют 18 %, угли – до 1 %. В целом разрез представляет собой переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых, залегающих пачками от 5–10 до 60 м мощностью. Среди них встречаются маломощные пачки алевролитов, к которым приурочены пласти и пропластки углей.

На правобережье руч. Амнунначи мощность *нижнекабактинской подсвиты*, составляет до 520 м. К западу подсвита, теряет мощность: на водоразделе рек Барылах-Олонгра и Барылах она составляет 360 м, в долине руч. Продольный – 230–260 м. Сокращение мощности происходит за счет выпадения из разреза верхних пачек пород, содержащих пласти $K_{13}–K_{17}$ [96]. Пласти угля $K_{13}–K_{17}$, вероятно, выклиниваются уже на правом борту долины р. Барылах-Олонгра. Западнее в разрезе отмечается размыв и появление гравелитов с галькой осадочных пород. Кроме выклинивания пачек пород в этом же направлении отмечается и общее уменьшение угленасыщенности разреза. Местами в песчаниках отмечается примесь грубозернистого материала, вплоть до хорошо окатанной кварцевой гальки, и косая слоистость.

Верхнекабактинская подсвита (J_3kb_2) мощностью 380–590 м также представляет собой переслаивание песчаников разного гранулометрического состава (среднезернистых – 44 %, мелкозернистых – 29 %, тонкозернистых алевритовых песчаников и алевролитов – до 13 %). В составе подсвиты заметно увеличивается доля крупнозернистых песчаников и конгломератов до 14 %. Углей не более 1 %. В основании верхней подсвиты, залегает пачка песчаников мощностью до 150 м, не содержащая угольных пластов и перекрывающая горизонт пластов $K_{15}–K_{17}$.

Характерными особенностями кабактинской свиты, в отличие от нижележащей дурайской, являются: резкое преобладание в ее составе светлоокрашенных песчаников, значительная мощность песчаных пачек, худшая сортированность и окатанность обломочного материала, горизонтальная и пологоволнистая слоистость или ее отсутствие (массивная текстура), реже – крупная косая слоистость, меньшая насыщенность пород органическими остатками, а разреза свиты

в целом – пластами угля. Углепроявления по разрезу свиты распределены в основном равномерно, при этом относительно устойчивые по площади и мощности пласти угля связаны с верхними частями ритмов мощностью около 110–160 м.

Кабактинским отложениям характерны внутриинформационные размыты, в них более выражена неустойчивость мощностей и фаций по простиранию. Фациальный состав отложений кабактинской и дурайской свит сходен и отличается лишь соотношением фаций. В кабактинской свите доля отложений подвижного, особенно малоподвижного, мелководий резко уменьшается, а открытой части бассейна и выноса рек в бассейн (дельтовые) – увеличивается. Болотные образования встречаются по всему разрезу, их содержание возрастает к верхней части разреза свиты. Во вскрытой части разреза свиты установлено до 56 пластов и пропластков угля с мощностями от 0,1 до 5,5 м, при этом отмечается увеличение угленасыщенности в восточном направлении. Наиболее высокая угленосность и выдержанность угольных пластов отмечается в средней части свиты [96]. Относительно устойчивой мощностью и площадным развитием пользуются угольные пласти К₈–К₉, К₁₁–К₁₃, К₂₄–К₂₅. Большинство же угольных пластов распространены на локальных участках, они линзовидные и, как правило, не рабочей мощности. Подавляющее число пластов угля характеризуется сложным строением.

Песчаники в составе свиты встречаются во всех гранулометрических разностях. Они имеют светлые тона окраски (белые, светло-серые, светло-бурые), в верхней части разреза – до темновато-серых. Сортировка и окатанность обломочного материала средняя, до относительно хорошей. Песчаники представляют собой типичные аркозы (кварца – от 35 до 50 %, полевых шпатов – 40–55 %, обломков пород – до 10 %) [18, 68, 96]. Среди полевых шпатов основная роль принадлежит плагиоклазам. Обломки пород представлены кремнями, микрокварцитами, микропегматитами, кислыми эфузивами, кварц-хлоритовыми сланцами. В песчаниках нижнекабактинской подсвиты отмечен пирокластический материал (до 10 %) [96]. Аксессорные минералы: сфеен, гранат, эпидот, циркон, слюды, также встречаются апатит, лейкоксен, ильменит. Комплекс аксессорных минералов (эпидот–гранат–сфеен) является корреляционным признаком для верхнеюрских отложений [4, 17]. Аутогенным явлениями являются хлорит, лейкоксен, реже – кварц, редко – цеолит. Цемента мало (5–10 %), по типу он поровый, по структуре и составу – мелкочешуйчатый глинисто-гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый. Отмечается также карбонатный цемент (в этом случае его до 20 %), реже – регенерационно-кварцевый, хлорит-ломонитовый и ломонитовый.

Алевролиты обычно темно-серого цвета с пологоволнистой и горизонтальной, реже волнистой и мелкой косой слоистостью. Минеральный состав алевролитов идентичен песчаникам, при этом содержание обломков пород незначительно, а содержание биотита может достигать 15 %. Распространены пирит и гидроокислы железа. Нередки глинистые разности. Цемент в алевролитах базального типа, реже – поровый, имеет гидрослюдистый и хлорит-гидрослюдистый состав.

Угли каменные, относятся к группе гумолитов подкласса гелитов. Они черного или черно-серого цвета блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые (степень блеска зависит от количества минеральных примесей). Блестящие и полублестящие угли хрупкие, полуматовые и матовые – вязкие с большим удельным весом. По структуре угли зернистые, до стеклообразных, по текстуре однородные, штриховатые или полосчатые. Излом плоскораковистый, угловатый или неровный, отдельность призматическая или параллелепипедальная. Угли на 84–100 % сложены микрокомпонентами группы витринита и исключительно бедны микрокомпонентами группы фюзенита (от долей до 1 %, редко – 2–4 %), липоидные компоненты не обнаружены, микстинита – от следов до 16 %. Минеральные включения в углях представлены преимущественно дисперсно распределенным каолинитом, а также обломочным кварцем, прожилками кальцита, редко – пиритом.

На выходах пород кабактинской свиты распространены глыбовые осыпи и россыпи песчаников, а растительность редкая и представлена ягелем, стланиками, сосновой, реже – лиственницей. Отсутствуют верховые болота.

На АФС в районах расчлененного рельефа отложения свиты характеризуются светлым фототоном и грубополосчатым фоторисунком, то есть сравнительно редким чередованием относительно широких светлых полос (мощные песчаниковые пачки) с узкими темными полосами (алевритовые пачки с приуроченными к ним угольными пластами). В районах с пологовалистым рельефом различия в фототоне площадей, занятых отложениями дурайской и кабактинской свит, часто не наблюдаются. На относительно ровном сером или даже темно-сером зернистом фототоне выделяются нечеткие, более светлые, сравнительно широкие полосы, соответствующие песчаникам нижней части кабактинской свиты.

Ископаемая флора кабактинской свиты весьма разнообразна. В разрезе свиты выделяются

два фитогоризонта: кабактинский (нижняя подсвита) и кабактинско-беркакитский (верхняя подсвита). В составе флоры преобладают папоротники – как те, что были развиты в средней юре, так и множество новых видов. Многочисленны *Coniopteris*, повсеместно встречаются *Czekanowskia ex gr. rigida* Heer. Появляются хвойные роды *Pagiophyllum*, *Brachiphyllum*, *Elatocladius*, *Taxocladus*. На описываемой площади в кабактинских отложениях определены: *Cladophlebis* sp., *C. cf. denticulate* Brongn., *C. lobifolia* (Prill.) Brongn., *C. delicatula* Yabe et Oishi, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Brachiphyllum* sp. (п. Унгра) [55], *Cladophlebis* sp. cf. gr. *C. whitbiensis* Brongn., *C. sp. cf. C. tongusorum* Pryn., *Coniopteris sibirica* Pryn., *Gleichenia* sp., *Pagiophyllum setosum* [70], *Cladophlebis williamsonii* Brongn., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Baiera annertii* Krysht. [19], указывающие на позднеюрский возраст свиты. В нижней части разреза кабактинской свиты встречается *Raphaelia cf. duraensis* Vachr., а в самых низах найдена среднеюрская фауна родов *Pseudocardinia* и *Ferganoconcha* [32], что позволяет возраст нижнекабактинской подсвиты принимать как конец средней–начало поздней юры (келловей–оксфорд).

Беркакитская свита ($J_3 br$). Отложения беркакитской свиты распространены на левобережье среднего течения реки Синсирик и в междуречье Синсирик–Лев. Унгра–Прав. Унгра. Они согласно залегают на кабактинской свите и так же согласно перекрываются нерюнгриканской свитой верхней юры.

В общем виде беркакитская свита представляет собой довольно частое чередование пород различного гранулометрического состава, в том числе каменных углей. Ее усредненный состав характеризуется преобладанием песчаников мелкозернистых (более 50 %) и относительно большим содержанием алевролитов и аргиллитов (до 25 %), в связи, с чем она может рассматриваться как алевролито-песчаная угленосная формация. Угленосность и содержание тонкозернистых пород увеличиваются вверх по разрезу. Сходство беркакитской свиты с дурайской очевидно, однако есть существенные отличия. Прежде всего, это значительно худшая сортировка и окатанность обломочного материала во всех типах пород. Плохо сортированные грубо-зернистые песчаники встречаются по всему разрезу свиты. В ее основании на водоразделах между руч. Хоктокит, р. Алдакай и истоками р. Амнунначи в толще мелко-среднезернистых песчаников залегают многочисленные пласти и прослои гравелитов (дресвяников) и крупно-зернистых песчаников, изредка – мелкогалечных конгломератов и песчаников алевритовых. На водоразделе рек Синсирик и Лев. Унгра содержание крупнозернистых песчаников и гравелитов в составе свиты более 7 %, последние иногда образуют слои мощностью до 20 м [71]. Выше свита представлена переслаиванием пачек среднезернистых и мелкозернистых песчаников, еще выше сменяющимся частым переслаиванием алевролитов, песчаников алевритовых и мелкозернистых. Мощность свиты составляет 740–760 м [83]. В ее разрезе выделяются две толщи: нижняя мощностью 330–340 м – песчаная и верхняя мощностью 410–420 м – песчано-алевритовая.

Нижняя толща сложена песчаниками мелко- и среднезернистыми, залегающими в виде пластов мощностью до 25 м в нижней части разреза свиты и до 5–6 м – в верхней. Алевролиты залегают в верхах ритмов и к ним, как правило, приурочены угольные пласти. Угленосность резко возрастает в верхней части толщи (130–140 м), насыщенной тонкозернистыми породами.

В верхней толще песчаники крупно- и среднезернистые встречаются редко (лишь в низах ритмов), местами полностью замещаются песчаниками мелко- и тонкозернистыми. Нижняя часть толщи (220–230 м) является более песчаной с относительно равномерным распределением углерождений по разрезу. Верхняя часть разреза толщи (180–190 м) представлена чередованием песчаников мелкозернистых и алевролитов. Угленосность постепенно возрастает вверх по разрезу и свита завершается частым переслаиванием алевролитов, аргиллитов, углей и мелкозернистых песчаников. Мощность пластов, слагающих верхнюю толщу, редко превышает 10–12 м, чаще составляет 6–8 м и менее.

В целом для беркакитской свиты характерен преимущественно мелко- и тонкозернистый состав пород при плохой и средней сортированности и окатанности обломочного материала, развитие косослоистых, полого- и косоволнистых текстур, высокая угленосность за счет большого количества углерождений. Всего в составе свиты установлено до 70 пластов и пропластков угля с мощностями от 0,12 до 3,4 м [83]. Отмечается уменьшение гранулометрического состава отложений в юго-западном направлении.

Характерной особенностью беркакитской свиты является разнообразный и быстро изменяющийся по площади фациальный состав. Здесь развиты фации открытой части бассейна, подвижного и малоподвижного мелководья (заливно-лагунные), выносов рек в бассейн (дельтовые) и тесно связанные с ними фации баров, пляжей и кос. В верхней части свиты встречаются аллювиальные отложения, характерные для русел рек с медленным течением. Распространены болотные отложения, их содержание постепенно возрастает вверх по разрезу.

Песчаники слагают до 80 % разреза свиты. Преобладают мелкозернистые (54 %) разности, среднезернистые составляют около 24 %, крупнозернистые – от 2 до 3,6 %. Значительная часть песчаников представлена смешанными или переходными разностями, в частности – алевритовыми. Песчаники беркаитской свиты зеленовато-серые, серые и темно-серые. Обломочный материал средне или плохо сортированный, зерна полуокатанные, до плохо окатанных. Текстура слоистая: косая (крупная или мелкая), косоволнистая, реже – неравномерная пологоволнистая или горизонтальная. По составу песчаники относятся к чистым аркозам. Содержание кварца – 18–22 %, редко – 25 %; полевых шпатов – 32–78 % (из них абсолютно преобладают пла-гиоклазы), обломков пород – 1–3 %. В среднезернистых разностях содержание кварца возрастает до 40–60 %, полевых шпатов снижается до 30–42 %, при этом преобладают калиевые разности. Обломки пород представлены кварцитами, кремнями, аргиллитами, гранитами, различными эфузивами. Аксессорные минералы: циркон, апатит, гранат, сфен, биотит, монацит, рутил, магнетит, зеленая роговая обманка, ортит. Цемента обычно 5–10 %, по типу он поровый, плечистый, реже – соприкосновения, по составу – гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, кремнисто-гидрослюдистый, по структуре – тонкоагрегатный. Нередко встречаются песчаники с поровым ломонтитовым цементом.

Алевролиты образуют пачки мощностью до 10 м. Они темно-серые, до черных крупно- и мелкозернистые, чаще всего с полого- и косоволнистой слоистостью. Вещественный состав алевролитов аналогичен песчаникам при более высоких содержаниях кварца (40–60 %) и биотита (до 15 %). Распространены пирит и гидроокислы железа. Цемент поровый и базальный хлорит-гидрослюдистый тонкоагрегатный или мелкочешуйчатый. Алевролиты обогащены тонко рассеянным органическим веществом, часть из них – углистые.

Угли слагают до 2 % объема беркаитской свиты, образуя многочисленные невыдержаные пласти, сосредоточенные, в основном, в верхней части свиты. Угли гумолитовой группы подкласса гелитов. Они черные или черно-серые полублестящие хрупкие (в нижней части свиты) или полуматовые и матовые вязкие однородные штриховатые, полосчатые с плоскораковистым или мелкоступенчатым изломом, со столбчатой, призматической, чешуйчатой отдельностью. Содержание микрокомпонентов группы витринита – 87–100 %, фюзенита – 0–5 %. Угли характеризуются большим содержанием минеральных примесей, представленных карбонатом (заполняет трещины), терригенным кварцем и глинистым материалом.

Беркаитская свита начинается мощной пачкой песчаников, которая на АФС выделяется светло-серым полосчатым фототоном (на местности – это осьпи, ягельные поляны). Для средней и верхней части беркаитской свиты характерно довольно частое переслаивание песчаников с тонкозернистыми породами и углами. На фотоснимках это переслаивание выражается чередованием различно окрашенных полос и тонких линий: песчаники фиксируются светло-серым крапчатым фототоном (редкая растительность), а тонкозернистые породы – темно-серым фототоном (сгущение древесно-кустарниковой растительности). Верхние части разреза свиты, в которых преобладают глинисто-алевритовые отложения, характеризуются ровным серым фототоном (переувлажненные и заболоченные участки с мощным моховым покровом). Присущая отложениям беркаитской свиты фациальная неустойчивость отражается изменением оттенков цвета в пределах пластов. Зона распространения беркаитской свиты имеет сложное тектоническое строение, что затрудняет дешифрирование АФС.

Возраст беркаитской свиты определяется по весьма разнообразной флоре как позднеюрский (киммеридж–волжский) [10, 18, 40]. На описываемой площади в отложениях свиты определены *Equisetites tenuis* Prosv., *Coniopteris* cf. *vsevolodii* E. Leb., *Cladophlebis* ex gr. *haiburnensis* (L. et H.) Br., *C. cf. williamsonii* (Br.) Br., *Raphaelia diamensis* Sew., *Butevia* sp., *Elatocladius* sp. [83].

Нерюнгринская свита (J₃lr). Отложения, завершающие разрез мезозойского комплекса, распространены ограниченно в междуречье Синсирик–Прав. Унгра. Они согласно залегают на отложениях беркаитской свиты, слагая ядро Унгинской синклиналии, и представлены переслаиванием пачек песчаников (от крупно- до мелкозернистых) и гравелитов. Тонкозернистые породы, вмещающие угольные пласти, развиты незначительно (менее 10 %). Мощность песчаниковых пачек – 10–20 м, они разделяются слоями алевролитов мощностью не более 3–4 м, чаще – 1–2 м. Общая мощность отложений нерюнгринской свиты достигает 525 м [83]. Этим отложениям свойственен очень невыдержаный гранулометрический состав. Породы нередко разнозернистые и представляют собой переходы между группами. Песчаники крупно- и среднезернистые и гравелиты часто содержат угловатые и полуокатанные обломки алевролитов размером до 2–4, реже – 8–10 см, гальку кристаллических пород до 2–3 см, линзы углистого материала и крупные углефицированные части растений. В разрезе выделяются три горизонта с повышенным содержанием тонкозернистых пород и углей. Первый в 210 м выше подошвы сви-

ты коррелируется с горизонтом угольного пласта Н₄, второй в 310–330 м выше подошвы – с горизонтом пласта Н₅, третий в 430–450 м выше подошвы – как пласт Н₇. Всего в разрезе установлено до 27 углепроявлений мощностью от 0,1 до 1,67 м [83].

Для отложений нерюнгриканской свиты характерна незначительная угленосность, плохая или средняя окатанность и сортированность обломочного материала в породах, косая или волнистая слоистость, обилие внутриформационных размывов и резкая фациальная изменчивость, особенно в верхней части разреза. По условиям накопления эти отложения относятся преимущественно к аллювиальным образованиям, отчасти – к болотным, очень редко – к озерным [18, 50, 55].

Песчаники различного гранулометрического состава серые, серо-зеленые и желтовато-зеленые с преимущественно плохой, до средней сортированностью и окатанностью зерен, они составляют около 94 % разреза. Преобладают среднезернистые разности с многочисленными прослойками крупнозернистых и гравелитов, с тенденцией погребения состава вверх по разрезу. Слоистость в песчаниках редкая, крупная, косая, в более мелкозернистых разностях – мелкая косая, косоволнистая или прерывистая волнистая. Состав песчаников аркозовый: кварца – 27–33 %, в верхней части разреза – менее 25 %; плагиоклазы абсолютно преобладают – 40–53 %, иногда до 70 %; микроклина – 6–15 %; биотита – 1–3 %. Обломки пород присутствуют в количестве менее 10 %, они представлены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, кварцитами, гранитоидами, реже – эфузивами и метаморфическими породами. Аксессорные минералы в основном представлены апатитом, цирконом и роговой обманкой, количество которой увеличивается вверх по разрезу, реже встречаются гранат, сфен, рутил, ильменит. Из аутигенных минералов отмечаются эпидот, сфен, барит, пирит, гидроокислы железа [18]. Цемент поровый, контактово-поровый, реже – пленочный, по составу он гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, хлоритовый тонкочешуйчатый; встречается базальный кальцитовый цемент.

Алевролиты разнозернистые совместно с аргиллитами слагают маломощные пачки, прослои, линзы в толще песчаников и в свою очередь сами часто содержат линзы песчаников. Цвет их зеленовато-серый, темно-серый, до черного; текстура разнообразная: от неслоистых до с четкой горизонтальной, пологоволнистой, мелкой косой, косоволнистой или сложной слоистостью. Часто наблюдаются комковатые текстуры, встречаются корневые остатки и отпечатки флоры. Сортированность и окатанность обломочного материала обычно плохие, состав аналогичен песчаникам, но с повышенным содержанием кварца (до 60 %) и биотита (5–15 %) и пониженным содержанием полевых шпатов (43–48 %) с абсолютным преобладанием плагиоклазов. Цемента в алевролитах – 10–30 %, он базального типа, гидрослюдисто-хлоритовый тонкочешуйчатый.

Угли гумусовые черно-серые, преимущественно полуматовые и матовые, с редкими прослойями полублестящих, вязкие с большим удельным весом полосчатые, штриховатые или однородные. Почти целиком состоят из гелифицированного органического вещества (92–100 %) и содержат крайне мало фузенизированного вещества (0–7 %), литинитовые компоненты не обнаружены. Значительную часть углей составляют минеральные примеси: каолинит, кальцит, терригенный кварц.

На фотоснимках граница между берракитской и нерюнгриканской свитами хорошо дешифрируется благодаря характерному светло-серому крапчатому фототону, присущему мощным песчаниковым толщам. Горизонты углисто-алевритовых пород встречающиеся в разрезе нерюнгриканской свиты, дешифрируются по темно-серому фототону.

Возраст нерюнгриканской свиты определяется как позднеюрский по присутствию *Raphaelia diamensis* Sew. и *Cladophlebis aldanensis* Vachr., которые неизвестны в вышележащей раннемеловой холодниканской свите. Наряду с типично позднеюрскими формами, в верхних частях разреза нерюнгриканской свиты начинают появляться представители раннемеловой флоры – цикадофиты рода *Ctenis*, *Pterophyllum cf. burejense* Pryn., папоротники *Cladophlebis cf. pseudolobifolia* Vachr., *Lobifolia cf. novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Leb. В целом для свиты характерно значительное уменьшение частоты встречаемости папоротников и хвоцовых и увеличение – хвойных *Pityophyllum*, которые преобладают в ней совместно с чекановскими [40]. На описываемой площади в отложениях свиты определены *Equisetites* sp., *Coniopteris* sp., *Lobifolia cf. novopokrovskii* (Pryn.) Rassk. et E. Leb., *L. sp.*, *Cladophlebis williamsonii* (Br.) Br., *C. sp.*, *Raphaelia diamensis* Sew., *R. sp.*, *Ctenis* spp., *Butezia* sp., *Sphenobaiera* sp., *Czekanovskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopsis* sp., *Pityophyllum* sp., *Elatocladus* sp. [55]. Эти определения сделаны по растительным остаткам из скважин. Скважинами вскрыты отложения берракитской и нижней части (до 200 м) нерюнгриканской свиты. Вышележащая часть разреза флористически не охарактеризована и ее возраст неясен. Считается возможным предположить, что угольный пласт, проиндексированный как Н₅, венчает разрез нерюнгриканской свиты, мощность которой в этом случае

составляет 330–350 м, то есть в пределах значений, установленных в стратотипической местности (Нерюнгринское месторождение). «Положение этого пласта отмечается в большинстве разрезов скважин, горизонт его связан с пачкой тонкозернистых пород до 15–20 м мощностью, имеющих корреляционное значение» [83, с. 45]. Предшествующий ему ритм III порядка (междупластье Н₄–Н₅) мощностью около 100 м характеризуется повышением грубозернистости пород, здесь наиболее часто встречаются внутриформационные размыты, полуокатанные обломки и галька метаморфических пород, что свойственно верхней части нерюнгриканской свиты. Вышележащая толща мощностью более 200 м, вполне вероятно, относится к холодниканской свите и имеет раннемеловой возраст, но окончательно решить этот вопрос можно лишь после проведения дополнительных флористических исследований.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРА ТЕМА

Кайнозойские отложения развиты по всей площади, перекрывая более древние образования. В возрастном отношении они подразделяются на палеогеновые, палеоген–неогеновые нерасчлененные, неогеновые и четвертичные.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования палеогена представлены аллювием эоцена и корой выветривания эоцен–олигоцена.

ЭОЦЕН

Унгринская свита (αР₂up). Отложения унгринской свиты впервые были выделены Е. Б. Хотиной в 1974 году в долине Унгры [46, 47] в качестве юхтинской свиты. Позже, по наибольшему развитию их в долине р. Унгра, они были переименованы в унгринскую свиту. Ранее Ильиных А. П. [19] отмечал наличие древнего аллювия, перекрытого ледниками образованиями, в бассейнах рек Прав. и Лев. Унгра.

Унгринская свита в пределах листа занимает 10 % площади. Ее выходы располагаются на уровне абсолютных отметок 550–1 100 м водоразделов рек Алдакай–Синсирик–Лев. и Прав. Унгра и в их бассейнах. В последних ими сложены цокольные террасы высотой 12–20 м. Меньшим развитием эти отложения пользуются в долинах рек Амедиши, Алдан и Буричэ. Южной границей распространения отложений является Южно-Якутский надвиг.

Разрез унгринской свиты на левом берегу р. Унгра, в 1,5 км ниже слияния Прав. и Лев. Унгры (сверху):

1. Валунно-галечные отложения: редкие валуны, галька архейских пород, лимонитизированные с поверхности, порой разрушенные, вмешаемые пятнистым глинисто-песчаным материалом с примесью ила и дресвы. Пятнистая окраска (ярко-оранжевая, бурая, рыжая) обусловлена гидроокислами железа. В кровле пачки – мелкие валуны, гравий, галька, плотно упакованные в глинистый песок охристого цвета. Граница с нижележащим слоем фиксируется валунами.....0,3–0,5 м
2. Ритмичное переслаивание яркоокрашенных валунно-галечных отложений, вмешаемых глинисто-песчаным материалом. Ритмичность обусловлена более крупными валунами. Мощность ритмов 0,85–0,95 м. В составе валунов преобладают архейские породы, галек – песчаники и алевролиты, часто лимонитизированные, «лакированные» «старые» выветрелые. В этом слое наблюдаются линзы мощностью 0,1–0,3 м, сложенные гальками или гравием без заполнителя.....2,8–3,0 м
3. Ритмичные чередования валунно-галечных отложений, вмешаемых песком. Песок разнозернистый (средне-, крупно- и мелкозернистый) полимиктового состава (амфибол, пироксен, кварц, полевой шпат) с преобладанием зерен темноцветных минералов, обуславливающих серый цвет слоя и его сыпучесть. Зерна песчин средней и слабой, редко хорошей окатанности. Валуны, иногда расколотые, представлены архейскими породами (метагаббро и гранитами), галька – юрскими песчаниками и алевролитами, иногда «лакированными». Ритмичность обусловлена более крупными валунами. Мощность ритмов 0,85–1,15 м. Внутри ритмов отмечаются микrorитмы мощностью 0,1–0,3 м. Нижняя часть слоя пересыпана валунно-галечным материалом на 3–4 м.....6–7 м
4. Конгломераты слабо литифицированные – галька юрских и архейских пород, плотно сцепленные дресвой алевролитов и углистым веществом. В конгломератах наблюдается ритмичность осадконакопления, обусловленная наличием слойков, обогащенных более крупной галькой. Степень литификации значительно ниже, чем в юрских или меловых отложениях0,6 м

Общая видимая мощность унгринской свиты 10,7 м. По данным бурения мощность свиты от 14 м [70] до 35 м [58] (водораздел рек Бурпала–Левая Унгра).

Унгринская свита палинологически датируется эоценом.

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Якокутская толща ($iP_{2-3}jak$) впервые выделена С. П. Механошиным в Алданском регионе, где она была ошибочно датирована миоценом. Е. Б. Хотиной эти отложения были датированы палеогеном [45], затем последующими работами [46] их возраст был уточнен.

Якокутская толща представляет собой *остаточную кору выветривания*, реликтово сохранившуюся на плоских вершинах водоразделов, на абсолютных высотах 920–1 120 м и развитую на породах различного состава и возраста. Разрез отложений на площади листа изучен недостаточно. По данным Е. Б. Хотиной [48] в основании толщи лежит выветрелый дресвяной песок со значительным содержанием пелитовой фракции, в средней части – белесый глинистый песок кварцевого состава с реликтовыми зернами каолинизированного полевого шпата, в верхней части – грубодисперсная, затем – тонкодисперсная вязкая «жирная» глина. Отличительным признаком толщи является белая, грязно-белая, сероватая, желтая и пятнистая окраска глины.

Предполагаемая мощность свиты 0,5–5,0 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Эта *переотложенная кора выветривания* ($iP-N$), выходы которой развиты на водоразделе руч. Чея и Кедерей в интервале абсолютных высот 880–1 000 м, относительные высоты над днищем долины Алдана составляют 90 м.

Разрез отложений изучен недостаточно. Верхняя его часть представлена (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,03 м
2. Уплощенные, угловатые и полуокатанные обломки архейских пород (примерно 60–70 %), вмешаемые серой супесью с примесью глины	0,15 м
3. Суглинки темно-серые с незначительным количеством дресвы и редкой галькой с корнями растений.....	0,1 м
4. Глина коричневато-бурая очень вязкая с корнями растений	0,11 м
5. Глина желто-бурая с редкой галькой средней окатанности.....	0,26 м
6. Глина желтовато-бурая с примесью дресвы (40 %), редких галек архейских пород, гравия (5 %), обломков (5 %)	0,15 м

Изученная мощность отложений 0,8 м.

В спектре проб из слоя 5 встречается пыльца голосеменных: *Pinus cf. protocombra*, *P. sect. strobus*, *P. cf. sibirica*, *P. sp.*, *Abies*. На основании находок мелколиственных зерен, похожих на *Corylus*, *Carpinus*, *Juglandaceae gen. sp.*, глинистые отложения датируются палеоген–неогеновым возрастом.

На левом берегу р. Алдакай [19] к переотложенной коре относится суглинок желтоватого цвета с примесью гальки, гравия, мощностью до 4,6 м.

Переотложенная кора перекрывается различными по генезису четвертичными образованиями.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

НЕОГЕНОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Маныгайская свита ($l, plNmn$) впервые для юга Якутии свита выделена Е. Б. Хотиной [47] в 1,2 км ниже устья р. Дурай (лист О-51-XXIX). Стратотип разреза описан около пос. Маныгай (долина р. Амга). На площади свита выделена условно. Ее выходы наблюдаются в левом борту долины р. Унгра, в 1,5 км ниже слияния Прав. и Лев. Унгры и в приустьевой части р. Синсирик, где они занимают абсолютные высоты 570–640 м. Отложения свиты залегают с размывом на отложениях унгринской свиты.

Разрез свиты в обнажении по р. Унгра представляет собой (сверху):

1. Тонкое линзовидное переслаивание тонкозернистого песка, алеврита и супеси. Песок мусковит-полевошпат-кварцевый хорошо промытый, хорошо и умеренно окатанный. Присутствуют прослои мощностью 3–5 см слабо ожелезненного материала, состоящие из сильно выветрелой до состояния глины гальки и глин с обломками осадочных пород	2,05 м
2. Линзовидное переслаивание глинистых алевритов с супесью. В основании горизонта мощность прослоев	

серых супесей увеличивается до 30–40 см. Отложения пятнистые с рыжеватыми (за счет гидроокислов железа) линзами 1,4 м

Мощность разреза составляет 3,45 м. Мощность свиты более 3,45 м.

Перекрывают маньгайскую свиту лимний, палюстрий голоцен и нерасчлененные склоно-вые отложения.

Аллювиальные нерасчлененные отложения (aN?) предположительно неогенового возраста установлены в долине р. Алдан в приустьевой части ручьев Семирек 1 и 2 на абсолютных от-метках 780–800 м. Неполный разрез этих отложений представлен [94] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой	1,2 м
2. Галька разной крупности красноватая с заполнителем из серого песка и синей глины	1,0 м
3. Песок темно-серый с окатанной галькой	1,0 м
4. Песок желтый с галькой	1,0 м
5. Песок черный с галькой	0,4 м
6. Песок желтый крупнозернистый с галькой	1,2 м
7. Песок темно-серый со слабо окатанной галькой	0,6 м
8. Песок темно-желтый со слабо окатанной галькой.....	1,0 м
9. Песок темно-серый с щебнем	0,6 м

Мощность разреза 8,0 м. Максимальная мощность отложений в долине руч. Семирек по данным ВЭЗ 10–15 м.

Разрез отложений палинологически не изучен. Древность их всегда подчеркивалась предше-ственниками. Отложения сопоставимы с аллювием пятой и шестой надпойменных террас рек Алдана и Олёкмы, датируемых неоген–эоплейстоценом, что позволяет с долей условности от-нести их к неогену.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Основную часть территории листа занимают отложения неоплейстоценового, голоценового возраста и отложения нерасчлененные по возрасту.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения развиты в долинах крупных рек и ручьев на всей площади и представлены гля-циальными, гляциофлювиальными, аллювиальными отложениями.

Среднее звено

Тазовский горизонт. *Аллювиальные отложения (aQ_{II}; a⁴lltz*)* горизонта слагают четвертую надпойменную террасу р. Алдан высотой 49–55 м над урезом воды, располагающуюся на абсо-лютных высотах 1 018 м в приустьевой части руч. Чея. Верхняя часть разреза (сверху):

1. Почвенно-растительный слой	0,05 м
2. Суглинок серый с примесью песка и корней растений	0,05 м
3. Супесь желтовато-бурая пятнистая с дресвой, редко – хорошо окатанной галькой, угловатыми обломка-ми, с незначительной примесью глины	0,12 м
4. Супесь с дресвой, с хорошо окатанными обломками	0,13 м
5. Песок разнозернистый с примесью валунов, с редкой галькой	0,87 м

Мощность разреза 1,3 м.

Палинологические исследования, выполненные лабораторией ГУП «Центргеоланалитик» (г. Якутск), указывают на накопления отложений, возможно, в период наступления ледниковой эпохи. Высота террасы над урезом воды позволяет предположить время образования этих от-ложений как тазовское.

Мощность аллювия предположительно больше 10 м.

Гляциальные отложения (gQ_{II}; glltz) установлены в южной и юго-восточной части террито-рии на северных отрогах кряжа Зверева в долинах рек Синсирик, Прав. и Лев. Унгра и пред-

* Индекс на карте кайнозойский образований.

ставлены донными и боковыми моренами.

Донные морены сложены валунами размером до 0,8–1,0 м и галькой различной степени окатанности, погруженными в гравийно-супесчаный материал. Количественные соотношения каменного материала и мелкозема различны. Мощность отложений 10 м.

Боковые морены сложены таким же материалом, с той лишь разницей, что содержат гораздо больше глинистых частиц. Часто – это типичные суглинки. Мощность гляциальны отложений до 15–25 м [57].

Верхнее звено

Сюда входят аллювиальные отложения казанцевского межледникова, ледниковые отложения муруктинского и сартанского оледенения, а также аллювиальные и гляциофлювиальные отложения муруктинского и каргинского горизонтов.

Казанцевский горизонт. Отложения этого горизонта сложены аллювием третьей надпойменной террасы ($a^3|||kz$) высотой 20–30 м, развитой фрагментарно в долине р. Алдан.

Разрез отложений в приустьевой части р. Бол. Олонгра на абсолютной отметке 910 м [85] следующий (сверху):

1. Почвенно-растительный слой	0,06 м
2. Супесь бурая мелкозернистая	0,04 м
3. Суглинок буровато-черный с органическим веществом	0,03 м
4. Песок желтовато-серый среднезернистый, содержащий 10 % гравия, 5 % – гальки диаметром 3–4 см	1,12 м
5. Несортированные песчано-гравийные отложения с валунно-гравийно-галечными прослоями мощностью до 30 см. Галька плохой окатанности. Песок крупнозернистый желтовато-серый	>10,75 м

Мощность отложений 12 м.

Этот разрез сопоставляется с разрезом, описанным на смежной с юга территории (верховья р. Алдан), и по палинологическим спектрам (ЦЛЯГПСЭ, г. Якутск) датируется казанцевским межледниковьем.

Муруктинский горизонт. Гляциальные отложения ($g|||mr$) представлены донными, боковыми и конечными моренами муруктинского оледенения. Они развиты на северных отрогах кряжа Зверева в долинах рек Бол. Олонгра, Лев., Сред. и Прав. Унгра, Самокит, руч. Анабыл, Бурпала и занимают абсолютные отметки 800–1 200 м.

Донные морены представлены плохо отсортированными валунами, обломками, гальками различной окатанности, погруженными в гравелитистую супесь. Валуны достигают размеров 1–1,5 м и имеют следы штриховки и полировки. Каменный материал представлен архейскими метагабброидами, распространенными на кряже Зверева. В отложениях донных морен встречаются линзы и прослои мощностью до 15 см зеленовато-желтой глины или хорошо отмытого, но несортированного песка. В отложения донной морены вложены первая надпойменная и пойменная террасы.

Мощность донных морен достигает 15 м.

Боковые морены муруктинского оледенения в виде валов тянутся с перерывами по склонам долин Лев., Сред. и Прав. Унгры, занимая гипсометрические уровни от 1 300 м в верховьях рек до 900 м – в местах сочленения их с конечными моренами. Высота валов – от первых метров на склонах до 20–30 м – в долинах боковых притоков, где они подпруживаются многочисленные озера. Ширина валов изменяется от 15–20 до 100 м в основании. Морены сложены валунами размером до 1 м, галькой, гравием средней и слабой степени окатанности и отломками, щебенкой, погруженными в супесчаный или суглинистый материал. Редко в боковых моренах наблюдается переслаивание песков, супесей и суглинков с включением каменного материала.

На левом склоне долины р. Сред. Унгра в районе развития ледниковых озер вскрыт и описан следующий разрез (В. Н. Щукин, [6]):

1. Почвенно-растительный слой с включением щебня	0,02 м
2. Песок глинистый желтоватых оттенков с валунами и глыбами диаметром до 0,4 м, обломками и щебнем	0,2–1,65 м
3. Песок крупнозернистый гравелитистый серого цвета с плохо окатанной галькой и валунами диаметром до 0,5 м	1,65–3,7 м
4. Песок глинистый желтовато-серый несортированный с валунами архейских пород	3,7–4,4 м
5. Суглинок с включением валунов размером до 0,8 м	4,4–6,2 м

Мощность отложений 9,87–15,97 м.

Конечные морены муруктинского оледенения наблюдаются в долинах рек Лев. Унгра, около устья руч. Сектоличи; Прав. Унгра, в 5 км ниже устья руч. Бурпала. По рекам Прав. и Лев. Унгра – это дугообразные валы высотой 15–20 м, шириной в основании до 100 м, а по р. Бурпала – цепочки разрозненных холмов изометричной формы высотой 5–6 м. Конечные морены сложены валунами 0,5–0,6 м диаметром и галькой от слабой до хорошей степени окатанности, погруженными в гравелистистую смесь.

Муруктинский–каргинский горизонты. Отложения горизонтов слагают *гляциофлювиальную* (fQ_{III} ; $fIIImr-kr$) и *вторую аллювиальную* ($a^2IIImr-kr$) террасы рек Лев. и Прав. Унгра, Большой Олонгра и, частично, р. Алдан. Отложения развиты фрагментарно, образуя террасы высотой 6–15 м, до 20 м над урезом воды, шириной до 0,8 км, иногда «вложенные» в аллювий унгринской свиты, гляциальные отложения муруктинского и тазовского оледенения или в третью террасу казанцевского межледниковых.

Гляциофлювиальные отложения террас отличаются изменчивостью состава по простиранию, заключающуюся в уменьшении фракции и улучшении сортировки и окатанности в удалении от конечных морен, что наблюдается по Прав. и Лев. Унгра. Эти террасы в бассейне Унгры имеют двухъярусное строение. Но существует мнение В. А. Клишайко, что ледниковые и водно-ледниковые отложения подстилаются древним аллювием.

Разрез по Прав. Унгре, в 2,0 км от конечной морены [57] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,0–0,2 м
2. Песок разнозернистый глинистый желтовато-серого цвета	0,2–0,5 м
3. Валуны размером до 30 см и галька средней окатанности с примесью песка разнозернистого глинистого желтовато-серого	0,5–1,5 м
4. Валуны размером до 0,8 м, галька и гравий средней окатанности с примесью песка разнозернистого глинистого желтовато-серого и с линзами песка гравелистистого серого грубозернистого	1,5–4,5 м
5. Валуны размером до 30 см, галька и гравий хорошей окатанности с примесью песка разнозернистого хорошо отмытого серого	4,5–6,0 м

Мощность разреза составляет 6,7–12,7 м.

В 8 км от конечной морены около устья руч. Чопко-Унгра в обнажении разрез отложений второй надпойменной террасы уже представлен (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,0–0,2 м
2. Песок мелкозернистый буровато-серый, илистый в верхней части слоя	0,2–0,5 м
3. Галька и гравий средней и хорошей степени окатанности с примесью песка разнозернистого буровато-серого со следами слоистости.....	0,5–1,7 м
4. Валуны размером до 30 см, галька и гравий средней и хорошей окатанности, с примесью разнозернистого песка буровато-серого цвета, с линзами мощностью до 20 см, протяженностью до 2–3 м среднезернистых и гравелистистых песков, содержащих илистые частицы. Уплощенные валуны и гальки в разрезе имеют преимущественно горизонтальную ориентировку. По всему разрезу отмечается включение редких валунов диаметром 0,4–0,6 м.....	1,70–4,6 м
5. Валуны размером до 20–30 см и галька хорошей окатанности с примесью песка разнозернистого хорошо отмытого	4,6–6,2 м

Мощность разреза 7,0–13,2 м.

Практически аналогичные разрезы наблюдаются и по Лев. Унгра.

Муруктинско–каргинские гляциофлювиальные отложения изучены в долине р. Алдан, в приусьевой части р. Большой Олонгра. Они слагают вторую надпойменную террасу высотой 12–15 м, фиксируемую в интервале высот 909–913 м. Неполный разрез террасы следующий (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,04–0,05 м
2. Супесь серовато-бурая, содержащая до 15 % гравийно-галечного материала средней окатанности и прослой ископаемого торфа буровато-черной окраски мощностью 0,04–0,08 м.....	0,18–0,22 м
3. Песок буровато-серый крупнозернистый средней окатанности, содержащий до 15 % неравномерно окатанного валунно-щебневого материала в нижней части и до 80 % – в верхней части слоя	0,8–0,95 м
4. Супесь серая, содержащая до 10 % хорошо окатанного валунно-галечного материала	0,12–0,20 м
5. Песок буровато-серый, содержащий до 60 % мелкого (в среднем – 2,5 см в поперечнике) плохо окатанного щебнисто-галечного материала	0,2 м

Видимая мощность разреза 1,5 м.

Разрез отражает осцилляции ледника во второй половине муруктинского времени, сопровождавшиеся размывом стадиальных морен. Датировка этих отложений муруктинско–каргинским временем основана на литологических и структурных факторах и на результатах споро-

пыльцевых определений.

Мощность муруктинско–каргинских отложений по аналогии с соседним с запада листом составляет 13,6 м.

Сартанский горизонт. Гляциальные отложения (*gIIIlsr*) этого горизонта сформированы в период карового сартанского оледенения. Они представлены боковыми и конечными моренами и небольшими зандровыми полями.

В вершине Лев. Унгры за пределами территории В. Н. Щукин и Т. Г. Могулева [6] приводят описание разреза морены сверху:

1. Почвенно-растительный слой с суглинком и щебнем	0,2 м
2. Песок несортированный глинистый желтовато-серый и бурый с валунами, глыбами и щебнем различных архейских пород.....	1,4 м
3. Песок серый крупнозернистый с большим содержанием плохо окатанных мелких галек и валунов архейских кристаллических пород	2,1 м
4. Суглинок желтовато-серый и бурый со слабо окатанными валунами и глыбами	0,7 м
5. Валуны и галька слабо окатанные диаметром 0,15–0,8 м, сцементированные бурым суглинком	1,8 м

Мощность разреза 6,2 м.

Конечные морены в виде дугообразных валов высотой до 15 м и шириной в основании – до 50 м перегораживают днища долин Сред., Лев. и Прав. Унгры. Они сложены неотсортированным материалом, состоящих из валунов размером до 1,0 м, гальки, гравия различной окатанности и не окатанных глыб, обломков, щебня и дресвы, погруженных в супесчаный материал.

Мощность гляциальных отложений до 15 м.

Аллювиальные отложения второй и третьей надпойменных террас (*aQ_{III}*) объединены на геологической карте.

Ледниковые отложения муруктинского и сартанского горизонтов объединены на геологической карте (*gQ_{III}*).

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

К этому возрасту относятся *аллювиальные отложения русла, поймы и первой надпойменной террасы* (*a^{p+1}III₃-H*), развитые по всем рекам и ручьям территории. Высота ее – от 2,5 м по мелким водотокам до 6–10 м – по крупным рекам, ширина – от первых метров до 400 м.

Разрез первой надпойменной террасы по р. Алдан в 400 м выше устья р. Чея [85] представлен (сверху):

1. Почвенно-растительный слой	0,1 м
2. Супесь бурая, буровато-желтая с прослойми серого суглинка мощностью 1 см в нижней части слоя	0,25 м
3. Неритмичное переслаивание песка полимиктового, супеси и суглинка	0,3 м
4. Песок, содержащий 20 % хорошо окатанной гальки	0,25 м
5. Неритмичное переслаивание песка, супеси, суглинка серого и буровато-серого	0,6 м
6. Супесь бурая, серовато-бурая	0,3 м
7. Песок полимиктовый	0,2 м
8. Валунно-галечные отложения русловой фракции	0,8 м

Мощность отложений 3,5 м.

Вниз по р. Алдан состав и мощность меняются за счет возрастания в их разрезе доли песчано–галечных отложений. Приведенный разрез палинолог Е. М. Львова (ЯГПСЭ) относит ко времени каргинского межледникового. На различных участках долин возраст террас различный: каргинский, каргинско–сартанский, сартанско–нижнеголоценовый.

Разрез первой надпойменной террасы р. Амедици выше устья руч. Подгорный [94] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой	0,1 м
2. Песок среднезернистый с линзами глинистого материала	0,15 м
3. Песок мелко-среднезернистый бурый с незначительным количеством глины	0,6 м
4. Песок серовато-желтый косослоистый разнозернистый с прослойми и линзами глинисто-илистого материала мощностью 1–1,5 см	1,4 м
5. Песок средне-крупнозернистый с мелкой галькой	0,15 м
6. Песок серовато-желтый косослоистый с пропластками и линзами глинисто-илистого материала (аналогичен слою 4)	0,45 м
7. Песок серовато-желтый с небольшим количеством мелкой гальки	0,8 м
8. Песчано-галечные отложения с глинисто-илистым заполнителем буровато-желтого цвета. Гальки – до 40 %	0,2 м

9. Песок желтый разнозернистый с дресвой (5 %), галькой (10–15 %).....	0,8 м
10. Песок желтовато-серый с илисто-глинистыми включениями, с мелкой галькой и с реликтами корневой системы растений	0,45 м
11. Песок серовато-желтый разнозернистый с галькой (20 %).....	0,45 м
12. Песок темно-серый разнозернистый с дресвой (5 %), галькой (40 %), валунами (5 %).....	0,7 м

Мощность отложений 6,25 м.

По данным палинологов, спектры этого разреза характеризуют тундровую растительность позднего плейстоцена.

В долине р. Алдакай в 400 м выше устья руч. Малый Солокит разрез первой надпойменной террасы следующий [94] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,15 м
2. Песок мелкозернистый желто-серый	0,3 м
3. Песок мелкозернистый светло-серый с косой слоистостью	0,4 м
4. Песок среднезернистый желто-коричневый.....	0,02 м
5. Галька и гравий осадочных пород (75 %) с заполнителем из разнозернистого песка	0,33 м
6. Валунно-галечные отложения с заполнителем из разнозернистого песка. Каменный материал представлен осадочными и метаморфическими породами.....	2,0 м
7. Несортированные валуны, глыбы, галька, гравий осадочных и метаморфических пород, сцепментированные супесью серого цвета; каменистость – 80 %.....	0,8 м

Общая мощность по разрезу 4,0 м.

Верхняя часть приведенного разреза коррелируется с разрезами р. Амедици. Сопоставимы разрезы по Барылах-Олонгре [94].

По рекам Лев., Сред., Прав. Унгра уровень первой надпойменной террасы изменяется от 3,0 до 7,0 м. Отложения террасы в верхнем течении рек вложены в ледниковые отложения муруктинского оледенения, ниже конечных морен – во вторую надпойменную террасу или в палеогеновый аллювий.

В верховьях рек Прав. и Лев. Унгра первая надпойменная терраса имеет следующий обобщенный разрез:

1. Почвенно-растительный слой.....	0,15–0,20 м
2. Песок разнозернистый глинистый с включением гальки и мелких валунов архейских пород	1,5–2,0 м
3. Валуны размером до 0,4 м, галька и гравий хорошей окатанности, с примесью серого разнозернистого песка и отдельных крупных валунов	1,0–2,2 м

Мощность отложений 2,65–4,4 м.

По мере удаления от конечных морен разнозернистый песок слоя 2 постепенно замещается мелкозернистым, хорошо отмытым и отсортированным песком, содержащим включения мелкой, хорошо окатанной гальки.

По рекам Бурпала, Анабыл обобщенный разрез первой надпойменной террасы представлен (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,15–0,20 м
2. Песок мелкозернистый, участками – разнозернистый, желтовато-серый со следами косой слоистости	0,25–0,45 м
3. Галька и гравий хорошей окатанности с примесью серого разнозернистого песка с включениями отдельных валунов.....	0,4–0,6 м
4. Валуны размером 0,4 м, галька и гравий хорошей окатанности с примесью песка разнозернистого серого с включениями отдельных крупных валунов	до 0,8 м

Мощность разреза 1,6–2,05 м.

Нижняя часть террасы относится к каргинскому возрасту, а верхняя – к сартанскому. Основанием для такой датировки служат факты, что терраса вложена в ледниковые отложения муруктинского оледенения, а в разрезе верхней части террасы принимают участие гляциофлювиальные отложения сартанского оледенения. Этот взгляд подтверждается и споро-пыльцевым спектром проб (А. Б. Чижов, В. М. Петровский и др., 1965) на соседнем с востока листе.

Мощность отложений первой надпойменной террасы более 6,1 м.

К сартанскому горизонту неоплейстоцена и голоценовому надразделу относятся аллювиальные отложения русла, поймы и первая надпойменной террасы ($a^{b+1}Q_{III-H}$; $a^{p+1}III_4-H$) долины р. Алдан и гляциофлювиальные отложения (fQ_{III-H} ; $fIII_4-H$) рр. Прав., Сред. и Лев. Унгра у южной границы листа.

Разрез аллювия пойменной и старицкой фации описан в левом борту р. Алдан, ниже устья

Кедерки [85] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,15–0,2 м
2. Суглинок темный, буровато-серый, в средней части – с двумя слойками углефицированного вещества мощностью до 1,0 см. Выше их – суглинки содержат многочисленные слойки того же состава мощностью 0,2–0,4 см.....	0,35–0,4 м
3. Песок желто-серый крупнозернистый	0,02–0,08 м
4. Глина песчанистая темно-бурая	0,03 м
5. Супесь темно-серая.....	0,06–0,12 м
6. Песок желтовато-серый среднезернистый.....	0,04–0,06 м
7. Суглинок буровато-серый, обогащенный минералами тяжелой фракции.....	0,02 м
8. Супесь светло-серая с хорошо окатанными валунами размерами до 0,2 м.....	0,1 м
9. Суглинок буровато-серый, аналогичный слою 7	0,02 м

Мощность разреза 0,64–1,21 м. Мощность аллювиальных отложений 1,5 м.

Гляциофлювиальные отложения первой надпойменной террасы в долине Лев. и Сред. Унгры представлены песчано-суглинистыми отложениями с дресвой, валунами и обломками. Мощность их 5,0 м.

ГОЛОЦЕН

К этому надразделу относятся: аллювиально-делювиальные отложения, нерасчлененные лимний и палюстрий, гляциальные отложения.

Аллювиально-делювиальные отложения (adH) развиты в верхних частях водотоков в бассейнах рек Алдан, Мал. Олонгра, Барылах. Состав отложений валунно-галечно-обломочно-гравийный с примесью суглинка, глины, дресвы. Мощность 5,0 м.

Нерасчлененный лимний и палюстрий (l,plQ_H; l,plH) развиты в вершине р. Буривчэ, в долине р. Алдан и его притоков на площадках первой и второй надпойменных террас, реже – склонов, на участках спущенных или заболоченных озер, подпруженых боковыми моренами. Это песчано-илистые или глинистые отложения, торф. Палюстрий развит в долинах и на склонах и представлен фациями низинных и верховых торфяников, сложенных черным и бурым торфом и песчано-илисто-алевритовыми осадками старичных озер. Образование их связано с заболачиванием местности в условиях близко расположенной к поверхности мерзлоты, либо с наличием глинистых отложений (кор выветривания), являющихся хорошим водоупором для вод атмосферных осадков и деятельного слоя. Мощность 0,5–4,0 м.

Гляциальные отложения наледных полян (gQ_H; gH) сложены неотсортированными обломками, глыбами и глинисто-песчаным материалом. Мощность 0,7–1,0 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Они представлены элювиальными (e), делювиальными (d), элювиально-делювиальными (ed), коллювиальными (c), коллювиально-делювиальными (cd), десертационными (dr), делювиально-солифлюкционными (ds) и солифлюкционными (s) образованиями, перекрывающими основную часть территории листа. Они представлены глыбово-щебнистыми образованиями с различным количеством дресвы, гравия, глины, суглинка, супеси, песка. Состав отложений зависит от положения на склонах и интенсивности процессов выветривания. Мощность отложений до 8 м.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Интузивные и метаморфические образования слагают большую часть территории листа. Среди них наиболее распространены докембрийские метаморфогенные и ультраметагенные образования. Интузивные образования слагают незначительную часть площади и имеют возрастной интервал от докембия до мезозоя.

РАННЕАРХЕЙСКИЕ–РАННПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ, УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннеархейские–раннепротерозойские метаморфогенные, ультраметагенные и интузивные образования слагают северную часть территории листа, где они выходят из-под мезозойского осадочного чехла, и всю южную половину площади. Среди них выделяются собственно метаморфогенные образования, представленные раннеархейскими и позднеархейскими метаморфитами, ультраметагенные гранито-гнейсовые образования позднеархейско–раннепротерозойского возраста и интузивные образования позднеархейского и протерозойского возраста. Ранне-среднеархейские метаморфогенные образования представлены куртакским комплексом, позднеархейские – олонгринским комплексом, позднеархейские–раннепротерозойские – неритинским комплексом. Ультраметагенные образования представлены алдано-чугинским комплексом. В качестве интузивных выделяются позднеархейский бурпалинский метагаббро-диоритовый комплекс, раннепротерозойские верхнечугинский метадолеритовый, каменковский лейко-гранитовый, сектолачинский умереннощелочной, куранахский метадолеритовый, амидичи-курумканский монцодиоритовый и торский долеритовый комплексы.

Куртакский комплекс метаанортозит-габбровый ($v\delta; v; vAR_{1-2}k$). Породами куртакского комплекса сложена вся южная половина листа за исключением северо-восточной ее части, где обнаружены породы чугинской (бурпалинской толщи). На севере граница развития пород комплекса проходит по системе нарушений взбросо-надвигового типа вдоль контакта с юрскими угленосными образованиями. На юге породы комплекса развиты вплоть до Северо-Становой зоны разломов. Ширина выходов пород комплекса в пределах листа составляет от 22 до 30 км.

Гамма-активность пород не превышает 8–10 мкР/ч, чаще – 5–7 мкР/ч. На картах магнитного поля они также не находят своего отражения. На геохимических картах выходам пород комплекса соответствуют повышенные значения содержаний Ti, Cr, Ni, хотя наиболее интенсивные поля их обусловлены развитием пород олонгринского комплекса эндербит-чарнокитовой серии.

В междуречье Амидичи–Алдан–Мал. Олонгра–Кускадай–Олонгра–Синсирик характерно преобладание в разрезах лейкоократовых метадиоритов в сочетании с метаплагиогранитами. Соотношение этих двух групп пород колеблется в широких пределах: от почти полного отсутствия плагиогранитов до обширных полей, зон, где они преобладают в свалах. Границы эти расплывчатые, картируемые с долей условности, что обуславливает их объединение в один комплекс.

Породы комплекса содержат мелкие тела чарнокитоидов и связанных с ними изменений метадиоритов, но они не играют существенной роли.

Совершенно другой тип разрезов в поясе развития чарнокитодиов. Он характеризуется довольно частым чередованием пород олонгринского эндербит-чарнокитового комплекса и в разной степени переработанными породами куртакского комплекса: полевошпатизация, развитие по диафторированным породам комплекса новообразованных минералов: роговой обманки, пироксенов, биотита, реже – граната, вплоть до полного замещения исходных пород. Основная масса пород эндербит-чарнокитового комплекса концентрируется в зонах (23 км). Проявление наложенных процессов (чаще – амфиболитизация, полевошпатизация) захватывает обширные площади в бассейне рр. Бол. и Мал. Олонгра и р. Аладана (выше устья р. Бол. Олонгра).

Соотношение породы в частных разрезах меняется в широких пределах, но общий характер их построения достаточно устойчив.

Несколько отличаются разрезы куртакского комплекса в междуречье рр. Синсирик–Лев. Унгра и в междуречье Лев. Унгра–Прав. Унгра–Анабыл. Специфика этих разрезов также обусловлена наложенными процессами – амфиболитизация и полевошпатизация (сиенитизация, микроклинизация), связанными с развитием щелочных метасоматитов вдоль взбросо-надвиговых структур и с развитием плагиомикроклиновых гранитов, зон микроклинизации вдоль контакта куртакского комплекса и чугинской (бурпалинской) толщи. Особенно интенсивно эти процессы проявлены в зонах взбросо-надвиговых структур, трассирующих проявление процессов щелочного метасоматоза, обусловивших изменения пород комплекса. Порой изменения столь интенсивные, что о первичном составе пород нередко можно догадываться лишь по наличию реликтовых минералов. Так же широко проявлены процессы в междуречье Лев. и Прав. Унгры, хотя интенсивность их быстро падает при удалении от контактов щелочных метасоматитов или сиенитов.

Вся пестрота петрографического состава пород в разрезах, сложенных породами куртакского комплекса, обусловлена наложенными процессами: степенью проявления зеленосланцевого диафтореза, плагио- и плагиомикроклиновой гранитизации, количеством и составом эндербит–чарнокитовых тел с широкими ореолами амфиболизации, биотитизации по уже диафторированым метадиоритам. При всей сложности восстановления исходного состава пород комплекса и неоднозначности определения условий их формирования, собранные материалы говорят об однообразии состава исходных пород в разрезе комплекса, характеризующего сочетанием мегабабро, метадиоритов и метаплагиогранитов, причем, первые являлись «матрицей», на которую накладывались все последующие процессы.

В пределах комплекса выделяются две группы пород: основные (нориты, габбонориты, габбро) и средние (пироксеновые диориты, кварцевые диориты) магматические породы. Они характеризуются равномернозернистым строением, массивной, полосчатой, пятнистой, редко шаровой текстурой. Полосчатость обусловлена чередованием полос с различными соотношениями плагиоклаза и пироксенов, но минерологический состав и структурно-текстурное строение одинаково. Ширина полос – от первых мм до 1–5 см. Шаровые разновидности характеризуются наличием среди равномернозернистой основной массы изометричных светлых линзоподобных пятен (1–2 см), состоящих из агрегата плагиоклаза, иногда с гранатом в центре. По соотношению плагиоклаза и пироксенов преобладают мезократовые разновидности (20–40 % фемических минералов), реже встречаются меланократовые (до 60–80 %) и лейкократовые (0–20 %).

Породы комплекса имеют характерный зеленый, зеленовато-серый цвет, что обусловлено полным замещением первичных минералов криптокристаллическими агрегатами низкотемпературных минералов: плагиоклаза эпидот–циозитом, соссюритом, пироксенов – уралитом, актинолитом, серпентином, тальком при сохранении первичного строения породы. В этих породах наблюдаются более поздние замещения высокотемпературными минералами (роговой обманкой, биотитом, пироксенами, редко – гранатом) и несколько этапов гранитизации, при которых наблюдается метасоматическая перекристаллизация породы, нередко с перераспределением салических и фемических минералов и формированием пород со своими структурно-текстурными построениями.

Максимальные преобразования прошли в зоне развития пород эндербит–чарнокитового комплекса. Здесь в породах куртакского комплекса под микроскопом наблюдаются структуры и текстуры первично магматические и вторичные – метасоматические. Из первичных структур наиболее характерны гипидиоморфнозернистые, диоритовые (призматические зернистые), гранитовые, при которых плагиоклаз образует более идиоморфные призматические разноориентированные зерна, а пироксен в виде отдельных зерен или их сростков выполняют интерстиции. Кварц и рудные минералы, нередко в сростках с апатитом второй генерации, являются наиболее ксеноморфными и выполняют промежутки между плагиоклазом и пироксенами. Нередко наблюдаются рудный апатит генерации, редко – циркон, образующий идиоморфные короткостолбчатые зерна, вrostки в плагиоклазе и пироксенах. В основных разновидностях пород наблюдаются аллотриоморфнозернистые структуры: габбровая, норитовая с одинаковой степенью идиоморфизма всех породообразующих минералов, редко – офитовые: диабазовая, габбро-диабазовая, при которых плагиоклаз образует длиннопризматические зерна. Наблюдаются также псевдоморфная структура, обусловленная практически полным замещением первичных минералов криптокристаллическим агрегатом низкотемпературных минералов зеленосланцевой фации. Структуры и текстуры пород куртакского комплекса также обусловлены исходным строением и характером замещения. Среди первичных текстур преобладают массивные, реже

наблюдаются полосчатые, такситовые, шаровые. При метасоматическом замещении наблюдаются пятнистые, параллельные текстуры, обусловленные ориентировкой пятен, полос новообразованных минералов.

В кварцевых диоритах отмечается кварц, нередко двух генераций: ранняя – в виде вростков в плагиоклазе гиперстене и поздняя – выполняющая промежутки между плагиоклазом и пироксеном.

Аксессорные минералы представлены рудным, апатитом и цирконом. Причем апатит и циркон также двух генераций: ранняя – включения в плагиоклазе пироксенах, поздняя – выполняющая интерстиции между ними.

По степени идиоморфизма и характеру распределения минералов намечается следующий последовательный ряд образования минералов: кварц I+рудный I+апатит+циркон+плагиоклаз+пироксены→кварц II+рудный II+апатит II. Гранат ведет себя как ксеногенный минерал.

Вторичные изменения можно разделить на две группы:

1. зеленосланцевые, проявившиеся регионально по всей толще комплекса;
2. высокотемпературные, приуроченные к поясам чарнокитоидов и имеющих зональное строение.

Зеленосланцевые вторичные изменения проявились как псевдоморфные криптокристаллические замещения основного плагиоклаза в габброидах эпидот-циозитом, в диоритах – соссюритом. Моноклинный пироксен замещается гомоосевой волокнистой роговой обманкой – уралитом, ромбический пироксен – криптокристаллическим агрегатом серпентина и кремнистого вещества и даже при полном замещении структура и текстура породы не нарушается.

Иная картина наблюдается при высокотемпературном метасоматическом замещении, которое сопровождается развитием чистых, свежих новообразованных, без следов зеленосланцевого замещения, зерен неправильной, часто лапчатой формы, разъедающих субстрат и образующих участки из агрегата новообразованных минералов, разнозернистых и ориентированных в одном направлении. В перекристаллизованных участках нарушается первичная структура и текстура породы. Новообразованные минералы концентрируются в виде пятен, линз (гиперстен, диопсид, роговая обманка, эпидот).

Результаты петрохимических анализов и пересчетов их на важнейшие петрохимические коэффициенты и числовые характеристики приведены в таблицах 4 и 5. Породы куртакского комплекса нормального ряда от основных (габбро, нориты и др.) до низкощелочных гранитов. Метасоматически измененные породы обогащены щелочами.

Породы комплекса характеризуются повышенными значениями магнитной восприимчивости и плотности с закономерным увеличением от средних к основным: $0,4 \cdot 10^{-5}$ до $0,77 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 2,8 до 3,15 г/см³. Магнитная восприимчивость в 2–7 раз увеличивается при метасоматических изменениях пород комплекса при незначительном одновременном снижении плотности.

Неизмененные породы комплекса характеризуются очень низким содержанием лития (5–50 г/т), рубидия (10–40 г/т) и калия (0,48–1,18 %). При метасоматических процессах отмечается лишь повышенное содержание рубидия (10–80 г/т) при устойчивости остальных.

К этому же комплексу относятся и метаплагиограниты, которые картируются совместно с метагаббро, метадиоритами, образуя то маломощные зоны послойных мигматитов, то обширные зоны повышенной плагиогранитизации, где метадиориты составляют менее 50 % разреза. Чистых полей плагиогранитов практически нет: так постоянно идет лишь колебание количественного соотношения этих пород в разрезе с преобладанием той или иной группы, без резких, однозначно картируемых границ. Наиболее широким развитием они пользуются в северной части выходов комплекса, в междуречье Алдан–Кускадай–Олонгра–Синсирик. Особенно сложно их картирование в зонах чарнокитизации, где на них накладываются кварц-полевошпатиты и новообразованные минеральные ассоциации. Никаких изменений в метадиоритах на контактах с метаплагиогранитами не наблюдается. Они также испытали зеленосланцевый диафторез.

Внешне породы белого, серого, зеленовато-белого цвета средне-крупнозернистые массивные или гнейсовидные, пятнистые, линзовидно-полосчатые. Последнее обусловлено наличием незамещенных реликтов вмещающих пород, сохранившихся в виде темно-зеленовато-серых линз, полос с частыми переходами в послойные мигматиты в краевых частях. Под микроскопом наблюдаются аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, гетеробластовая структуры, массивная, гнейсовидная и пятнистая текстуры.

Таблица 4

Химический состав пород куртакского комплекса (вес. %)

№ п/п	№ пробы	Название пород	Химический анализ														Сумма
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	п.п.п.		
1	05046	Метанорит лейкократовый	54,70	0,81	18,40	3,11	5,04	0,11	3,74	7,23	3,20	0,82	0,28	0,23	2,63	100,07	
2	05046/1	Метагаббронорит	49,60	1,80	13,80	8,93	6,73	0,20	7,32	8,85	1,86	0,44	0,22	0,23	1,48	101,23	
3	05047/2	Метагаббро	57,76	0,77	15,13	3,53	4,97	0,17	4,95	6,90	3,07	0,96	0,22	<0,20	1,88	100,31	
4	05059	Метагаббро	47,98	0,90	16,11	5,87	6,94	0,18	10,12	10,55	1,30	0,16	0,41	<0,25	4,85	105,37	
5	05170/1	Метанорит мигматизированный	50,32	1,31	16,90	2,63	6,65	0,16	7,19	6,65	3,40	0,78	0,11	<0,25	3,37	99,47	
6	05209	Метагаббронорит	47,82	1,47	15,95	5,99	6,72	0,19	7,01	9,74	2,82	0,57	0,58	<0,25	1,81	100,66	
7	05213/1	Метагаббро, метасоматически измененное	50,37	0,82	14,50	5,02	5,43	0,17	7,22	10,48	1,96	1,38	0,08	<0,25	2,65	100,08	
8	05214/1	Метагаббро	54,00	1,03	15,95	2,21	8,51	0,17	5,48	6,12	2,34	0,34	0,14	<0,20	4,08	100,36	
9	05219/8	Метагаббро, метасоматически измененное	48,77	1,35	15,20	4,44	7,35	0,17	7,38	9,15	2,52	1,16	0,53	<0,25	2,75	100,76	
10	05126/1	Метагаббро, метасоматически измененное	48,86	0,84	13,42	3,96	6,85	0,16	10,53	9,68	2,26	1,18	0,27	<0,25	2,31	100,32	
11	05276	Метагаббро, метасоматически измененное	50,80	0,60	14,38	3,64	5,63	0,17	7,88	10,88	3,05	0,36	0,06	<0,25	2,72	100,17	
12	05210	Метадиорит	57,09	0,82	16,91	3,05	4,37	0,13	3,90	6,68	3,92	0,69	0,35	<0,25	2,43	100,34	
13	05105	Метадиорит	60,11	0,58	16,98	2,69	3,17	0,07	2,92	6,68	3,62	0,60	0,18	<0,25	3,13	100,73	
14	05107/4	Метадиорит	53,67	0,86	16,98	3,64	5,14	0,15	4,71	7,93	3,62	0,89	0,38	<0,25	2,83	100,80	
15	05219/1	Метадиорит, метасоматически измененный	62,31	0,88	15,56	2,46	3,19	0,09	2,69	4,87	3,48	1,76	0,35	<0,20	2,31	99,94	
16	05219/3	Метадиорит	64,57	0,73	14,60	2,49	3,34	0,10	3,06	5,75	3,08	0,78	0,15	<0,20	1,98	100,63	
17	05219/4	Метадиорит	66,49	0,58	14,15	2,06	3,32	0,08	3,06	5,39	3,22	0,60	0,14	<0,20	1,80	100,89	
18	05219/12	Метадиорит	64,79	0,66	14,10	2,67	3,32	0,07	3,70	5,00	2,64	0,92	0,16	<0,20	1,70	99,72	
19	05218/16	Метадиорит	60,16	0,82	16,50	6,22	2,85	0,13	4,07	5,43	3,24	0,96	0,16	0,00	0,42	100,96	
20	03091/12	Метадиорит, метасоматически измененный	53,30	1,65	17,65	3,76	4,89	0,11	3,92	6,86	3,30	1,70	0,62	<0,20	2,46	100,22	
21	03098/1	Метадиорит, метасоматически измененный	61,60	0,68	15,05	2,62	3,22	0,09	3,08	4,72	3,94	1,66	0,22	0,48	2,36	99,23	
22	03103/2	Метадиорит, метасоматически измененный	62,14	0,79	15,95	3,33	2,97	0,13	2,76	5,10	4,45	0,77	0,30	<0,25	0,87	99,56	
23	05122/1	Метадиорит, метасоматически измененный	49,91	1,35	18,73	4,12	4,93	0,10	4,53	7,49	3,63	1,50	0,43	<0,25	2,65	99,37	
24	05125	Метадиорит, метасоматически измененный	48,83	1,07	17,15	4,06	6,11	0,13	6,18	7,95	3,21	1,49	0,31	<0,25	2,75	99,24	
25	05219/14	Метадиорит, метасоматически измененный	63,62	0,58	15,75	1,58	3,44	0,06	3,29	4,13	3,60	1,20	0,07	<0,20	2,73	100,04	
26	05219/30	Кварцевый диорит	71,88	0,24	13,82	0,85	1,86	0,05	1,52	3,48	3,74	0,72	0,23	<0,20	1,69	100,08	

Таблица 5

Важнейшие петрохимические коэффициенты и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому пород куртакского комплекса

№ п/п	№ пробы	Важнейшие петрохимические коэффициенты					Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
		$\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, вес. %	$(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})$, вес. %	$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2$, вес. %	$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, вес. %	$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, моль. кол.	s	a	c	b	a'	c'	f	m'	n'	n	t	f1	Q	a/c	
1	05046	1,55	68,55	12,70	4,02	3,90	0,33	67,03	8,79	8,79	15,44	0,00	4,09	52,16	43,76	0,00	85,60	1,10	18,40	7,72	1,00
2	05046/1	0,60	68,15	24,78	2,30	4,23	0,26	57,90	4,73	6,87	30,50	0,00	12,77	46,60	40,62	0,00	86,70	2,70	25,00	-0,53	0,57
3	05047/2	1,13	63,20	14,22	4,03	3,20	0,40	66,88	8,23	6,10	18,79	0,00	12,61	42,44	44,95	0,00	82,90	1,00	16,20	11,203	1,30
4	05059	0,70	55,87	23,83	1,46	8,13	0,14	52,54	3,27	9,79	39,41	0,00	11,06	36,23	52,71	0,00	92,50	1,60	15,30	-11,26	0,30
5	05170/1	1,03	56,35	17,78	4,18	4,36	0,38	60,81	8,98	7,31	22,90	0,00	4,92	39,64	55,45	0,00	87,00	1,90	10,20	-3,65	1,20
6	05209	0,81	64,45	21,19	3,40	4,86	0,33	56,70	7,19	7,30	28,81	0,00	16,65	41,36	41,99	0,00	88,00	2,30	18,10	-8,28	1,00
7	05213/1	0,82	59,14	18,49	3,34	1,42	0,33	58,63	6,40	6,63	28,35	0,00	22,14	34,27	43,59	0,00	68,30	1,20	15,30	-2,18	1,00
8	05214/1	0,99	66,17	17,23	2,68	6,88	0,26	65,14	5,91	7,80	21,16	4,01	0,00	50,10	45,89	0,00	91,20	1,40	9,30	10,65	0,80
9	05219/8	0,79	61,50	20,52	3,68	2,17	0,36	57,53	7,35	6,68	28,45	0,00	16,33	39,04	44,63	0,00	76,80	2,00	13,60	-6,33	1,10
10	05126/1	0,63	50,66	22,18	3,44	1,92	0,37	54,82	6,52	5,50	33,16	0,00	18,05	29,53	52,43	0,00	74,30	1,30	10,00	-8,90	1,20
11	05276	0,84	54,05	17,75	3,41	8,47	0,38	57,85	7,18	5,98	28,99	0,00	24,75	29,52	45,73	0,00	92,80	0,90	10,70	-4,94	1,20
12	05103	1,49	65,55	12,14	4,61	5,68	0,43	67,72	9,96	6,71	15,62	0,00	10,80	45,51	43,68	0,00	89,60	1,10	17,20	8,80	1,50
13	05105	1,93	66,74	9,36	4,22	6,03	0,39	71,60	9,20	7,23	11,97	0,00	10,23	46,77	43,00	0,00	90,00	0,70	20,00	17,57	1,30
14	05107/4	1,29	65,09	14,35	4,51	4,07	0,41	63,81	9,57	6,97	19,66	0,00	15,33	42,77	41,90	0,00	86,10	1,20	16,40	1,50	1,40
15	05219/1	1,87	67,75	9,22	5,24	1,98	0,49	73,43	10,47	5,45	10,65	0,00	5,93	50,23	43,85	0,00	75,00	1,00	20,30	20,47	1,90
16	05219/3	1,64	65,58	9,62	3,86	3,95	0,41	74,39	7,96	5,85	11,81	0,00	10,01	45,90	44,09	0,00	85,60	0,80	18,10	27,00	1,40
17	05219/4	1,68	63,74	9,02	3,82	5,37	0,42	75,51	7,89	5,46	11,13	0,00	9,40	44,46	46,14	0,00	89,20	0,60	15,70	29,79	1,40
18	05219/12	1,46	61,82	10,35	3,56	2,87	0,38	74,80	7,21	5,92	12,08	0,00	1,78	45,93	52,28	0,00	81,40	0,80	19,10	29,25	1,20
19	05219/16	1,26	69,03	13,96	4,20	3,38	0,39	69,36	8,56	6,64	15,44	2,23	0,00	52,97	44,80	0,00	83,70	1,00	34,60	14,96	1,30
20	03091/12	1,40	68,82	14,22	5,00	1,94	0,41	65,49	10,28	7,34	16,89	0,00	8,70	49,80	41,50	0,00	74,60	2,30	20,10	3,08	1,40
21	03098/1	1,69	65,47	9,60	5,00	2,80	0,48	73,00	10,10	5,37	11,53	0,00	4,97	48,32	46,71	0,00	75,40	0,80	20,10	20,43	1,90
22	03103/2	1,76	69,54	9,85	5,22	5,78	0,51	72,11	11,04	5,28	11,57	0,00	8,57	50,62	40,81	0,00	89,80	0,90	24,90	16,86	2,10
23	05122/1	1,38	66,64	14,93	5,13	2,42	0,41	62,15	10,91	8,01	18,93	0,00	9,41	47,07	43,52	0,00	78,60	2,00	20,00	-5,53	1,40
24	05125	1,05	62,20	17,42	4,70	2,15	0,40	59,28	9,68	7,22	23,81	0,00	12,36	41,46	46,19	0,00	76,60	1,60	15,30	-8,01	1,30
25	05219/14	1,90	60,41	8,89	4,90	3,00	0,46	73,45	9,76	5,03	11,71	11,71	0,00	40,28	48,01	0,00	82,00	0,70	11,60	22,30	1,90
26	05219/30	3,27	64,07	4,47	4,46	5,19	0,50	80,86	9,17	4,19	5,79	12,69	0,00	43,37	43,94	0,00	88,80	0,30	12,40	39,18	2,20

Минералогический состав их прост и однообразен: соссюритизированный плагиоклаз (40–61 %), кварц (33–45 %) и примесь акцессориев в единичных зернах, редко до 1 % рудного минерала и апатита. Кроме перечисленных минералов, встречаются изъеденные реликты метадиоритов, представленные основными плагиоклазами уралитизированными серпентинизированными пироксенами, также новообразованными минералами – чистым кислым плагиоклазом (альбит-олигоклаз), кварцем, мелколистовой светлой слюдой, реже – биотитом.

По химическому составу и числовым характеристикам метаплагиограниты характеризуются как породы пересыщенные кремнеземом, бедные щелочами, весьма пересыщенные глиноземом, лейкократовые.

К куртакскому комплексу с некоторой долей условности отнесены дайки ультраосновных пород, развитых, в основном, в южной части листа.

Ультраосновные и основные породы, слагающие дайки куртакского комплекса, состоят из оливинитов, перидотитов (верлитов, вебстеритов), часто содержащих светло-зеленую роговую обманку. Ультраосновные породы темно-серые, до черного, зеленовато-серые массивные, но приобретают пятнистость, когда притерпевают вторичные преобразования: серпентинизацию, оталькование, тремолитизацию с выделением мелкой сыпи магнетита в межзерновом пространстве и по микротрещинам.

Основные породы представлены роговообманковыми метапироксенитами, габброноритами и габбро. Внешне это мелкозернистые черные и темно-зеленые массивные, реже такситовые и шаровидные породы.

Шаровидная текстура в пироксените и метагаббро обусловлена концентрически зональным нарастанием минералов с образованием шарообразных выделений до 5–8 мм. В габбро наблюдалась кумулятивная структура, обусловленная наличием зерен пироксена, плагиоклаза и рудного ранней генерации размером 0,3–0,5 мм, образующие сростки до 1–2 мм, связанных основной массой минералов поздней генерации размером 0,05–0,2 мм, состоящих из пироксенов, плагиоклазов с небольшой примесью роговой обманки, кварца, рудного.

Фемические минералы (ортопироксен, роговая обманка, редко – оливин) аналогичны описанным выше. Плагиоклаз короткостолбчатый, представлен лабрадором и битовником, часто сильно замещается криптокристаллическим агрегатом цоизита. Из акцессорных минералов, кроме титаномагнетита, апатита и граната, отмечаются циркон, сфен.

Олонгинский эндербит-чарнокитовый комплекс ($\text{Fe}^{\text{3+}}\text{Al}_2\text{O}_5$). К олонгинскому комплексу отнесена обширная группа пород гнейсовой, гранито-гнейсовой, эндербит-чарнокитовой формаций, широко распространенных в юго-западной и северо-восточной частях развития докембрийских образований южной половины листа, включаемых ранее в разрез иманграканской свиты курультинской серии.

Основная масса пород комплекса сконцентрирована в междуречье рр. Алдан–Бол. Олонгра и левых притоков первого, а также в междуречье Бол. Олонгра–Мал. Олонгра, Мал. Олонгра–Мал. Унгра. Породы комплекса слагают крылья достаточно протяженной синформной структуры общей субширотной ориентировки с углами падения от 15–20° до 40–60°. В центральной части структура (междуречье Бол. Олонгра–Мал. Олонгра) сложена породами эндербит-чарнокитового комплекса совместно с сильно измененными метадиоритами и плагиогранитами. Наиболее распространены кварцевые и бескварцевые эндербиты (до 90 %). Часто наблюдаются постепенные переходы от одной разновидности к другой. Иногда встречаются пироксениты с оливином и роговой обманкой. Генезис их не понятен. Они встречаются совместно с норитами и приурочены к экзоконтакту тел или образуют шлировые обособления в эндербитах, либо наблюдаются в виде маломощных жил среди контактово-метасоматических образований. Повидимому, они являются метаморфогенно-метасоматическими образованиями.

Породы олонгинского комплекса обладают рядом схожих между собой характеристик и в то же время имеют и свои различия. Это мелко-среднезернистые породы от буровато-розовато-серого до черного цвета (габбронориты). Минералогический состав: полевые шпаты+пироксен+кварц+роговая обманка+биотит+гранат (редко). Минералы не измененные, поэтому эти породы хорошо выделяются среди диафторированных и переработанных позднее пород куртакского комплекса. Различаются породы эндербит-чарнокитового комплекса по особенностям структурно-текстурного строения, по количеству породообразующих минералов и их содержанию. С учетом текстурных особенностей выделяются три группы:

1. породы, характеризующиеся магматическим строением: нориты, габбро, габбронориты, диориты, мангериты;
2. породы метасоматического облика: эндербиты, чарнокиты;
3. промежуточные, в которых наблюдаются фрагменты тех же образований: кварцевые диориты.

Породы первой группы мелко-среднезернистые массивные. Структура породы аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая, характеризуется практически одинаковой степенью идиоморфизма минералов, образующих изометричные разноориентированные зерна неправильно-полигональной и неправильно-призматической формы, отвечающих панидиоморфнозернистой, норитовой или габбровой структурам. Часто в диоритах и габроноритах наблюдается более выраженный идиоморфизм плахиоклаза относительно фемических минералов – диоритовая структура; отмечаются включения идиоморфных зерен ранней генерации в ксеноморфных минералах второй генерации – пойкилоофитовая структура; выполнение интерстиций между зернами плахиоклаза и пироксена более ксеноморфными зернами калишпата или кварца – монцонитовая и гранитовая структуры. Среди текстур наиболее характерна такситовая, которая обусловлена неравномерным распределением фемических минералов по породе и образованием сростков зерен. Нередко наблюдаются массивные текстуры.

Эндербиты и чарнокиты, наоборот, характеризуются более грубозернистым, чаще среднекрупнозернистым строением, гнейсовидной и линзовидно-полосчатой текстурами. Преобладают метасоматические микроструктуры, свойственные метаморфогенным образованиям: гранобластовая, лепидогранобластовая, до образования порфиробластовых структур. Нередко наблюдаются кумулобластовая (гломеробластовая) структура, обусловленная концентрацией фемических минералов в виде пятен, линз и полос. Среди текстур преобладают гнейсовидные, полосчатые, линзовидно-полосчатые, реже – массивные. При этом в эндербитах и чарнокитах сохраняются участки со структурно-текстурными построениями, характерными диоритами, габроноритами. Все это наиболее характерно для кварцевых диоритов, где на фоне массивной основной ткани с магматическими структурами, наблюдается метасоматическое замещение кварцем, более кислым плахиоклазом, биотитом, роговой обманкой, редко – микроклином, имеющих ярко выраженную ксенобластовую форму и являющейся реакционной по отношению к ранее образованным минералам, разъединяющих их с образованием пятен и полос новообразованных минералов с метасоматическими структурами. Для вновь образованных минералов характерна четко выраженная удлиненность кварца и микроклина, которые местами образуют ленточные порфиробласти. Новообразованные минералы ориентированы в одном направлении, что придает породе гнейсовидную текстуру, в то время как раннеобразованные минералы сохраняют изометричную форму и разную ориентировку. Основными породообразующими минералами являются кварц, полевые шпаты, пироксены, роговая обманка и биотит, в зависимости от содержания которых, выделены разновидности: двупироксеновые, роговообманково-пироксеновые, пироксен-биотитовые и т. д. Если рассматривать все выделенные разновидности пород как непрерывный ряд норитов к эндербитам, чарнокитам, то наблюдаются изменения количества пордообразующих минералов и их качественного содержания. Так в рассматриваемом ряду от основных пород к кислым наблюдается увеличение содержания кварца, микроклина, биотита и уменьшение пироксенов, рудных минералов до образования лейкомезократовых, существенно биотитовых эндербитов и чарнокитов с незначительным содержанием пироксенов. Содержание роговой обманки неустойчиво и чаще повышенные концентрации ее характерны для эндоконтактов тел чарнокитоидов, где отмечаются в разной степени ассилированные ксенолиты метадиоритов. Содержание плахиоклаза устойчиво во всех разновидностях, кроме чарнокитов, где оно снижается за счет появления калишпатов. Аксессорные минералы представлены апатитом, титаномагнетитом, реже – цирконом, гранатом.

Отмечались выходы мангеритов, которые внешне и по текстурно-структурным особенностям схожи с диоритами. Это породы мелко-среднезернистые буровато-розовые массивные, редко неяснополосчатые с гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой, редко пойкилитовой структурами. Минералогический состав однообразен: представлен микроперитом с небольшой примесью щелочного (эгирин, эгирин-авгит), реже – моноклинного (диопсид), ромбического (гиперстен) пироксенов и рудного минерала. Аксессории представлены апатитом и цирконом. Порода в разной степени замещается альбитом, который в виде каемки развивается вокруг микроперита. Кроме того, наблюдается развитие мелкозернистого агрегата биотита, волокнистого амфибала, эпидота, серицита вокруг зерен пироксенов, нередко образующих агрегаты радиально-лучистого и зонального строения с последовательностью амфибол-биотит-эпидот-серцит.

Плахиоклаз двух генераций: магматический и метасоматический. Калишпат наблюдается в нескольких генерациях. Наиболее ранний встречается в диоритах и кварцевых диоритах, имеет по отношению к плахиоклазу и пироксенам резко ксеноморфную форму, выполняет узкие промежутки между ними (размер – 0,2–0,5 мм), иногда образуют более крупные (1–2 мм) изометричные, неправильно призматические зерна с пойкилитовыми вrostками ранее образованных пироксенов и плахиоклаза. Калишпат II наблюдается в виде антиперитовых вростков в мета-

соматическом плауиоклазе – мелкие зерна неправильно-призматической формы, размером 0,1–0,3 мм, не содержит двойников. Наиболее поздний метасоматический микроклин содержит ветвистообразные перитовые вrostки и наблюдается в чарнокитах в виде зерен неправильной формы с характерными микроклиновыми двойниками, разъедает и замещает все минералы. В мангеритах калишпат представлен микроперитом, который образует неправильные призматические зерна, размером 0,5–3,0 мм, состоящие из тонкого срастания калишпата и альбита.

Кварц в чарнокитоидах встречается в двух генерациях: магматический в кварцевых диоритах в виде изоморфных зерен, выполняющих промежутки между плауиоклазом, размер 0,1–0,5 мм; метасоматический, образующий изометричные и удлиненные ксенобластовые зерна размером от 0,1 до 2–3 мм, иногда вплоть до ленточных порфиробласт размером от 1–2 до 5–8 мм. Он разъедает ранее образованные (магматические минералы).

Пироксены наблюдаются в двух генерациях. Пироксен первой генерации представлен мелкими (0,3–0,5 мм) идиоморфными зернами, образующими включения в плауиоклазе и пироксенах более поздних генераций. Вторая генерация пироксенов образует зерна короткостолбчатой, полигональной, нередко ксеноморфной формы, выполняя интерстиции между листочками плауиоклаза, либо образуя сростки нескольких зерен. Ромбический пироксен представлен гиперстеном, моноклинным – диопсид-саллитом. В мангеритах, чарнокитах отмечается эгирин и эгирин-авгит.

Роговая обманка встречается в самостоятельных зернах неправильно призматической и ксенобластовой формы, образуя идиоморфные сростки с минералами второй генерации (плауиоклаз II, кварц II, биотит), нередко наблюдается в сростках с пироксенами, замещая их.

Биотит, как и роговая обманка, имеет метасоматическую природу, образует призматические пластины с бахромчатыми краями и ксенобластовыми листочками.

Рудный минерал представлен тремя генерациями: первая (0,05–0,2 мм) – идиоморфные зерна в виде включений в микроклине I, пироксена II; вторая – более крупные ксеноморфные зерна (0,1–0,5 мм), выполняющие интерстиции между плауиоклазом I и пироксеном II. На наиболее поздней метасоматической стадии минерал образуется при замещении пироксенов роговой обманкой, биотитом и находится в срастании с последними, образуя разнозернистые ксенобластовые зерна (0,1–1,2 мм).

Из акцессорных минералов, практически во всех породах, присутствует апатит, редко – циркон и гранат. Апатит ранней генерации образует идиоморфные короткостолбчатые зерна в пироксенах и плауиоклазе I. Апатит II более ксеноморфен, находится в срастании с рудным минералом II. Циркон образует идиоморфные короткостолбчатые бипирамидальные зерна размером 0,05–0,2 мм. Гранат наблюдается в сростках с плауиоклазом I и пироксеном в виде зерен размером 0,2–2 мм бледно-розового цвета.

По текстурно-структурным и минералогическим особенностям породы эндербит-чарнокитового комплекса можно разделить на две группы:

1. Породы, основа которых образовалась из магматического расплава и имеет характерное для магматических пород строение: габбронониты, диориты, мангериты.

2. Метасоматические породы, образовавшиеся в результате кремнешелочного метасоматоза по породам первой группы: эндербиты, чарнокиты с новообразованными кварцем, кислым плауиоклазом, микроклином, роговой обманкой, биотитом.

При этом наблюдается последовательный ряд метасоматических преобразований: габбронониты, диориты → биотит-пироксен-кварцевые диориты → гиперстен-биотит-кварцевые диориты эндербиты → лейкократовые эндербиты с гиперстеном, биотитом, роговой обманкой → чарнокиты.

Калиевый метасоматоз проявился слабо, и чарнокиты распространены незначительно.

В экзоконтактах чарнокитоидов наблюдаются преобразования вмещающих пород в двух направлениях:

1. С одной стороны наблюдается перекристаллизация субстрата с выносом Mg, Fe, Ca, Ti и образованием гнейсовидных метасоматических пород, состоящих из SiO_2 кислого плауиоклаза, редко с незначительной примесью микроклина.

2. С другой стороны происходит обогащение субстрата в виде линз, полос новообразованными агрегатами минералов: роговой обманки, биотита, эпидота, редко – скаполита, дистена, моноклинного и ромбического пироксенов, граната с образованием пятнистых гетеробластовых kontaktово-метасоматических пород.

Метасоматические породы кварц-полевошпатовые выделяются среди диафторированных пород куртакского комплекса, более свежим обликом, белым (альбит) или нежно-розовым (микроклин), коричневато-розовым (олигоклаз) цветом с характерным голубым, бледно-сиреневым кварцем. Текстура пород гнейсовидная и пятнистая. Структура гранобластовая, ча-

сто гетеробластовая. Количественные соотношения кварца и полевых шпатов различны, также как и породы от полевошпатитов (альбититов, олигоклазитов, микроклинитов) до полевошпат-кварцевых метасоматитов.

Параллельно с кремнешелочными метасоматитами, в эндоконтакте чарнокитоидов в породах куртакского комплекса наблюдаются образования меланократовых метасоматических пород, выраженных в виде полос, пятен новообразованных минералов (черной роговой обманки, биотита, диопсида, эпидота, реже – гиперстена, дистена, граната) с гетеробластовыми сростками среди равномернозернистой массивной однородной ткани пород куртакского комплекса, измененных в зеленосланцевой фации. При интенсивном проявлении процессов метасоматоза первичная порода перекристаллизовывается полностью с образованием разнозернистой, часто пятнистой меланократовой породы, в составе которой существенную роль играет буровато-зеленая роговая обманка (0–35 %), диопсид (2–29 %), гиперстен (0–45 %), биотит (до 15 %), редко гранат, скаполит, андалузит, дистен. Местами порода настолько насыщается фемическими минералами, что переходит в пироксениты, содержащие часто роговую обманку, биотит, редко – оливин, чаще она наблюдается вдоль контакта с чарнокитами, образуя маломощную оторочку (1–2 м), реже – в виде маломощных жил. Это буровато-черные мелкозернистые породы массивные, при насыщении роговой обманкой – разнозернистые, до крупнозернистых, с параллельной или пятнистой текстурой. Структуры метасоматические: гранобластовые, порфиробластовые, псевдоморфные. Состоят породы из ромбического (0–83 %) и моноклинного (3–48 %) пироксенов, роговой обманки (8–52 %), оливина (0–10 %), биотита (0–8 %), плагиоклаза (0–10 %). Биотит и роговая обманка развиваются по пироксену, образуя гомоосевые псевдоморфы или агрегаты зерен одной ориентировки, что обуславливает параллельную текстуру.

Интенсивность метаморфно-метасоматических преобразований определяется в разрезе тел чарнокитоидов их мощностью и частотой встречаемости в разрезе. Иногда их наблюдается множество, различных параметров, порой они имеют площадной характер. Там, где тела чарнокитоидов небольшой мощности, степень проявления этих процессов слабая.

Плотность понижается от основных к кислым от 3,16 до 2,8 г/см³. Значения магнитной восприимчивости колеблются в широких пределах, что обусловлено неравномерным распределением рудных минералов. Намечается повышение магнитной восприимчивости в чарнокитоидах, обогащенных биотитом и роговой обманкой (в 2–3 раза), которые развиваются по пироксенам с одновременным высвобождением железа и образованием магнетита. Для меланократовых kontaktово-метасоматических образований – от 0,13 до 27 ед. СИ при колебании средних значений от $(4,72\text{--}5,0)\cdot10^{-5}$ ед. СИ у пятнистых метасоматитов до $18,14\cdot10^{-5}$ ед. СИ – у пироксенов, кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются наиболее низким значением этих параметров ($2,75\text{ г/см}^3$ и $0,17\cdot10^{-5}$ ед. СИ в среднем).

В таблице 6 приведены средние химические составы и средние значения петрохимических коэффициентов по отдельным разновидностям чарнокитоидов и комплексу в целом. Из таблицы видно, что при переходе от основных к кислым и метасоматически измененным чарнокитоидам наблюдаются постепенное увеличение суммы щелочей от 2,2 до 7,29 % при значительном преобладании натрия над калием, доля последнего увеличивается от основных к кислым. Наблюдается также увеличение коэффициента калийности от 0,28 до 0,77 – также свидетельствует от увеличении содержания щелочей. Коэффициент глиноземистости постепенно увеличивается от 0,84 (нориты) до 4,13 (эндербиты), а в чарнокитах и мангеритах он уменьшается до 3,57 и 1,14, соответственно, что увязывается с увеличением содержания калишпата и уменьшением плагиоклаза. Содержание MgO, CaO и суммарного железа в этом же направлении уменьшается, хотя коэффициент железистости и отношение FeO/MgO наоборот увеличивается от 27,5 до 58,4 и 0,45 до 1,4, соответственно, в мангеритах – до 85,3 и 4,97. Это говорит об увеличении доли железистых минералов и уменьшении магнезиальных.

Меланократовые метасоматические породы и метасоматические пироксениты, горнбленди-ты характеризуются низким содержанием щелочей (4,15 и 2,12), коэффициента глиноземистости (0,9 и 0,42) и очень низким железисто-магнезиальным коэффициентом (18,5–23,57). Для них характерно повышенное содержание калия и магния, более низкое значение коэффициента железистости при примерно равном содержании Fe_{общ}.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются низкими значениями суммы щелочей, что соответствует низкощелочным гранитам, при их неустойчивом соотношении, довольно высоким коэффициентом глиноземистости и низкими значениями железисто-магнезиального коэффициента.

Чарнокитоиды характеризуются низкими содержаниями лития и рубидия (17,37 и 32,54 г/т соответственно), что ниже аналогичных значений для Кольского полуострова.

Таблица 6

Средние химические составы и средние значения петрохимических коэффициентов пород (вес. %)

№ п/п	Название окислов и петрохимических коэффициентов	Название пород										
		Чарнокиты						Контактово-метасоматические породы				
		Мангериты	Чарнокиты	Эндербиты		Кварцевые диориты		Диориты	Нориты, габбронориты	Среднее по комплексу	Пироксениты, горнблендиты	Кварц-полевошпатиты
	Количество проб в выборке	5	5	15	4	12	7	7	55	12	11	23
1	SiO ₂	61,69	67,30	69,04	66,54	59,11	53,82	49,35	61,42	52,37	50,06	72,38
2	TiO ₂	1,28	0,56	0,38	0,53	0,81	0,97	0,95	0,76	0,89	0,59	0,26
3	Al ₂ O ₃	13,15	15,40	15,56	15,54	17,11	17,58	15,60	16,24	15,03	8,23	14,14
4	Fe ₂ O ₃	4,54	1,75	1,78	2,80	4,21	5,66	5,88	3,65	5,26	5,52	1,35
5	FeO	6,74	2,05	1,61	2,01	3,33	3,71	5,51	3,28	4,77	4,72	0,94
6	MnO	0,21	0,04	0,05	0,07	0,11	0,17	0,18	0,11	0,17	0,18	0,09
7	MgO	0,82	1,51	1,02	2,29	3,93	5,78	7,84	3,25	7,35	16,19	0,62
8	CaO	3,55	3,12	3,25	5,15	5,94	7,97	10,73	5,56	8,93	11,80	2,39
9	K ₂ O	3,65	3,46	1,93	0,73	1,27	0,67	0,46	2,87	1,08	0,60	2,59
10	Na ₂ O	3,74	3,24	3,97	3,52	3,41	3,34	2,33	3,44	3,08	1,37	3,85
11	P ₂ O ₅	0,28	0,17	0,15	0,14	0,22	0,24	0,31	0,21	0,19	0,10	0,06
12	п.п.п.	0,55	0,70	0,57	0,53	0,67	0,53	0,94	0,64	1,02	1,16	0,94
13	Сумма	100,22	99,28	99,48	99,84	99,87	100,42	100,09	99,84	100,11	100,41	99,62
14	Na ₂ O+K ₂ O	7,39	6,70	5,90	4,50	4,67	4,01	2,80	5,10	5,10	2,12	6,24
15	Na ₂ O/K ₂ O	1,03	0,97	2,44	4,90	4,77	5,03	6,07	3,66	3,66	2,41	3,54-0,72
16	K ₂ O/Na ₂ O, мол. кол.	0,65	0,72	0,33	0,14	0,43	0,13	0,13	0,35	0,35	0,28	0,29
17	k _a =(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃ , мол. кол.	0,77	0,59	0,56	0,43	0,41	0,36	0,28	0,48	0,48	0,36	0,68
18	al'=Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)	1,14	3,57	4,13	2,23	1,54	1,17	0,84	2,31	2,31	0,42	6,77
19	f'=FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂	3,38	5,86	4,83	7,62	12,26	16,12	20,17	10,91	10,91	23,57	4,57
20	Fe ₂ O ₃ +FeO	11,28	3,80	3,40	4,81	7,54	9,37	11,38	6,93	6,93	9,46	2,29
21	F=(Fe ₂ O ₃ +FeO)/(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)×100 %, мол. кол.	85,33	53,97	58,44	44,55	43,03	37,92	37,61	56,94	56,84	23,75	62,75
22	FeO/MgO, мол. кол.	4,95	0,86	1,41	0,51	0,48	0,37	0,45	0,78	0,78	0,26	1,23

Бурпалинский комплекс метагаббро-диоритовый (vAr₂bp). В этот комплекс объединены различные по составу породы, имеющие тесную пространственную и структурную связь. Это разнообразные по составу диориты, плагиоклазиты, перидотиты, пироксениты, микродиориты, диабазы, слагающие пластовые и факолитоподобные тела. Всего на описываемой площади выделено шесть относительно крупных факолитоподобных тел и многочисленные пластовые и дайкообразные тела. Наиболее крупное факолитоподобное тело площадью 10×3 км располагается в восточной части площади в районе Южно-Якутского надвига, три другие – в юго-восточной части площади на водоразделе руч. Анабыл и р. Правая Унгра; они имеют размеры от 4×2 до 6×2 км. Два еще более мелких тела площадью 1 км² находятся в центральной части района в бассейне р. Синсирик. Структурно все тела приурочены к синклиналям. Выходы тел на дневную поверхность имеют неправильную амебообразную форму, несколько вытянутую в северо-западном направлении вдоль осей складок.

В строении факолитоподобных тел участвуют почти все петрографические разности данной формации, преобладают диориты, меланократовые диориты и плагиоклазиты. Макроскопически это тонкополосчатые, реже – массивные, черные, темно-серые и белые породы.

В кровле, сохранившейся только у факолита в бассейне руч. Бурпала, залегает толща метаморфизованных пород, представленных лейкократовыми диопсидовыми, биотит-магнетитовыми, амфибол-магнетитовыми гранито-гнейсами, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, амфиболовыми кристаллическими сланцами, кальцифирами.

В подошве факолитоподобных тел залегают мигматиты амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев с маломощными (от первых метров до 30–35 м) пластиобразными и линзовидными телами интрузивных пород бурпалинского комплекса протяженностью до 100–200 м. Литологический состав пластовых тел относительно однороден – гранатовые диориты, перидотиты, пироксениты, диабазы, оливиниты, серпентиниты, микродиориты. Наибольшим распространением пользуются пластовые тела диоритового состава. Они приурочены к определенному стратиграфическому уровню – контакту мигматитов амфибол-плагиоклазовых кристаллических сланцев с диопсид-магнетитовыми гранито-гнейсами, присутствие диопсида в которых обвязано процессом, связанным с внедрением тел диоритов. По простирианию диопсид-магнетитовые гранито-гнейсы переходят в биотит-магнетитовые гранито-гнейсы. Меньшим распространением пользуются пластовые тела перидотитов, на контакте с которыми обычно залегают маломощные согласные прослои двупироксен-плагиоклазовых гранито-гнейсов. Перидотиты – макроскопически массивные, реже – гнейсовидные, мелко-, средне- и крупнозернистые породы, в зависимости от состава имеющие черный, зеленовато-серый и травянисто-зеленый цвет. Их магматическая природа и принадлежность к бурпалинскому комплексу подтверждается результатами силикатных анализов (табл. 7).

Породы описываемой формации не претерпели регионального метаморфизма, но почти повсеместно на них наложен диафторез зеленосланцевой фации.

Нижний возрастной предел пород определяется наложением процессов, связанных с этой формацией, на верхнеархейские мигматиты, а также тем, что они рассекаются дайками позднеархейских микродиоритов и мясисто-красных граносиенитов (приустьевая часть р. Анабыл). Верхняя возрастная граница комплекса устанавливается пересечением пород главной фазы формации (факолитоподобных тел) жилами эгириновых и эгирин-авгитовых сиенитов, а также кварцевой жилой с арфведсонитом. Возраст последней определен в 214–220 млн лет. По данным определения абсолютного возраста пород диорит-перидотитовой формации установлено два этапа формирования: первый – 1 489–1 514 млн лет (диабаз) и 1 485–1 433 млн лет (диорит); второй – 994–975 млн лет (диорит), 834–854 млн лет (диорит) и 703–716 млн лет (диорит).

Часть процессов, отвечающих условиям зеленосланцевой фации метаморфизма, носят автометасоматический характер и характеризуются парагенетическими ассоциациями: альбит, хлорит, актинолит, соссюрит, кварц; серпентин, тальк, карбонаты, tremolit.

Интенсивность изменений различная. Наиболее сильно, вплоть до образования кварц-актинолит-хлоритовых и хлорит-актинолитовых сланцев, они проявлены в зоне долгоживущего разлома, пересекающего всю юго-западную часть листа.

Гидротермальные изменения, связанные с внедрением основных пород бурпалинского комплекса и последовавшие за автометасоматозом, представлены образованием жилок пренита, карбоната, кварца и альбита. Отмечается также широкое распространение вблизи массивов окварцованных пород и мощных кварцевых жил проблематичного происхождения. Характерна окраска кварца, обнаруживающего парагенетическую связь с главной фазой описываемого комплекса. Он голубовато-серый с матовым оттенком, иногда полупрозрачный, устойчиво сохраняющий эту особенность в различных условиях. Возможно, такая окраска обусловлена тонкодисперсной примесью графита, с которым кварц нередко ассоциирует.

Таблица 7

Значения числовых характеристик по результатам силикатного анализа

№ п/п	№ породы	Полевое определение	Определение в шлифе	A	B	C	S	Σ	Q	a	b	c	s	f	m'	c'(a')	y	n	t	Na:K	Наименование породы по Заваринскому
1	3103	Ангитовый порфирит	Порфирит	180	272	52	962	1469	3,13	12,28	18,55	3,54	65,6	33,7	48,8	18,0	16,1	62,2	1,35	1,64:1	Монцонит, трахиандезит, шошонит (120)
2	K-1	Измененный диабаз	Диабаз	162	425	47	871	1505	-2,24	10,76	28,24	3,12	64,52	40	37,1	27,5	11,3	77,7	1,83	3,5:1	Спессартит, керсантит (129, 131)
3	3124	Перидотит измененный	Серпентинит	8	1015	12	646	1681	-24,78	0,47	60,38	0,71	38,43	17,73	78,9	3,95	9,98	50	0,62	1:1	Амфибол-перидотит (75-76)
4	1040	Слюдяной перидотит		30	874	5	812	1721	-9,38	1,74	50,78	0,29	47,2	17,6	76,4	7,1	7,5	20	0,24	1:4	Слюдяной перидотит
5	3273	Амфибол-двупироксеновый кристаллосланец	Гиперстенит	122	306	104	904	1436	-12,06	8,49	26,74	11,4	62,95	42,81	48,69	8,5	13,72	90,16	1,1	9,16:1	Оливиновое габбро (56)
6	3364	Диорит	Диорит	166	274	106	841	1387	-10,38	11,96	19,47	7,64	60,6	45,9	35,7	18,2	17,5	87,9	1,42	7,3:1	Оливиновый диабаз (65)
7	3282	Метагабброт	Диорит	134	290	90	906	1420	2,04	9,22	20,42	6,34	63,8	53,1	33,8	13,1	17,9	83,58	2,2	5,09:1	Кварцевый базальт (68)
8	3286	Диорит	Диорит	146	337	89	851	1423	-7,16	10,26	23,68	6,25	59,8	40,95	45,7	13,3	12,46	80,8	1,29	4,21:1	Габброт (55)
9	1382/1	Перидотит	Роговообманковый перидотит	26	980	29	706	1743	-23,39	1,49	56,2	1,66	40,6	18,26	78,1	3,57	8,98	76,92	0,56	3,3:1	Амфиболовый перидотит (74-73)
10	4907	Габбродиорит		86	247	192	770	1295	-9,20	6,64	19,1	14,82	59,46	31,17	49,8	14,9	10,52	86,01	1,04	6,61:1	Диаллагит оливиновых габброт (5-8)

С главной, собственно магматической, фазой внедрения пород этой формации связано также образование пирротиновой минерализации, несущей никель и кобальт.

Завершающим этапом бурпалинского магматизма явилось образование даек конга-диабазов и диабазовых порфиритов, контролируемых тектонической зоной северо-восточного простирания и совпадающих с ней по направлению. Большинство даек выявлено в верховье р. Синсирик и в бассейне руч. Анабыл, единичные дайки отмечаются на правобережье р. Лев. Унгра. Этот комплекс даек выделяется по условиям залегания – дайки имеют секущее положение по отношению ко всем ранее описанным магматическим породам, включая диориты и продукты их постмагматической деятельности; а также по структурно-текстурным признакам – диабазовой структуре с микропегматитовыми участками. Простирание даек северо-восточное, мощность 15–70 м при протяженности 70–450 м. Контакты их прямолинейные.

Приконтактовые изменения даек представлены окварцеванием, хлоритизацией, катаклазом, убогой вкрашенной пиритизацией. Внедрение даек сопровождалось теми же постмагматическими процессами, что и внедрение пород основной фазы, но интенсивность их проявления значительно ниже. Судя по взаимоотношениям даек конга-диабазов и кварц-серийт-хлоритовых сланцев, связанных с постмагматической деятельностью главной фазы внедрения бурпалинского комплекса, можно сказать, что сланцы образовались до даек, так как дайки их рассекают.

Алдано-чугинский гранито-гнейсовый комплекс ($\gamma gAR_2-PR_1a\check{c}$). В пределах исследуемой территории к гранито-гнейсовому комплексу отнесены выходы гранитоидных пород с включением метаморфитов, зажаты между кварцитами и массивом гранитоидов каменковского комплекса. Вдоль северной рамки листа лишь участками претерпели ороговиковование и кремнешечной метасоматоз, но по мере продвижения к югу степень воздействия гранитоидов и связанных с ними процессов метасоматоза на породы комплекса возрастает. Эти образования то включались в комплекс гранито-гнейсов AR₁, то относились к лептинитам (лептинитовая толща [36]), молодым гранито-гнейсам, тектонитам, породам инфракомплекса [35]. На прилегающих с севера листах они отнесены к гранито-гнейсам AR₂ с включением пород курумканской толщи.

Разрез представлен однообразной толщей тонкозернистых пород розовато-красного, кирпично-красного, бурого, буровато-красного цвета. Среди которых встречаются мелкие тела или единичные обломки гранитов каменковского комплекса, переработанных метаморфитов. Породы представляют собой ороговиковые в разной степени метаморфиты и гранито-гнейсы гранито-гнейсового комплекса, прорванные жильными телами метасоматических и магматических гранитоидов каменковского комплекса и в разной степени микроклинизированных, альбитизированных, реже – окварцованных. Позднее они еще часто катаклизированы, лимонитизированы и т. д. Их петрографический состав устанавливается при детальных петрографических исследованиях, что обусловило их отнесение то к гнейсам, то к гранито-гнейсам, лептитам, мионитам, тектонометасоматитам.

Гранито-гнейсовый комплекс состоит из преобладающих (85–90 % объема) гранито-гнейсов. Породы гнейсовидные, полосчатые, линзовидно-полосчатые; граниты (мигматиты) розового, серовато-розового цвета, содержащие в виде реликтов линзы, полосы, пятна, теней плагиогнейсов буровато-серого цвета, сохраняя местами крупные блоки (скиалиты) тех же плагиогнейсов, в разной степени мигматизированных по сланцеватости. В виде линзовидных тел выделяются амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые и клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы. Все выше перечисленные породы расположены в экзоконтакте крупного гранитоидного массива каменковского комплекса и прорваны более мелкими телами (штоками, дайками, апофизами, жилами) как магматических гранитов, так и гидротермально-метасоматическими образованиями (кварц-альбитовыми, кварц-альбит-микроклиновыми, кварц-микроклиновыми метасоматитами), образующими как жилы разных параметров в эндо- и экзоконтакте гранитов, так и площадную кварц-полевошпатовую проработку, особенно в антиклинальных частях не вскрывшихся тел.

Гранито-гнейсы развиты на водоразделе руч. Буухтэлэх-Агар и руч. Джелтула, западнее и вдоль северной кромки листа О-51-XXVIII. Они претерпели частичное ороговиковование и кварц-полевошпатовый метасоматоз, поэтому можно различить их первичный облик. Это средне-крупнозернистые гнейсовидные розовые, серовато-розовые породы, содержащие пятна и линзы плагиогнейсов биотитовых, амфибол-биотитовых, редко с диопсидом. Структура их лепидогранобластовая, реже – гранобластовая, переходящая участками в тонкозернистую роговиковую (мозаичную), либо в метасоматически измененных породах – в гетерогранобластовую. В составе неизмененных гранито-гнейсов преобладает микроклин, образующий удлиненные зерна, вытянутые в одном направлении, реакционные по отношению к плагиоклазу, с выделением

в краевой части мермикита. Плагиоклаз представлен олигоклазом, корродируется микроклином. Биотит зеленовато-коричневый, в ороговиковых участках – красно-коричневый, образует обогащенные участки, линзы в пластинах, в микроклиновом мигматите сохраняется в единичных листочках. Амфибол светло-зеленого цвета нередко замещается биотитом. Диопсид отмечается в реликтах, замещенных амфиболом, бесцветный бледно-зеленого цвета.

Роговики и ороговиковые гранито-гнейсы представляют собой тонкозернистый (0,03–0,1 мм) агрегат, состоящий из полигональных зерен кварца, калишпата и пластика с примесью коричневато-красного биотита, реже – сине-зеленого амфибала и мелкой сырьем магнетита, количество которого увеличивается до 3–5 %. В незначительных количествах, чаще – в единичных зернах, присутствует гранат и сфеен. Из акцессорных минералов отмечаются апатит, циркон.

Пластины – внешне среднезернистые сланцеватые серые, буровато-серые породы. Микроструктура лепидогранобластовая, переходящая в ороговиковых участках в тонкозернистую, мозаичную, а в метасоматически измененных породах – в более крупнозернистую гетерогранобластовую. Текстура породы сланцеватая, в гранитизированных разностях – неясногнейсовидная, линзовидно-полосчатая, в ороговиковых и метасоматически измененных – пятнистая. Ороговиковые участки пород и роговики представлены тонкозернистым агрегатом, похожим на аналогичные породы, образовавшимся по гранито-гнейсам, но в их составе отсутствует или находится в небольшом количестве калишпат и большее количество мелкочешуйчатого коричневато-красного биотита, иногда появляются сетчатые порфиробласти андалузита. При метасоматическом кварц-полевошпатовом изменении по гнейсам и роговикам развиваются более крупные чистые свежие зерна альбита, микроклина, реже – мусковита, имеющие неправильную форму с извилистыми краями и содержащие нередко пойкилитовые вrostки замещаемой породы. Аксессорные минералы: апатит, циркон, редко – гранат.

Амфиболиты, амфибол-пластины и клинопироксен-пластины частично амфиболизированные породы внешне черные массивные и неясногнейсовидные. Под микроскопом структура гранобластовая, гетерогранобластовая, лепидогранобластовая; текстура массивная, параллельная, линзовидно-полосчатая, пятнистая. Часть амфиболитов и амфибол-пластины кристаллосланцев произошли за счет дифференциальной перекристаллизации пироксеновых кристаллосланцев.

Результаты химических анализов и перерасчеты на характерные петрохимические коэффициенты приведены в таблице 8. Результаты петрофизических исследований пересчетов пород гранито-гнейсового комплекса приведены в таблице 9.

Как видим из таблицы, в породах гранито-гнейсового комплекса отмечаются слабо и высоко магнитные разности пород, последние наиболее характерны для роговиков. По данным наземных магнитных работ [89, 90] под областью гранито-гнейсов, претерпевших ороговикование, отмечается сложно построенное положительное поле (от 300–400 до 1 000–1 200 нТл) с отдельными пиками до 3 500–5 000 нТл. По данным Б. А. Одуд-Сичевого и др. [93, 94], на прилегающей с севера территории гранито-гнейсы также характеризовались высокой магнитностью ((1 000–1 500)·10⁻⁶ ед. СГС) и объясняли это присутствием в гранито-гнейсах магнетита. На магнитных картах гранито-гнейсам соответствует положительное или знакопеременное поле от –500 до +500 нТл. Плотность гранито-гнейсов колеблется от 2,59 до 2,63 г/см³.

На площади, занимаемой гранито-гнейсовой толщей, в том числе ороговикованной и метасоматически измененной, выявлены повышенные и аномальные содержания Pb, Cu, Ni, Co, Ti, V, P, Sn, Mo [94]. По результатам работ Б. А. Одуд-Сичевого [93, 94] на соседней территории с севера в гранито-гнейсах отмечается слабая специализация на цирконий, уран, торий и обогащение элементов редкоземельно-редкокометалльной группы (церий, лантан, ниобий, бериллий).

Неритинский комплекс (vk,yk-gAR₂-PR,n). Породы комплекса впервые были выделены в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения [36] – неритинская серия верхнего архея. Они включались в разрез верхнеалданской свиты нижнего архея и сменялись древнейшими образованиями всего докембрия Алданского щита. В. Л. Дук породы комплекса выделил в амединскую толщу верхнего архея. В ходе последующих работ, эти образования были включены в общий разрез в качестве его нижней части вместе с толщей гранито-гнейсов [93, 94] – нижняя подсвита курумканской свиты раннего архея. Принимаем название – неритинский комплекс, в связи с описанием разреза в пределах одноименной структуры (Неритинский «грабен» по Л. М. Реутову).

Таблица 8

Результаты химического анализа гранито-гнейсового комплекса (вес. %)

№ п/п	Компоненты	Гранито-гнейсы		Роговики по гранито-гнейсам		Плагиогнейсы, частично ороговикованные			Амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые кри- сталлосланцы				
		5223/1	5229	5213/3	5223/2	5223	5227/5	5228	5198/4	5223/5	5230/8	5301/6	5305/3
1	SiO ₂	71,56	74,08	72,22	71,82	73,86	78,44	83,28	50,84	57,02	47,86	50,10	50,70
2	CaO	1,26	0,21	1,05	1,12	1,26	1,05	0,28	9,24	6,3	8,89	9,73	9,03
3	MgO	0,10	1,55	0,69	0,03	0,05	0,74	0,50	8,17	3,76	9,83	6,76	5,47
4	MnO	0,10	0,03	0,03	0,09	0,03	0,03	0,02	0,20	0,17	0,03	0,19	0,17
5	FeO	2,89	2,76	1,65	3,50	0,69	0,49	0,92	3,02	5,98	4,83	3,61	3,74
6	Fe ₂ O ₃	2,72	1,29	1,29	1,62	1,02	1,8	0,79	5,82	6,25	6,43	7,76	5,89
7	Al ₂ O ₃	12,99	10,46	13,92	12,88	14,62	10,9	8,59	16,10	14,15	15,49	15,63	18,01
8	TiO ₂	0,39	0,41	0,32	0,38	0,39	0,41	0,16	0,61	1,33	0,69	1,2	1,0
9	Na ₂ O	2,95	0,90	3,22	3,96	6,42	3,81	2,0	1,52	1,91	1,99	2,49	3,09
10	K ₂ O	4,32	6,54	3,93	3,94	0,85	1,55	3,71	1,96	1,55	1,77	1,28	0,94
11	P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,17	0,06	0,05	0,11	0,04	0,06	0,25	0,06	0,07	0,07
12	п.п.п.	0,48	1,47	0,80	0,38	0,56	0,73	0,64	1,82	0,57	1,87	0,76	0,94
13	Сумма	99,10	99,83	99,29	99,75	99,72	100,06	100,95	100,42	99,27	99,14	99,38	99,05
Характерные петрохимические коэффициенты													
	Na ₂ O+K ₂ O	7,27	7,44	7,15	7,80	7,27	5,36	5,71	3,48	3,46	3,76	3,77	4,03
	Na ₂ O/K ₂ O												
	al'=Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)												
	f= FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂												
	k _a =(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃ , мол. кол.												

Таблица 9

Краткая петрографическая характеристика пород гранито-гнейсового комплекса

№ п/п	Название пород	Структура	Текстура	Минералогический состав		№ шлифов
				Первичный минерал, вес. %	Вторичные минералоизменения	
1	Гранито-гнейс, частично ороговикован, кварц-полевошпатизирован	Лепидогранобластовая, гранобластовая, местами роговиковая, гетерогранобластовая	Гнейсовидная, линзовидно-полосчатая	Кварц - 10-30, микроклин - 20-76, плагиоклаз - 15-50, биотит - 0-15, роговая обманка - 20, диопсид - 0-3, магнетит - 0-5, сфен - 0-2	Частично (пятнами, полосами) ороговикован, кварц-полевошпатизирован	2356/1, 2356, 2369/2*, 5223/1, 5229, 5284/1
2	Роговик по гранито-гнейсу	Мелкозернистая, мозаичная: гранобластовая, лепидогранобластовая	Массивная, пятнистая, неяснолинзово-полосчатая	Реликты в виде единичных зерен (0,2-0,3 мм) биотита, роговой обманки, редко - плагиоклаза и микроклина	Мелкозернистый агрегат округлых зерен (0,03-0,1 мм) кварца - 20-45, микроклина - 20-65, плагиоклаза - 10-53, биотита - 0-10, роговой обманки - 0-3, магнетита - 3-5, граната - 0-2, сфена - 0-3	2350/1, 2353, 3270/2, 5223/2, 5224, 5284а, 5285
3	Плагиогнейсы, частично ороговикованы, метасоматически альбитизированы, микроклинизированы	Лепидогранобластовая, гранобластовая, местами роговиковая, метасоматическая, гетеробластовая	Сланцеватая пятнистая, неясногнейс-видная, линзовидно-полосчатая	Кварц - 18-40, плагиоклаз - 30-70, микроклин - 0-15, биотит - 8-20, роговая обманка - 0-17, диопсид - 0-1, сфен - 0-3	Частично (пятнами, линзами) ороговикован; замещается метасоматитом, альбитом - 0-10, микроклином - 0-15, кварцем - 0-5, мусковитом - 0-3	2349, 2350/2, 2363, 5223, 2364, 5228, 2365, 3277, 5283, 5213/4, 527/5, 6, 7
4	Роговик с реликтами плагиогнейсов, иногда замещен кварц-полевошпатовыми метасоматитами	Роговиковая: мозаичная, зубчатая с листами метасоматитов	Массивная, параллельная, пятнистая	Реликты (0,2-0,5 мм) (0-5) плагиоклаза, биотита, граната, роговой обманки	Мелкозернистый агрегат (0,02-0,1 мм) кварца - 20-59, плагиоклаза - 23-70, микроклина - 0-15, биотита - 8-35, роговой обманки - 0-3, граната - 0-5, магнетита - 2-5; метасоматитов: альбита - 0-12, микроклина - 0-15, кварца - 0-22, мусковита - 0-1	2343, 2352, 2343/1, 2378/2, 3868/1, 3273/1, 3272, 3275, 3282, 5216, 3290/1, 5203/4, 5213/3, 5221/3
5	Клинопироксен-плагиоклазовые кристаллосланцы, частично амфиболитизированы, биотитизированы	Гетерогранобластовая, псевдоморфная: гломеробластовая	Линзовидно-полосчатая, неяснополосчатая, пятнистая	Плагиоклаз - 55-80, клинопироксен - 5-25, графит - ед. з., гранат - 0-3, сфен - 0-2	Роговая обманка - 1-12, биотит - 0-2, плагиоклаз II - 0-22, эпидот - ед. з., магнетит - ед. з.	1910/4*, 1912/2*, 1913/2*, 1913/3*
6	Амфиболиты, амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы ороговикованы, альбитизированы, микроклинизированы	Гранобластовая (роговиковая), гетерогранобластовая, лепидогранобластовая	Массивная, параллельная, гнейс-видная	Плагиоклаз - 20-50, роговая обманка - 46-82, биотит - 0-6, клинопироксен - 0-5, магнетит - 0-2, сфен - 0-5	Кварц - 0-15, альбит - 0-44, микроклин - 0-10, эпидот - 0-3	2332, 2359, 2345/1, 3272/2, 3284/1, 5198/4, 5213/1, 5217, 5223/5, 5230/8

Примечание : * – шлифы Многовершинной партии [57].

Геологосъемочными работами породы комплекса относились к наиболее древним образованиям Алданского щита, но многочисленные определения возраста по прорывающим комплекс гранитоидам не дали датировок древнее 2 100–1 800 млн лет. Нет раннеархейских датировок и для кварцитов (~2 400 млн лет). Ранее на невозможность отнесения этих образований к древнейшим указывала Другова Г. М.

В пределах листа они были включены в состав курумканской свиты нижнего архея в составе трех пачек (с востока на запад): нижняя и верхняя – кварцитовые, средняя – кварцитогнейсовая.

Разрез восточной пачки охарактеризован лишь в одном сечении по руч. Телетей, т. к. большая часть его перекрыта платоформенными отложениями венда и юры. Он представлен кварцитами мономинеральными, грубозернистыми с маломощными прослойками железистых, полевошпатовых, силлиманитовых и, редко, гранатсодержащих кварцитов с линзами, прослойками гнейсов и кристаллосланцев биотитовых и биотит-амфиболовых. Мощность разреза составила 360 м.

В связи с пересмотром сложившегося представления об условии формирования и структуре кварцито-гнейсовой толщи на территории листа в разрезе толщи, выделяются две пачки: гнейсовая и кварцитовая, слагающая крылья антиформы. Выходы пород комплекса имеют тектонические ограничения: с востока – Алдано-Киллярская зона, с запада – дугообразная полоса разрывных нарушений, трассируемых по зонам дробления и тектонитов – кварц-микроклиновыми, кварц-альбитовыми метасоматитами, роговиками. Южная граница ее – по надвигу [93, 94]. Здесь же закартированы фрагменты кварцито-гнейсовой толщи на гранито-гнейсах. Отмечающиеся пологонаклонные лежачие мелкие складки, поздние разрывные нарушения указывают, что породами комплекса выполнена очень сложная складчатая структура, сформированная в ходе тектонических подвижек вдоль Алдано-Киллярской шовной зоны.

Представление о первично осадочной природе пород комплекса не находит подтверждения. Ранее Л. М. Реутов подчеркивал, что в пределах Неритинской структуры реликты псаммитовых структур не установлено. Реликты псаммитовых структур, конгломераты, следы волновой ряби, описанные в кварцитах, кварцито-песчаниках Амединской структуры, относятся к нижнепротерозойским образованиям, ошибочно включенных в общий разрез с кварцитами неритинского возрастного уровня [35]. Вопрос первичной природы и условий формирования кварцитов Алданского щита дискутируется уже длительное время. Образования района, по мнению других авторов хорошо укладываются в типичную схему кислотнощелочного метасоматоза:

- метаморфиты (амфиболовые, биотитовые и др. гнейсы и кристаллосланцы);
- высокоглиноземистые образования;
- кварциты.

В нынешнем понимании, породы неритинского комплекса представлены метасоматическими (вторичными) кварцитами, содержащими в различных сочетаниях и концентрациях глиноzemистые основные минералы (кордиерит, силлиманит, антофиллит-жердит, биотит, магнетит, редко – гранат и диопсид). Местами последние образуют маломощные линзовидные обособления основных пород (биотит-силлиманит-кордиеритовых, антофиллит-кордиеритовых, дистен-силлиманитовых, микроклин-кордиеритовых, микроклин-диопсидовых, диопсидовых и др.), расположенные среди метасоматических кварцитов и прокварцованных метаморфитов.

Данные, указывающие на метасоматическое происхождение этих пород, были получены на правобережье р. Алдан, в бассейне его притока руч. Амунаукачи (Алданского). Здесь аналогичные образования, содержащие линзы, полосы метаморфитов (гранито-гнейсы, плагиогнейсы, редко – амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы), претерпевшие различную метасоматическую проработку (прокварцевание, кордиеритизацию, силлиманитизацию и др.). На отдельных участках наблюдается чередование этих же метаморфитов с маломощными телами силлиманит-кордиеритовых и мономинеральных метасоматических кварцитов. Детальное изучение позволило выделить характерные признаки метасоматического происхождения кварцитов. От вмещающих их биотитовых гранито-гнейсов и плагиогнейсов, по направлению к центру тел метасоматических кварцитов, наблюдаются нижеследующие зональные структурно-вещественные преобразования пород:

- биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы буровато-серого, розовато-серого цвета неясносланцеватые тонкополосчатые мелкозернистые, постепенно осветляются, укрупняются и становятся разнозернистыми пятнистыми линзовидно-полосчатыми и далее к центру переходят в белые крупнозернистые гнейсовидные мономинеральные кварциты;
- в краевых частях тел наблюдаются структуры разъедания и замещения реликтовых породообразующих минералов (плагиоклаза, микроклина, биотита, роговой обманки) и новообразо-

вание крупных метасоматических порфиробласт – кварца, кордиерита, дистена и др., часто содержащие пойкилитовые включения корродированных зерен метаморфитов. Метасоматические зерна концентрируются в виде пятен, линз, полос, ориентированных в одном направлении, что обусловило неясногнейсовидную структуру и пятнистую, линзовидно-полосчатую текстуру породы. К центру наблюдается полное выщелачивание реликтовых мелкозернистых метаморфитов, и порода приобретает равномернозернистую крупнозернистую структуру;

– наблюдается зональное изменение состава породы от многокомпонентной в краевых частях тел, состоящих как из породообразующих реликтовых минералов метаморфитов, так и новообразованных метасоматических минералов к промежуточным зонам, в которых постепенно выщелачиваются сначала минералы метаморфитов и замещаются кварцем с выделением основных минералов (силлиманита, кордиерита, антофиллита, диопсида и др.). Последние к центру сами подвергаются выщелачиванию и замещаются кварцем до образования мономинеральных метасоматических кварцитов. Последовательность изменения вещественного состава при кислотном выщелачивании биотитовых гранито-гнейсов следующая: плагиоклаз+микроклин+биотит+кварц→плагиоклаз+биотит+микроклин+роговая обманка+кварц→биотит+микроклин+роговая обманка+кварц→микроклин+роговая обманка+кварц→роговая обманка+кварц→кварц.

Выщелоченные основания выносятся за пределы зон кислотного выщелачивания и отлагаются в боковых породах (метасоматически измененных метаморфитах и в промежуточных зонах). Образуя маломощные тела основных глиноземистых железомагнезиальных и кальциевых метасоматитов с такой же последовательностью минералообразования: плагиоклаз+биотит+микроклин+кварц+роговая обманка→биотит+микроклин+кварц+роговая обманка→микроклин+кварц+роговая обманка→кварц+роговая обманка→роговая обманка.

Центральная часть площади, занимаемая породами неритинского комплекса, представляет собой чередование метаморфических пород, подвергшихся в разной степени кислотному выщелачиванию и метасоматических кварцитов (мономинеральных, кордиеритовых, силлиманитовых и др.), содержащих редкие маломощные тела основных железомагнезиальных и кальциевых метасоматитов.

За пределами этой полосы (восточнее, западнее и севернее) образования неритинского комплекса представлены, в основном, мономинеральными крупнозернистыми гнейсовидными метасоматическими кварцитами с незначительным (до 5 %) содержанием основных и щелочных минералов с редкими маломощными (1–10 м, до 300 м) телами метасоматических кварцито-сланцев (кордиерит-кварцевых, биотит-силлиманит-кордиерит-кварцевых и др.), кристалло-сланцев (антофиллит-кордиеритовых, силлиманит-кордиеритовых и др.), в которых содержание основных минералов повышается до 25–45 %, а в последних – до 90–100 %. Нередко, кроме основных минералов и кварца, эти тела содержат микроклин (до 25 %), биотит (10–25 %), плагиоклаз (0–15 %), которые являются реликтовыми минералами.

Метасоматические кварцито-сланцы и основные кристаллосланцы характеризуются пятнистой окраской (буровой, розовато-буровой, зеленой), разнозернистой, неясногнейсовидной структурой и пятнистой, линзовидно-полосчатой текстурой.

Отмечаются вторичные породы, образовавшиеся по породам неритинского комплекса в результате более поздних наложенных преобразований (тектонического воздействия, перекристаллизации). Вторичные породы в пределах бассейна р. Алдан слагают узкие (100–300 м), но протяженные зоны, характеризуются катакластическими (blastokataklastическая, blastomylonитовая) и очковой, свиливатой текстурами. Зерна кварца и основных минералов раздроблены в мелкозернистый агрегат и частично перекристаллизованы. Кордиерит замещается светло-коричневым мелкочешуйчатым агрегатом пенита, другие основные и щелочные минералы замещаются серицитом, мусковитом с выделением железа в виде черной гематитовой слюдки. В пределах этих зон наблюдается наложенная (вторичная) микроклинизация, альбитизация, турмалинизация с формированием вторичных гематит-мусковитовых, турмалин-микроклин-мусковитовых кварцитов и кварцито-сланцев, кварц-мусковитовых сланцев.

Наиболее интенсивные вторичные преобразования породы неритинского комплекса претерпели в пределах Амединской тектонической зоны, состоящей из разнообразных тонкополосчатых тектонитов, образовавшихся как по породам неритинского комплекса, так и по метаморфитам (биотитовым гнейсам, гранито-гнейсам, амфибол-плагиоклазовым кристаллосланцам), предположительно, алданского комплекса и содержащей будины, тектонические клинья слабо тектонизированных исходных пород. Породы зоны прорваны мелкими телами (дайками) долеритов куранахского комплекса и более поздними гранитами каменковского комплекса. Кроме тектонических преобразований эти породы претерпели вторичный контактовый метаморфизм и альбит-микроклиновый метасоматоз и представлены породы неритинского комплекса, в основном, вторичными образованиями (мусковит-кварцевыми, двуслюдяно-кварцевыми, фибролит-

двуслюдно-кварцевыми, гематит-кварцевыми, микроклин-двуслюдяно-кварцевыми, турмалин-кварцевыми, кварц-мусковитовыми метасоматическими породами), но сохранившими в будинах, тектонических клиньях фрагменты реликтовых крупнозернистых гнейсовидных кварцитов и кварцito-сланцев с реликтами кордиерита, силлиманита, антофиллита. Вторичные образования характеризуются мелкозернистой бластокатастической, бластомилонитовой, местами роговиковой структурами, тонкополосчатой, линзовиднополосчатой, очковой, свилеватой текстурами.

Таким образом, в минералогическом составе пород неритинского комплекса, отмечается три группы минералов:

- реликтовые метаморфиты, сохранившиеся от тех пород, которые подверглись кислотному выщелачиванию (плагиоклаз, микроклин, биотит, роговая обманка, кварц I);
- метасоматические минералы, образовавшиеся в процессе кислотного выщелачивания (кварц II, кордиерит, силлиманит, дистен, антофиллит-жердит, диопсид, магнетит);
- вторичные (наложенные), образовавшиеся в результате более поздних тектоно-метасоматических и kontaktово-метаморфических преобразований (кварц III, мусковит, фибролит, андалузит, ставролит, гематит, альбит, микроклин II, турмалин).

Основным породообразующим минералом пород неритинского комплекса является кварц, который в краевых частях тел встречается в двух генерациях: метаморфический кварц образует мелкие (0,2–0,5 мм) изометричные зерна; метасоматический кварц слагает овальные порфиробласти (2–3 мм) с извилистыми краями, содержащие пойкилитовые включения реликтовых минералов метаморфитов. К центру отмечается только метасоматический кварц, который еще больше укрупняется до 5–6 мм и образует чистые овальные зерна.

В таблице 10 приведены данные химического анализа по породам неритинского комплекса.

Метасоматически измененные биотитовые гнейсы характеризуются повышенными концентрациями SiO_2 (79,52–80,97 %) и устойчивыми значениями Na_2O (1,87–4,06 %) Fe_2O_3 (1,11–1,80 %) и Al_2O_3 (8,63–9,87 %). Биотитовые гранито-гнейсы, также в разной степени метасоматически измененные, имеют повышенные устойчивые параметры SiO_2 (79,22–89,90 %), K_2O (1,53–5,59 %), Fe_2O_3 (0,79–1,97 %). Метасоматические породы промежуточных зон, не содержащие реликтов метаморфитов, состоят из преобладающего кварца с различными сочетаниями и концентрациями основных глиноземистых и железомагнезиальных минералов, поэтому они характеризуются весьма низкими значениями Na_2O , K_2O , CaO , высокими – SiO_2 и переменными параметрами – Al_2O_3 , MgO , FeO , Fe_2O_3 , зависящими от состава основных метасоматических минералов. Инертные компоненты промежуточной зоны выглядят следующим образом: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 \pm \text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$. Породы, претерпевшие метасоматическое выщелачивание, представлены мономинеральными кварцитами, характеризующими весьма высокими параметрами SiO_2 (93,4–99,6 %) с незначительной примесью Al_2O_3 (0,24–2,61 %), иногда K_2O (0,20–3,16 %) и FeO (0–2,61 %). Инертные компоненты, характеризующие данную группу, следующие: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 \pm \text{K}_2\text{O} \pm \text{FeO} \rightarrow \text{SiO}_2$.

Можно сделать следующие выводы: при кислотном выщелачивании от боковых пород (метаморфитов), претерпевшие незначительные метасоматические преобразования, состоящие из минералов метаморфитов и новообразованных метасоматитов и характеризующиеся многокомпонентным химическим составом ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} \pm \text{K}_2\text{O} \pm \text{CaO} \pm \text{Fe}_2\text{O}_3 \pm \text{FeO} \pm \text{MgO}$), по направлению к центру метасоматических тел наблюдается постепенное уменьшение Na_2O , K_2O , CaO (входящими в состав породообразующих минералов), насыщение SiO_2 и перераспределение основных окислов (MgO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3) с образованием разнообразных метасоматических кварцитов, кварцito-сланцев и сланцев с различными процентными соотношениями, которые слагают промежуточные зоны метасоматических тел. Далее к центру наблюдается выщелачивание основных окислов и замещение их SiO_2 до образования мономинеральных кварцитов. Этую последовательность изменения химического состава по направлению к центру тел можно показать следующим образом: $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} \pm \text{K}_2\text{O} \pm \text{CaO} \pm \text{MgO} \rightarrow \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 \pm \text{MgO} \pm \text{FeO} \pm \text{Fe}_2\text{O}_3 \pm \text{K}_2\text{O} \rightarrow \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{SiO}_2$.

Вторичные мусковит-кварцевые метасоматические породы с реликтами кордиерита по химическому составу близки к микроклин-кордиерит содержащим мономинеральным метасоматическим кварцитам неритинского комплекса и характеризуются высокими содержаниями SiO_2 (90,00–90,78 %) и постоянным присутствием Al_2O_3 и K_2O .

Таблица 10

Химический состав пород неритинского комплекса (вес. %)

№ п/п	Компо- ненты	5231/4	5306/1	2502/4	5301	5301/3	5301/7	5306	5230/4	5230/5	5231/2	1521/1	7663	7206	5225	5231	5306	5302	7010/1	1020	1036	4635	5232/1	5232/2	5233
1	SiO ₂	80,94	80,06	79,52	83,54	84,70	83,36	79,22	88,90	67,6	75,78	81,28	88,54	69,82	94,78	94,64	93,46	96,70	96,48	97,86	99,66	97,3	90,78	90,0	90,04
2	CaO	1,96	0,96	0,49	0,35	0,07	0,14	0,21	0,21	0,28	7,21	0,21	0,21	0,14	0,14	0,14	0,35	0,07	0,28	0,28	0,35	0,35	0,21	0,27	0,21
3	MgO	1,68	0,79	2,06	1,45	0,75	0,49	1,29	1,90	5,89	3,93	2,82	0,30	9,56	-	0,09	0,05	-	0,19	0,10	-	-	0,10	0,05	0,05
4	MnO	0,06	0,04	0,02	0,02	0,07	0,03	0,03	0,03	0,04	0,11	0,02	0,01	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
5	FeO	0,92	1,36	0,20	0,80	0,75	0,61	0,38	0,62	3,88	0,60	2,36	4,31	0,16	2,61	0,21	0,93	0,20	0,72	-	-	-	0,35	0,24	0,84
6	Fe ₂ O ₃	1,33	1,11	1,80	1,97	1,44	1,79	2,26	0,79	1,36	0,90	0,79	0,79	3,81	0,61	0,40	0,47	0,38	0,10	0,46	0,40	0,72	0,54	0,32	0,32
7	Al ₂ O ₃	8,63	9,87	9,45	6,66	6,81	7,44	9,51	4,27	13,16	6,56	8,64	3,64	1,97	1,29	6,59	3,10	1,40	1,47	0,24	1,60	0,85	4,97	5,65	4,84
8	TiO ₂	0,20	0,32	0,46	0,32	0,32	0,32	0,39	0,12	0,68	0,24	0,21	0,20	0,52	0,15	0,24	0,15	0,05	0,04	0,02	0,03	0,05	0,12	0,15	0,11
9	Na ₂ O	1,87	1,89	4,06	0,50	0,40	0,39	0,47	0,35	0,47	0,51	0,14	0,1	0,64	0,11	0,51	0,23	0,15	0,41	-	-	-	0,36	0,37	0,33
10	K ₂ O	0,95	2,81	0,35	4,01	3,93	4,43	5,59	1,50	3,69	3,16	1,42	0,35	0,51	0,37	3,16	1,06	0,48	0,22	0,20	0,92	0,36	1,77	1,73	1,77
11	P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,07	0,06	0,06	0,07	0,07	0,06	0,09	0,09	0,03	0,01	0,04	0,02	0,09	0,14	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,03
12	п.п.п.	1,21	0,60	0,99	0,56	0,92	0,74	0,62	1,87	2,10	1,21	2,24	1,04	2,0	0,31	0,53	0,47	0,62	0,17	0,09	0,04	0,05	0,88	1,05	0,99
13	Сумма	99,84	99,88	99,47	100,3	100,2	99,81	100,1	99,81	99,12	100,2	100,2	99,51	99,22	100,4	100,2	100,9	100,1	100,1	99,21	100,1	99,8	100,1	99,9	99,2
Инертные компоненты	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂										
	Al ₂ O ₃	CaO	Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃																				
	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O	K ₂ O	K ₂ O	K ₂ O	K ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	FeO	MgO	FeO	K ₂ O	K ₂ O						K ₂ O	K ₂ O	K ₂ O	
	Na ₂ O	Na ₂ O	MgO	MgO	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	MgO		FeO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃												
	Fe ₂ O ₃				MgO		FeO	MgO	K ₂ O																
	MgO	FeO								Fe ₂ O ₃	K ₂ O														

Пробы: 5231/4 – биотитовый плагиогнейс с гранатом прокварцов, слабо кордиеритизирован; 5306/1 – биотитовый плагиогнейс микроклинизирован, прокварцов; 2502/4 – биотитовый плагиогнейс прокварцов, кордиеритизирован, антофиллитизирован; 5301, 5301/3, 7, 5306/6 – биотитовый гранито-гнейс прокварцов, слабо силлиманитизирован; 5230/4, 5 – кордиерит-кварцевый метасоматит с реликтами биотитового гранито-гнейса; 5231/2 – диосид-кварцевый метасоматит с реликтами биотитового гранито-гнейса; 1521/1 – кордиерит-кварцевый метасоматит; 7663 – магнетит-силлиманит-кварцевый метасоматит; 7206 – силлиманит-кордиерит-жердит-кварцевый метасоматит; 5225, 5231, 5306, 5302, 7010/1, 1020, 1037, 4635 – мономинеральные метасоматические кварциты; 5232/1, 2, 5233 – вторичные мусковит-кварцевые метасоматиты с реликтами кордиеритовых кварцитов.

По результатам геофизических исследований породы характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости ($(0,02-17,7) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, при средних значениях – $(0,1-0,2) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) в кварцитах и кварците-сланцах и $(0,11 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) метасоматически измененных биотитовых гнейсах, гранито-гнейсах. Значения плотности варьируют от 2,58 до 2,93 г/см³ при средних значениях – 2,69 г/см³ в кварцитах и кварците-сланцах и, соответственно, от 2,56 до 3,00 г/см³ при средних значениях – 2,71 г/см³ – в измененных биотитовых гнейсах и гранито-гнейсах.

В неритинской структуре отмечались лишь биотитовые, диопсид-биотитовые и амфиболовые кристаллосланцы и гнейсы. Более полные разрезы были охарактеризованы в Амединской зоне, часть из них отнесена к яргинской серии, часть к бластомилонитам и к вторичным кварцитам и кварците-сланцам. Лишь нижняя часть разреза соответствует булгуняхтахской свите [35, 36, 94], выделенной в булгуняхтахскую серию верхнего архея, относя к ней мелкие выходы (ксенолиты среди гранитов) ороговиковых биотитовых, биотит-силиманитовых гнейсов, реже – кварцитов. В неритинской структуре все породы отнесены к амединской серии. Разрезы булгуняхтахской серии зачастую ничем не отличаются от таковых амединской: переслаивания.

Приведенные выше материалы, указывают на многостадийный характер формирования пород комплекса. В неритинской структуре отмечались лишь биотитовые, диопсид-биотитовые, амфиболовые плагиогнейсы, кристаллосланцы, являющиеся фрагментами исходных разрезов. Развивались по ним ли кварциты или по каким-то другим породам, однозначно не установлено.

Более полные разрезы метаморфитов характеризованы в Амединской зоне, но часть из них отнесена к яргинской серии – к бластомилонитам по кварцитам и кварците-гнейсам. Нижняя часть разреза, соответствующая булгуняхтахской свите [35, 36], выделяется в булгуняхтахской серии верхнего архея, объединяя в нее мелкие выходы ороговиковых биотитовых, биотит-силиманитовых гнейсов, кварцитов. В тоже время, в пределах неритинской структуры те же породы отнесены к амединской серии, что ставит под сомнение возможность их разделенного картирования, и они включены нами в неритинский комплекс. Их возрастная принадлежность не определена, но большинством исследователей они не рассматриваются древнее верхнего архея, что может определять нижнюю возрастную границу неритинского комплекса.

При проведенных детальных петрографических исследованиях не всегда представляется возможность разделить вторичные метасоматические образования от исходных пород, и поэтому в составе комплекса можно выделить два подкомплекса: подкомплекс вторичных кварцитов (группа В) и подкомплекс вторичных кварците-гнейсов, в разной степени переработанных мегабиотитов (группа А, Б, В). В пределах Амединской зоны, где часть пород комплекса превращена в бластомилониты, и это разделение практически невозможно.

Сектолачинский комплекс умереннощелочных гранитов (εγPR,st). Образования сектолачинского комплекса распространены в юго-восточной части площади в бассейне рр. Лев., Прав. Унгра, Синсирик. Отдельные мелкие выходы образований комплекса отмечаются и вдоль Южно-Якутского надвига до правобережья р. Кускадай-Олонгра.

Комплекс представлен щелочными метасоматитами, метасоматическими умереннощелочными гранитами, граносиенитами, щелочными сиенитами.

Характерной особенностью развития образований комплекса является их структурная приуроченность к границам тектонических пластин, выполненных породами чугинской толщи и куртахского комплекса. В пределах листа породы комплекса сконцентрированы в трех зонах. Первая зона протягивается вдоль контакта чугинской толщи и куртахского комплекса от долины р. Унгра (от контакта с юрскими отложениями) на юго-восток, через среднее течение р. Бурпала, к нижнему течению р. Анабыл. Ее протяженность – более 18 км. Вторая зона протяженностью 19–20 км занимает междуречье ручьев Ангевун–Анабыл и протягивается вдоль левого борта долины Анабыла до сочленения с первой зоной метасоматитов. Третья зона протягивается от приустьевой части руч. Ангевун на северо-запад через слияние Лев., Сред. и Мал. Унгры к истокам р. Синсирик. Ширина выходов пород комплекса достигает 1–1,5 км, иногда – 2–2,5 км, в третьей зоне – до 7–8 км. Наибольшее площадное распространение имеет третья зона.

Первые две зоны сложены умереннощелочными гранитами, граносиенитами и щелочными сиенитами, третья – щелочными метасоматитами.

Умереннощелочные граниты в первой зоне образуют полого залегающие тела, полукольцом обрамляющие выходы метагаббро куртахского комплекса и отделяющие их от кристаллических сланцев чугинской толщи. Мелкие тела здесь участвуют в складчатости, но наблюдаются и мелкие тела, секущие складки. Крупные тела (массивы) сопровождаются интенсивной мигматизацией, микроклинизацией и окварцеванием вмещающих пород. Внешне умереннощелочные

граниты средне-крупнозернистые светло-серые, буровато-серые, серо-розовые порфировидные массивные, редко – гнейсовидные. Структура их аллотриоморфнозернистая, участками – гиподиоморфнозернистая, выраженная идиоморфизмом плагиоклаза, редко – катакластическая и гранобластовая. Граниты состоят из переменного количества плагиоклаза (10–30 %), микроклина (31–65 %), кварца (25–35 %), биотита (0–1 %), роговой обманки (ед. зерна). Аксессорные минералы представлены цирконом, рутилом, апатитом, сфеном, ортитом, магнетитом. В микроклине содержится до 20 % перититовых вростков плагиоклаза, ветвистые выделения альбита.

Фигуративные точки гранитов и гранитизированных пород концентрируются в ореоле, охватывающем поле низкощелочных гранитов, лейкогранитов и собственно щелочных гранитов. Состав гранитизируемых пород меняется за счет привноса K_2O при почти неизменном содержании Na_2O . При усилении гранитизации возрастает содержание SiO_2 с выносом CaO , MgO , Fe_2O_3 и FeO . При этом глиноземистость возрастает до 9,5–13,7, против 2–7,6 – в слабо гранитизированных разностях. Умереннощелочные граниты характеризуются крайне высокой глиноземистостью; по соотношению Na_2O/K_2O они относятся к калиево-натровой серии. Генезис их признается палингенно-метасоматический.

Часть пород комплекса относится к гнейсовидным диопсид- и сферосодержащим умереннощелочным гранитам, граносиенитам, эгириновые разности – к щелочным сиенитам [35]. Другой Г. М. [16] эгириновые сиениты рассматриваются в качестве продуктов гранитизации пород Алданского мегакомплекса.

Породы чугинской толщи нередко прорваны телами метасоматических гранитов, граносиенитов, с которыми связана повышенная радиоактивность.

Большая часть выходов метасоматитов находит отражение на картах магнитного поля положительными магнитными аномалиями благодаря повышенному содержанию в них магнетита.

Структурная приуроченность метасоматитов к границам тектонических пластин разновозрастных образований, общность ориентировки полосчатости в метасоматитах и вмещающих породах, широкое развитие мелкой складчатости в метасоматитах, часто с субгоризонтальной ориентировкой осевых плоскостей, позволяют рассматривать их как тектонометасоматические образования, сформированные одновременно с формированием покровно-надвиговых структур. Это же отражает и характер их взаимоотношений с вмещающими породами, указывающий на формирование метасоматитов за счет окружающих пород.

Переход от метадиоритов, метаплагиогранитов к метасоматитам довольно резкий, хотя в 300–400 м от контакта в метадиоритах появляются мелкие прожилки метасоматитов, пятна, линзы вновь образованных щелочного амфибала и биотита. На левобережье р. Лев. Унгра во фронтальной части надвига эта зона перехода растягивается до первых километров, представляя собой чередование в разной степени измененных метадиоритов и мелких тел метасоматитов.

Собственно эгирин-авгитовые метасоматиты занимают центральную часть третьей зоны. Ширина их выходов измеряется первыми сотнями метров. К kontaktам тел метасоматитов количество реликтов в них увеличивается, метасоматиты приобретают облик линзовидно-полосчатых пород. В приконтактовых зонах очень часто отмечаются мелкие тела основных пироксен-гранат-магнетитовых пород, амфибол-апатит-магнетитовых метасоматитов. Иногда переход от метасоматитов к метадиоритам проходит через зону кварц-полевошпатитов.

Метасоматиты подразделяются на три разновидности: кварц-микроперититовые метасоматиты с эгирин-авгитом, магнетитом, иногда со щелочным амфиболовым; альбитовые, альбит-микроперититовые метасоматиты с щелочным биотитом, редко – с магнетитом, эгирин-авгитом; основные метасоматические образования.

Наиболее изучены кварц-микроперититовые метасоматиты, которые занимают обширное поле на водоразделе Левой и Средней Унгры. Эти метасоматиты наложены на метаплагиограниты и плагиогранитизированные метадиориты куртакского комплекса и прослеживаются полосой шириной 10–20 м в северо-западном направлении. Они состоят из довольно кислого плагиоклаза (олигоклаза) и кварца и содержат в незначительном количестве (3–5 %, до 15 %) реликты метадиоритов. В краевой части зон, где метасоматиты содержат существенное количество реликтов вмещающих пород, содержание кварца значительное (23–38 %), а в центральных частях тел метасоматитов, где наиболее интенсивно проявился метасоматоз, содержание кварца снижается до 10–15 %.

Основным пордообразующим минералом метасоматитов является микроперитит розового цвета, развивающийся в краевой части тел метасоматитов по светло-зеленоватым метаплагиогранитам в виде пятен, линз, прожилков, обуславливая пятнистую, линзовидно-полосчатую текстуры пород. К центру тел происходит практически полное выщелачивание реликтового олигоклаза и замещение его микроперититом. При этом порода приобретает светло-розовый,

серовато-розовый цвет. Одновременно с выщелачиванием олигоклаза и, частично, кварца и замещением их микроперитом происходит замещение реликтовых уралитизированных пироксенов и бурой роговой обманки щелочным сине-зеленым (арфведсонитом) и красновато-коричневым (баркевикитом) амфиболом. В краевых частях зон щелочные амфиболы развиваются по пироксенам и роговой обманке в виде оторочек. В центральных частях тел пироксены и бурая роговая обманка полностью замещены щелочными амфиболами, эгирина-авгитом, биотитом с включениями магнетита. При этом фемические минералы концентрируются в виде пятен и линз, обуславливая линзовидно-полосчатую текстуру.

Альбитовые и альбит-микроперитовые метасоматиты имеют схожий внешний облик, схожий минералогический состав, но отличаются отсутствием кварца и наличием альбита. Это объясняется тем, что вмещающие их породы безкварцевые, основного состава (метагаббрю, габбро-амфиболиты, амфиболовые кристаллосланцы). Поэтому щелочной метасоматоз здесь происходил несколько иначе. Во внешней зоне происходил вынос Ca и привнос Na, что обусловило выщелачивание основных полевых шпатов и замещение их альбитом, местами с микроперитом, содержащим пойкилитовые вrostки эпидота, серицита, актинолита. Одновременно по краям фемических минералов наблюдается замещение их щелочными амфиболами (арфведсонитом, баркевикитом). Далее к центру тел метасоматитов реликты основных полевых шпатов остается незначительное количество, преобладает микроперит, в меньшем количестве – альбит, реликтовые фемические минералы замещаются полностью щелочными амфиболами, биотитом, иногда эгирина-авгитом и магнетитом.

Помимо щелочных метасоматитов нередко образуются щелочные основные метасоматиты, представленные агрегатом щелочных амфиболов с магнетитом (до 10–15 %), апатитом (до 8–10 %), гранатом, биотитом, эгирина-авгитом. Обычно основные щелочные метасоматиты образуют линзовидные обособления в щелочных метасоматитах, либо в их краевых частях и в боковых породах. Размеры тел основных щелочных метасоматитов различные – от $0,5 \times (10–15)$ см до 1–2 м шириной и до первых десятков метров протяженностью.

Микроперит образует зерна неправильной, часто удлиненной формы, с тонкими веретенообразными включениями альбита (до 40–50 %), нередко содержит пойкилобластовые включения реликтовых минералов.

Альбит в краевой части тел метасоматитов обычно содержит многочисленные включения эпидота, серицита, актинолита. К центру тел он очищается от включений и образует прозрачные зерна неправильной формы, иногда с тонкими полисинтетическими двойниками.

Кварц отмечается в двух генерациях: реликтовый образует корродированные зерна, разъедаемые альбитом и микроперитом; в кварц-микроперитовых метасоматитах отмечается более поздний кварц, образующий более крупные порфиробласти, нередко линзовидной формы, в срастании с микроперитом.

Щелочные амфиболовы представлены сине-зеленым арфведсонитом, образующим стебельчатые, листоватые зерна, и длиннопризматическим баркевикитом, плеохроирующими от светло-коричневого до красно-коричневого цвета.

Эгирина-авгит образует короткостолбчатые зерна светло-зеленого цвета, слабо плеохроирующие до зеленовато-желтого цвета.

Биотит отмечается в призматических листочках красновато-коричневого цвета.

Магнетит образует зерна неправильной формы.

В таблице 11 приведен химический анализ щелочных метасоматитов [35].

Метасоматиты перенасыщены K₂O (13,36 %), характеризуются повышенными и аномальными значениями Pb (0,02–0,03 %), Zn (0,003–0,015 %), Sn (0,0002–0,0007 %), Zr (0,01–0,07 %, до 0,5 %), P (0,05–0,20 %) и Nb (0,001–0,002 %).

Куранахский комплекс (βPR.kr). К куранахскому комплексу отнесена серия даек габбродиабазов, диабазов и метадиабазов, концентрирующихся в полосе северо-восточного (40–60°) простирания на водоразделах рр. Синсирик–Лев. Унгра и руч. Пастьбищный–р. Мал. Унгра. Протяженность полосы даек – 10 км. В рельфе дайки не выражены, только на водоразделах они образуют отпрепарированные валы высотой 5–8 м.

На картах геофизических полей дайки комплекса отражения не находят.

Длина даек габбродиабазов и диабазов составляет от 0,5–2 до 5–6 км, мощность – от 10–30 до 100–400 м. Падение даек крутое на юго-юго-восток под углами 60–80°, часто вертикальное; контакты с вмещающими породами резкие, ровные. Вдоль контактов даек часто наблюдаются трещинные тела микроклин-перитовых гранитов. В зонах тектонических разломов породы, слагающие дайки, часто рассланцованны и диагностированы, сами дайки сохраняются в виде будинов среди тектонитов.

Таблица 11

Краткая петрографическая характеристика метасоматических пород сектолачинского комплекса

№ п/п	Название породы	Структура	Текстура	Минералогический состав, вес. %	Номера шлифов
1	Метасоматит кварц-микроперитовый: а) с реликтами вмещающих пород, иногда с эгирин-авгитом, щелочными амфиболями и магнетитом	Гетерогранобластовая, пойкилопорфиробластовая, псевдоморфная	Гнейсовидная, линзовидно-полосчатая, пятнистая	Кварц - 23-38, микроперит - 45-60, эгирин-авгит - 0-3, биотит - 0-5, щелочные амфиболы - ед. з., реликты вмещающих пород - 20-50	1215*, 1422а*, 2372/1, 2735/3*, 2775*, 3273а*, 3277а*, 3313*, 3504*, 5134, 5134/2, 5136/4
	б) магнетит-эгирин-авгитовый с щелочными амфиболями, биотитом с незначительной примесью реликтовых пород	Гетерогранобластовая, пойкилобластовая	Линзовидно-полосчатая, пятнистая	Кварц - 10-15, микроперит - 64-80, эгирин-авгит - 2-6, магнетит - 2-5, щелочные амфиболы - 0-6, реликты вмещающих пород - 0-20	2055/1*, 2096*, 2099*, 2100*, 2253, 2415*, 5132, 2419*, 3312*, 3314*, 3468*, 5131/*1, 2, 5131, 5133/1, 2251
2	Метасоматиты альбитовые и альбит-микроперитовые: а) содержащие реликты вмещающих пород с наложенным биотитом, щелочными амфиболями, эгирин-авгитом, магнетитом	Псевдоморфная, порфиробластовая, лепидогранобластовая	Сланцеватая, пятнистая	Альбит - 33-85, микроперит - 0-10, кварц - 0-5, эгирин-авгит - 0-3, биотит - 1-2, щелочной амфибол - 0-2, до 16, магнетит - 0-3, вмещающие породы - 30-58	1246*, 2240*, 2241*, 2345*, 2270*
	б) те же с незначительным содержанием вмещающих пород	Гетерогранобластовая, порфиробластовая, лепидонематогранобластовая	Гнейсовидная, линзовидно-полосчатая, очковая	Альбит - 10-55, микроперит - 50-90, кварц - 0-10, эгирин-авгит - 0-3, биотит - 3-5, щелочной амфибол - 0-6, магнетит - 0-2, вмещающие породы - 0-20	1381*, 2885/1, 3321*, 3312а*
3	Основные апатит-магнетит-амфиболовые метасоматиты с реликтами вмещающих пород	Гранонематобластовая	Пятнистая	Щелочной амфибол - 50-56, магнетит - 10-15, эгирин-авгит - 0-5, биотит - 0-10, апатит - до 10, гранат - до 5, вмещающие породы - 0-20	

Примечание: * – шлифы Многовершинной партии [57].

Продолжение табл. 11

Результаты силикатных анализов метасоматических пород сектолачинского комплекса (Дук В. Л.)

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
II- 6363/3	61,91	0,59	15,33	3,3	1,28	0,04	0,8	1,19	1,89	13,36	0,05	0,04	99,78

Состав даек зависит от их мощности: маломощные дайки сложены диабазами; при значительных мощностях они имеют зональное строение – центральная часть даек сложена метагаббродиабазами, краевые части (10–20 м) – метадиабазами. В эндоконтактах даек нередко наблюдаются зоны закалки шириной 10–20 см, сложенные микродиабазами, а в экзоконтактах – зоны ороговикования шириной от нескольких метров до 100–200 м. Иногда в эндоконтактах отмечаются контактово-метасоматические породы эпидот-амфиболового состава, образующие зоны незначительной мощности (10–30 см).

Метагаббродиабазы (кварцевые и безкварцевые) и метадиабазы – средне- и массивные крупнозернистые породы зеленовато-серого, до зеленовато-черного цвета. Микроструктура пород офитовая и габбро-офитовая, бластогаббро-офитовая с элементами катакластической. Породы сложены плагиоклазом (34–57 %), моноклинным пироксеном (36–61 %), ромбическим пироксеном (0–10 %), кварцем (2–6 %, до 8 %), магнетитом и титаномагнетитом (2–5 %). Кроме того, в виде акцессория присутствует апатит (0–2 %).

Характерной чертой комплекса являются интенсивные автометасоматические вторичные преобразования пород (уралитизация, редко – оталькование и серпентинизация пироксенов, соссюритизация и эпидотизация плагиоклазов). Помимо автометасоматических преобразований породы комплекса претерпели региональный метаморфизм, выразившийся в появлении биотита, роговой обманки, альбит-олигоклаза. При значительном развитии вторичных минералов, особенно более высоких степеней метаморфизма, порода переходит в ортоамфиболит.

Метаморфизованные габбродиабазы сложены плагиоклазом (38–45 %), роговой обманкой (54–56 %), кварцем (2–5 %), рудными минералами (2–3 %). Плагиоклаз (лабрадор № 60) образует идиоморфные длиннопризматические кристаллы размером от 0,3×1,0 до (0,5–0,8)×(5,0–10,0) мм. Он практически полностью замещен агрегатом криптокристаллического соссюрита и мелкозернистого эпидот-циозита с незначительной примесью серицита. В редких случаях сквозь этот агрегат просвечиваются полисинтетические двойники. При метаморфизме он замещается агрегатом округло-неправильных зерен андезин-олигоклаза. В редких случаях в центре новообразованного плагиоклаза сохраняются реликты соссюритизированного магматического плагиоклаза – лабрадора. Пироксены (авгит, редко – энстатит) отмечаются в более ксеноморфных неправильно-призматических зернах размером 0,5–2,0 мм и обычно образуют сростки нескольких зерен до 5 мм диаметром, располагаясь в интерстициях между листами плагиоклаза. В большинстве случаев они замещены вторичными минералами и только иногда сохраняются в центре зерен в виде небольших реликтов. Кварц образует резко ксеноморфные зерна диаметром 0,1–0,5 мм, редко – 1,0 мм, выполняя промежутки между плагиоклазами и пироксенами. Местами кварц перекристаллизован с образованием мелкозернистого гранобластового агрегата. Рудные минералы (титаномагнетит) образуют в интерстициях резко ксеноморфные зерна размерами 0,1–1,0 мм. Замещаются лейкоксеном, сфером, лимонитом. Отмечаются также рудные минералы поздней генерации, образующие мелкую до пылевидной сырьи. Амфибол представлен буровато-зеленой и зеленой, редко сине-зеленой роговой обманкой, образующей зерна округло-неправильной формы размером до 0,5 мм.

По химическому составу метадиабазы куранахского комплекса относятся к основным породам нормального ряда – толеитовым базальтам и долеритам. Они низкоглиноземистые ($al' = 0,60–0,64$) (табл. 12), недосыщены кремнеземом, бедны щелочами и относятся к натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 5,53–7,15$). В сравнении с диабазами торского комплекса диабазы куранахского комплекса содержат меньше кремнезема и больше – щелочей.

Таблица 12

Химический состав (вес. %) и основные петрохимические характеристики пород куранахского комплекса

№ п/п	Компоненты	№ шлифов						
		07054/1*	05854/1*	06037*	05635*	07210/2*	02032	05043/2
1	SiO ₂	51,7	50,0	52,8	48,3	48,4	49,0	49,0
2	TiO ₂	0,77	1,14	0,98	1,12	1,08	1,08	1,25
3	Al ₂ O ₃	15,8	17,4	13,5	14,88	15,15	13,10	13,75
4	Fe ₂ O ₃	4,17	5,28	4,03	4,64	4,24	4,35	6,0
5	FeO	6,15	5,6	7,11	7,17	7,08	7,97	6,80
6	MnO	0,18	0,11	0,02	0,23	0,24	0,22	0
7	MgO	7,28	6,02	7,28	6,86	7,48	9,34	8,69
8	CaO	8,85	10,72	8,89	11,5	10,62	12,02	11,29
9	K ₂ O	0,8	0,2	1,05	0,40	0,26	0,30	0,26
10	Na ₂ O	2,08	1,56	1,9	1,48	1,55	1,66	1,86

Окончание табл. 12

№ п/п	Компоненты	№ шлифов						
		07054/1*	05854/1*	06037*	05635*	07210/2*	02032	05043/2
11	P ₂ O ₅	0,13	0,105	0,12	0,087	0,11	0,06	0,07
12	SO ₃	> 0,25	> 0,25	> 0,25	> 0,25	> 0,25		
13	п.п.п.	1,46	2,85	1,35	3,16	2,63	2,10	1,87
14	Сумма	99,17	100,99	99,03	99,88	98,84	101,20	100,84
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
15	S	58,1	59,2	59,4	58,2	56,6	55,16	56,05
16	a	10,2	7,1	7,9	4,0	4,0	3,99	4,42
17	c	5,3	8,4	4,9	8,4	8,7	6,55	6,88
18	b	26,4	24,3	27,8	29,4	28,7	34,30	32,65
19	c'	20,0	19,6	20,7	21,3	17,0	22,45	20,48
20	a'	-	-	-	-	-	-	-
21	m'	45,8	41,0	43,5	41,2	46,1	44,91	44,49
22	f'	34,2	39,4	35,8	37,5	36,9	32,64	35,03
23	n	47,4	90,1	79,7	85,7	12,5	89,37	91,58
24	t	1,2	1,7	1,2	1,7	1,7	1,63	1,88
25	Q	-9,4	-6,6	-1,74	0,04	0,66	-4,21	-3,62
26	a/c	1,9	0,8	1,61	0,4	0,5	0,61	0,64
27	φ	34,2	18,8	12,0	14,0	12,97	10,56	15,51
Важнейшие петрохимические характеристики								
28	Na ₂ O/K ₂ O	2,6	7,8	1,8	3,7	5,96	5,53	7,15
29	al'=Al ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)	0,9	1,03	0,72	0,8	0,81	0,60	0,64
30	k _φ =(FeO+Fe ₂ O ₃)/(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)×100 %	58,6	64,4	60,5	63,3	60,2		
31	A=Al ₂ O ₃ +CaO+Na ₂ O+K ₂ O	27,5	29,9	25,3	28,3	27,5		
32	S=SiO ₂ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO+MnO+TiO ₂)	33,5	31,9	33,4	28,3	28,3		
33	Na ₂ O+K ₂ O						1,96	2,12
34	f'=FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂						22,74	22,74
35	k _a =(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃ , мол. кол.						0,23	0,24

Примечание: * – шлифы Многовершинной партии [57].

Породы характеризуются значениями плотности – 2,84–2,96 г/см³ (в среднем – 2,9 г/см³) и переменными параметрами магнитной восприимчивости – от $(0,19\text{--}3,22)\cdot10^{-5}$ до $39,2\cdot10^{-5}$ ед. СИ. Величины плотности и магнитной восприимчивости возрастают при уменьшении степени вторичных изменений пород.

Для пород комплекса характерна геохимическая неоднородность по фосфору, марганцу, кобальту, никелю, меди, цинку, молибдену, свинцу, титану, ванадию, хрому, галлию. В них в повышенных относительно кларковых концентрациях содержатся ванадий (3,2 фона), кобальт (2,9 фона), никель (2,9 фона), молибден (2,0 фона), в пониженных – бор, фосфор, галлий.

Проявления полезных ископаемых, связанные с породами комплекса, в описываемом районе не известны.

Верхнечугинский комплекс (чу; vPR; vč). Породы комплекса представлены долеритами, габродолеритами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации. Они образуют в северо-западной части листа силлы и дайки субмеридионального северо-западного простириания с крутыми ($70\text{--}90^\circ$) углами падения. Мощность даек – от нескольких метров до 150–200 м, протяженность – от 1 до 2–3 км. Силлы имеют округлую форму или вытянуты вдоль Амедчинской зоны разломов. Ширина силлов достигает 1–1,5 км, протяженность – до 3–5 км (левобережье р. Амеди в районе устья руч. Семирек). Контакты даек и силлов резкие, прямолинейные.

Тела, сложенные породами комплекса, однородные; породы в них мелкозернистые, массивные, в краевых частях – порфировидные, что указывает на их кристаллизацию в условиях малых глубин. Внешне породы характеризуются темно-серым и зеленовато-серым цветом.

Микроструктура пород бластоофитовая, гранонематобластовая, гетерогранобластовая, редко – глымеропорфировидная. Текстура массивная, пятнистая, спноповидная. Минеральный состав достаточно устойчив: игольчатый амфибол – 42–64 %, плагиоклаз – 25–40 %, биотит – 0–2 %, кварц – 0–5 %, эпидот – 2–3 %. Иногда отмечаются реликты магматических минералов: соссюритизированный плагиоклаз – 5–20 %, авгит – 8–10 %. Аксессорные минералы представлены сферулитами (2–3 %), рудным минералом (1–8 %), апатитом.

В породах отмечаются повышенные содержания никеля, хрома, реже меди. По содержанию окислов они близки к траппам Сибирской платформы (табл. 13). От пород торского комплекса

отличаются повышенным содержанием CaO, MgO, пониженным – SiO₂, Na₂O, Fe₂O₃.

По магнитной восприимчивости ((0,24–10,10)·10⁻³ ед. СИ) диабазы комплекса относятся к сильно магнитным породам, но достаточно близки к вмещающим их породам, поэтому слагаемые ими тела на аэромагнитных картах не отражаются. Плотность пород комплекса колеблется от 2,57 до 3,74 г/см³, составляя в среднем – 2,99 г/см³.

Таблица 13

Химический состав пород верхнечугинского комплекса (вес. %)

Компоненты	5205	5203/1	1284*	1289/2*	1770*	1689*
SiO ₂	57,68	49,50	51,20	49,22	50,54	50,52
CaO	8,26	8,19	10,64	9,66	10,15	9,52
MgO	6,17	7,61	7,89	3,90	7,60	8,19
MnO	0,16	0,22	0,16	0,25	0,17	0,15
FeO	0,88	1,54	2,0	3,51	8,46	1,98
Fe ₂ O ₃	8,19	9,18	6,82	11,93	1,78	8,91
Al ₂ O ₃	13,53	16,17	15,50	13,15	16,17	14,75
TiO ₂	0,53	1,10	0,67	1,71	0,78	0,81
Na ₂ O	0,92	1,84	2,11	3,55	2,71	3,0
K ₂ O	2,43	2,13	1,35	1,07	0,50	0,86
P ₂ O ₅	0,28	0,09	0,07	0,17	0,04	0,07
п.п.п.	0,98	1,43	1,06	1,88	1,69	1,95
Сумма	99,57	98,94	99,25	99,78	100,54	99,83
Основные петрохимические характеристики						
Na ₂ O+K ₂ O	3,35	3,97	3,46	4,62	3,21	3,86
Na ₂ O/K ₂ O	0,38	0,86	1,56	3,32	5,42	3,49
(FeO+Fe ₂ O ₃)/(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)	0,59	0,58	0,53	0,80	0,57	0,57
Al ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)	0,89	0,88	0,93	0,68	0,91	0,77
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому						
S			59,0	58,2	58,2	57,5
a			6,6	9,4	6,7	7,8
b			27,3	28,3	27,6	28,9
c			7,1	4,1	7,5	5,8
a'			-	-	-	-
f			29,4	48,9	35,5	33,0
m'			49,2	23,7	46,9	47,5
c'			21,4	27,4	17,6	19,5
n			70,8	82,3	8,98	82,7
y			21,6	36,2	5,5	26,2
t			1,04	2,5	1,2	1,17
Q			2,3	6,5	4,5	6,4
a/c			0,92	2,29	0,89	1,34

Примечание: * – шлифы Многовершинной партии [57].

Каменковский комплекс лейкогранитовый (LyPR¹km). Граниты каменковского комплекса распространены в северо-западной части листа. Они выходят там юго-восточным флангом крупного массива, располагающегося севернее описываемой территории. Массив располагается в крайней южной части широкой дугообразной зоны развития гранитоидов этого типа, протягивающейся западнее зоны Реутова в северо-западном субмеридиональном направлении на расстояние более 75 км [95].

Эти граниты сопоставляются с гранитоидами нимнырского комплекса центральной части Алданского щита, для которых имеются определения абсолютного возраста U-Pb методом по циркону в 2 062±5 млн лет [35]. В этот же комплекс включены гранитоиды выделяемого ранее яргинского комплекса, для которого имеются многочисленные датировки K-Ar методом по слюдам: от 1 862±20 до 2 026±130 млн лет.

Граниты каменковского комплекса прорывают образования неритинского комплекса, с ними связан повторный метаморфизм и ороговиковование этих образований и прогрессивный метаморфизм нижнепротерозойских образований яргинской серии.

В строении массива принимают участие три группы пород:

- Граниты лейкократовые средне-крупнозернистые розовые, розовато-серые порфировидные.
- Граниты мелко-среднезернистые красные, нередко такситовые, автометасоматически измененные.

3. Граниты средне-крупнозернистые, разнозернистые серые, розовато-серые, розовые массивные, нередко гнейсовидные, метасоматические с многочисленными скиалитами ороговиковых метаморфитов, мелкими телами гранитов первых двух групп.

Гранитоиды третьей группы ранее выделялись в качестве гранито-гнейсов. Они развиты в виде широкой полосы вдоль левого борта долины р. Алдан и разделяют массив на две части: северную и южную.

Северная часть массива характеризуется однородным составом слагающих его пород: граниты средне-крупнозернистые лейкократовые порфировидные массивные. Северные контакты резкие. В эндоконтактовой зоне отмечается переход от крупнозернистых разностей через среднезернистые к мелкозернистым. В экзоконтакте массива, в апикальной его части, метасоматические граниты сменяются метасоматическими гранитами средне-крупнозернистыми, гнейсовидными (кварц-полевошпатовые метасоматиты), содержащими пятна, линзы, полосы роговиков и ороговикованных гранито-гнейсов и метаморфитов. В южном и юго-восточном направлениях от центра массива также идет смена крупнозернистых порфировидных гранитов через среднезернистые массивными мелкозернистыми порфировыми, местами в эндоконтактах – гнейсовидными тектитовыми кирпично-красными. В экзоконтактах они сменяются мелко-крупнозернистыми, разнозернистыми серыми, розовато-серыми гнейсовидными, линзовидно-полосчатыми метасоматическими альбит-микролиновыми гранитами с многочисленными ксенолитами ороговикованных метаморфитов. Эндоконтактная зона мелкозернистых тектитовых гранитов развита по всему периметру выходов порфировидных средне-крупнозернистых гранитов. Переход от центра к мелкозернистым эндоконтактовым гранитам происходит постепенно. Ширина выходов эндоконтактовых мелкозернистых гранитов – 100–200 м, иногда увеличивается до 500–1 000 м. Мелкозернистые граниты часто встречаются в экзоконтакте среди метасоматических гранитов в виде мелких тел (апофиз, штоков).

Существенно не отличается строение массива в его южной части: центральная часть сложена мелкозернистыми, до крупнозернистых, массивными порфировидными гранитами. Так, в междуречье р. Алдан и его левого притока – кл. Горелый на протяжении 2,5 км массив сложен гранитами мелко-среднезернистыми розовато-красными лейкократовыми массивными с биотитом (1–3 %), магнетитом. Лишь с приближением к долине р. Алдан возрастает содержание биотита (до 5–8 %), а за счет автометасоматической микролинизации и альбитизации массивные разности часто сменяются гнейсовидными.

Практически те же граниты развиты на правобережье р. Алдан, ниже устья кл. Горелого. Здесь на протяжении 4,2 км прослеживаются выходы гранитов от мелко- до крупнозернистых красных, розовато-красных массивных, иногда содержащих ксенолиты силлиманит-двуслюдяных ороговикованных кварцита-сланцев. Лишь с приближением к р. Алдан на протяжении 670 м в них отмечаются частые полосы, пятна, линзы (до 0,5–5 м) рассланцованных ортоамфиболитов, послойно мигматизированных, с азимутом падения полосчатости $216^{\circ} \angle 17^{\circ}$. Здесь же отмечаются метасоматические серые лейкократовые мусковит-микролиновые граниты с реликтами двуполевошпатовых плагиоклаз-ортоклазовых гранитов.

Наиболее сложным строением, как и на левобережье Алдана, отмечается зона перехода от порфировидных мелко-крупнозернистых гранитов центральной части массива к «серым» метасоматическим гранитам, где наблюдается не только частая смена различных по структурно-текстурным признакам и составу гранитов, но и многочисленные ксенолиты ороговикованных метаморфитов.

Реутовым Л. М. [36] в бассейне р. Алдан установлено широкое развитие ороговикованных пород вокруг гранитов. Им было высказано предположение о пологом залегании массива, что обусловило интенсивную проработку пород кровли, вплоть до формирования метасоматических гранитов и ороговикования метаморфитов.

Такое субгоризонтальное залегание тел гранитов установлено на левобережье Алдана, на правобережье северный контакт массива, судя по его положению в рельфе, полого наклонен на юго-восток. Вдоль контакта постоянно наблюдаются ксенолиты ортоамфиболитов, сменяющиеся выше по разрезу ксенолитами кварцита-сланцев. Эта закономерность прослеживается по всему периметру северного контакта массива, что может свидетельствовать о его приуроченности к ранее существовавшей пологой структуре.

На правом берегу р. Алдан в северо-западной части листа отмечается небольшой выход гранитов общей площадью $1,5 \text{ км}^2$. Северо-западный контакт этого массива тектонический, приурочен к долине р. Алдан, юго-восточный – перекрыт отложениями венда. Тело сложено биотитовыми гранитами крупнозернистыми красными порфировидными лейкократовыми, содержащими редкие ксенолиты ороговикованных биотитовых сланцев, редко – ортоамфиболитов, и прорвано маломощными жилами белых и светло-серых метасоматических альбит-микро-

клиновых гранитов, содержащих мусковит и турмалин. По минералогическому и петрохимическому составу эти граниты аналогичны описанным.

Как видно из изложенного, гранитоидные породы каменковского комплекса делятся на две группы: магматические и метасоматические.

Магматические граниты по структуре, текстуре и вещественному составу разделяются на граниты, слагающие центральные части тел (самоцентрические, граниты средне-крупнозернистые) и граниты, приуроченные к эндоконтактам (ассимилированные и автометасоматически измененные). К последним относятся и граниты, слагающие мелкие тела (апофизы, дайки, силлы, мелкие штоки).

В группу метасоматических гранитов входят две разновидности: граниты метасоматические (диффузионно-метасоматические), пропитывающие боковые породы, чаще в апикальной части тел, и содержащие включения роговиков и ороговикованных пород; жильные разновидности метасоматических гранитов (инфилтрационно-метасоматические), выполняющие трещины в породах.

Магматические граниты в центральных частях тел средне-крупнозернистые от коричневато-красного до розового и розовато-серого цвета порфировидные массивные лейкократовые с биотитом, в рассланцеванных разностях приобретают буровато-серый, светло-серый цвет. Структура пород порфировидная с крупно-среднезернистой гранитной основной массой, переходящая в метасоматически измененных разновидностях в порфиропойкилобластовую. Текстура массивная, редко – такситовая. Состав однообразный: кварц – 28–35 %, плагиоклаз – 18–33 %, калиевый полевой шпат – 30–38 %, биотит – 2–4 %, мусковит – 0–3 %. В породе нередко наблюдаются автометасоматические изменения различной степени интенсивности: обрастание калишпата микролином, плагиоклаза – альбитом, лапчатое разрастание кварца, поэтому в породе наблюдается увеличение содержания того или иного пордообразующего минерала (до 40–50 %), появляются метабластические (порфиропойкилобластовые, гранобластовые) структуры и пятнистые текстуры. Последние преобразования наиболее типичны для краевых частей тел гранитов.

Краевые (эндоконтактовые) граниты внешне характеризуются ярко выраженным кирпично-красным цветом, мелкозернистым строением с мелкими (1–2 мм) призматическими вкрапленниками полевых шпатов. В них часто наблюдаются такситовые текстуры, образовавшиеся за счет не полностью ассимилированных ксенолитов и представленные сгустками фемических минералов, либо отмечаются мелкие ксенолиты ороговикованных вмещающих пород. Поэтому количество биотита здесь иногда повышается до 6–10 %.

Эндоконтактовые граниты имеют порфировидную структуру с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой структурой основной массы, часто переходящую в метасоматическую порфиропойкилобластовую и гетеробластовую. Текстура пород массивная, такситовая, пятнистая. Состав пород неустойчив, зависит от присутствия ксенолитов роговиков и интенсивности автометасоматических изменений, поэтому содержание пордообразующих минералов колеблется: кварц – 22–30 %, до 50 %, калишпат – 33–55 %, плагиоклаз – 16–43 %, биотит – 1–3 %, до 6–10 %, мусковит – 0–6 %.

Жильные разновидности гранитов по всем параметрам (макро- и микроскопическим) аналогичны гранитам краевой части.

Аксессорные минералы гранитов представлены титаномагнетитом, сfenом, реже – цирконом, апатитом, ортитом, монацитом.

Калиевый полевой шпат в порфировых выделениях образует идиоморфные призматические зерна, в основной массе – гипидиоморфные, по составу относится к ортоклаз-пертиту с низкой триклиничностью. Количество альбитовой составляющей изменяется от 16 до 42 % [37]. Помимо него часто (особенно в эндоконтактах) отмечается метасоматический реликтовый микролин, образующий оторочки вокруг ортоклаз-пертита и крупные порфиробласти неправильной формы, содержащие пойкилитовые вростки магматических минералов.

Плагиоклаз также представлен двумя генерациями. Ранний плагиоклаз (магматический) образует идиоморфные и гипидиоморфные призматически короткостолбчатые зерна во вкрапленниках и в основной массе и относится к олигоклазу (20–27 % An); нередко он замещается серицитом. Плагиоклаз второй генерации представлен чистым свежим альбитом (10 % An), образующим оторочки вокруг раннего плагиоклаза, местами – крупные порфиробласти неправильной формы, как не сдвойниковые, так и с тонкими полисинтетическими двойниками.

Кварц также встречается в двух генерациях: ранняя представлена ксеноморфными зернами, расположенными между зернами полевых шпатов, поздняя – зернами изометричной формы с извилистыми (лапчатыми) ограничениями, разъевающими полевые шпаты ранней генерации и образующими конформные сростки с полевыми шпатами поздних генераций.

Биотит образует призматические зерна с бахромчатыми краями зеленовато-коричневого и красновато-коричневого цвета. Железистость его варьирует от 36 до 66 %, редко – до 80 % [37].

Мусковит наблюдается в бесцветных листочках неправильной формы; развивается по биотиту и плагиоклазу ранней генерации.

Диффузионно-метасоматические граниты представляют собой кварц-полевошпатовые образования, пропитывающие ороговикованные породы рамы, особенно в апикальной части интрузий, и образующие обширные поля кварц-полевошпатовых метасоматитов с реликтами роговиков и ороговикованных пород рамы. Характерным примером служат полосы их развития в бассейне р. Амедини, вдоль северной рамки листа (апикальная часть массива), и полоса вдоль контакта северного массива, протягивающаяся от северной рамки листа на юг до бассейна руч. Немней (левый приток р. Алдан).

Инфильтрационно-метасоматические граниты, слагающие пегматоидные жилы и прожилки в эндоконтактах и в экзоконтактах интрузий, прослеживаются за пределы интрузий на расстоянии до 1–2 км. Мощность жил – от 0,2–1 до 5–10 м, протяженность – до 200–500 м.

Породы обеих разновидностей имеют много схожего, но по некоторым параметрам различаются. Диффузионно-метасоматические граниты характеризуются разнозернистой мелко-крупнозернистой структурой, внешне имеют белый, розовый до красного цвет, гнейсовидную, пятнистую, реже – массивную, катакластическую и линзовидно-полосчатую текстуру. Микроструктура их гетерогранобластовая, пойкилобластовая, диабластовая, лепидогранобластовая. Соотношение породообразующих минералов в породах неустойчивое, колеблется в широких пределах: кварц – 10–65 %, микроклин – 0–70 %, альбит – 3–62 %, до 95 %, мусковит – 0–3 %. Кроме них отмечаются биотит (от 0–5 %, до 12 %), андалузит, гранат, кордиерит, фибролит, роговая обманка, которые сохранились от не полностью замещенных роговиков и ороговикованных метаморфитов. При этом в них часто отмечаются фрагменты с роговиковой структурой. Аксессорные минералы: апатит, циркон, сфен, титаномагнетит, магнетит, ортит, монацит.

В инфильтрационно-метасоматических гранитах, выполняющих трещины, реликты вмещающих пород часто не содержатся. Внешне это белые, розовато-белые массивные и гнейсовидные кварц-полевошпатовые породы от мелко- до крупнозернистой и гигантозернистой пегматоидной структуры, содержащие мусковит и турмалин, реже – биотит, флюорит. Микроструктура их гипидиоморфозернистая, пегматоидная; текстура массивная, такситовая. Состоят эти граниты из кварца (20–42 %), микроклина (0–50 %), альбита (5–70 %), мусковита (3–8 %), турмалина (5 %). Аксессорные минералы: циркон, ксенотит, ортит. Микроклин образует неправильные зерна, сдвойникован, иногда с перититовыми вrostками альбита. Плагиоклаз (альбит) свежий, тонко сдвойникован, образует неправильные зерна, в жилах – иногда идиоморфные призматические зерна. Мусковит встречается в виде бесцветных листочек неправильной формы. Турмалин образует длиннопризматические зерна с ясным плеохроизмом, нередко концентрируется в гнездообразные обособления.

Обширная группа пород, непосредственно связанная с образованием гранитоидов, представлена роговиками и ороговикованными породами. Они отмечаются по всему периметру выходов интрузивных гранитов и наиболее развиты в пределах амединской зоны разломов, разделяющей два крупных выхода (западного и восточного) гранитов. В бассейне р. Алдан роговики, совместно с наложенными на них метасоматическими гранитами, разделяют западный массив на два более мелких (северный и южный). К западу от контактов гранитного массива зона ороговикования прослеживается на 5–6 км.

Макроскопически, при полевом изучении, ороговикование практически не выделяется, так как существенного изменения состава и текстур пород при ороговиковании не происходит. Ороговикование накладывается в виде пятен, в которых порода становится более тонкозернистой, практически не меняя цвета и состава. Под микроскопом видно, что среднезернистые гранито-гнейсы с выделением сыпи магнетита перекристаллизовываются в тонкозернистый (0,1–0,2 мм) кварц-полевошпатовый агрегат, имеющий роговиковую структуру, массивную, пятнистую текстуру.

С приближением к массиву гранитов количество роговиков увеличивается; породы, внешне сохраняя похожесть с исходными породами, становятся мелкозернистыми плотными, крепкими. Во внутренней зоне, среди мозаичной роговиковой тонкозернистой основной ткани, состоящей из кварца, полевых шпатов, слюды, фибролита, редко – амфибала, наблюдается появление сетчатых порфиробласт граната, андалузита, ставролита, кордиерита.

На контактах с гранитами каменковского комплекса, помимо повторного контактowego метаморфизма, накладывающегося на метаморфиты алданского комплекса, метасоматиты неритинского комплекса и тектоно-метасоматиты амединской зоны, наблюдается прогрессивный метаморфизм габродолеритов амедини-чугинского комплекса и вулканогенно-осадочных от-

ложений яргинской серии.

Габбролериты амеличи-чугинского комплекса в пределах зоны ороговикования превращены в амфиболиты; за пределами этой зоны они практически не изменены.

Отложения яргинской серии в зависимости от местоположения относительно гранитного массива ороговикованы в разной степени. Во внешней зоне ороговикования породы хорошо сохраняют первичные (осадочные, эфузивные) структуры и вещественный состав. Ближе к контактам гранитов осадочные породы перекристаллизовываются в узловатые микрокварциты и микросланцы, часто с сетчатыми порфиробластами андалузита, ставролита, которые развиваются по цементу в песчаниках и алевролитах и по глинистому веществу в аргиллитах. Эфузивные породы в эндоконтактах гранитов пятнами перекристаллизовываются, замещаясь криптокристаллическим агрегатом амфибала, биотита, эпидота и плагиоклаза. В непосредственной близости к массиву эфузивы метаморфизуются с образованием мелкозернистых ортоамфиболов.

В таблице 14 приведены результаты химического анализа и важнейшие петрохимические коэффициенты.

По химическому составу граниты каменковского комплекса относятся к семейству лейкогранитов, часто пересыщенных щелочами, к калиево-натровой, реже калиевой серии.

Плотность пород каменковских гранитоидов колеблется от 2,52 до 2,80 г/см³, в среднем составляя 2,61 г/см³, а магнитная восприимчивость изменяется от 0 до $25,97 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, т. е. гранитоиды характеризуются переменными значениями намагниченности. В эндоконтактах гранитных тел наблюдается сложно построенное, сильно изменчивое положительное магнитное поле (от 300–400 до 1 000–1 200 нТл) с отдельными пиками до 3 500–5 000 нТл [95], что свидетельствует о наличии в краевой части тел роговиков, обогащенных магнетитом.

В гранитоидах отмечается слабая редкометалльная минерализация (Y – 0,002–0,001 вес. %; La – 0,02–0,05 вес. %; Yb – 0,003–0,01 вес. %; Li – 0,002–0,008 вес. %) [95]. Для них характерны повышенные содержания вольфрама, меди, олова, серебра, бора, редко молибдена. Гранитоиды содержат уран (0,0006–0,0016 вес. %), торий (0,0062–0,0134 вес. %), олово (0,0153–0,0553 вес. %).

Амеличи-курумканский комплекс монцодиоритовый ($\text{q}\mu\text{PR}_1^2\text{ak}$). Породы комплекса представлены кварцевыми монцодиоритовыми порфиритами и умереннощелочными диоритовыми порфиритами, образующими кругопадающие дайки северо-восточного простирания шириной 10–70 м и протяженностью первые сотни метров. Дайки расположены на водоразделе р. Амеличи с ее притоками – руч. Тихий и Подгорный.

Внешне породы комплекса имеют черный, до розовато-темно-серого, цвет, они мелкозернистые, в эндоконтактах – порфировые с афанитовой основной массой. Структура их порфиро-видная с гипидиоморфнозернистой, реже монzonитовой и микрографической структурами основной массы.

Монцодиориты сложены плагиоклазом (40–57 %), ортоклазом (10–5 %), кварцем (7–15 %), биотитом (10–20 %), роговой обманкой (5–8 %, до 25 %). Порфировые выделения представлены плагиоклазом, редко – биотитом. Аксессорные минералы: апатит (2–3 %), сфен (2–6 %), рудный (2–4 %).

Породы амеличи-курумканского комплекса содержат повышенные и аномальные концентрации Bi, P, Ni, Cr, Zn, Ag, Nb, Ce, In, La.

Дайки комплекса прорывают образования неритинского комплекса, гранитоиды каменковского комплекса. Монцодиориты встречаются в гальке болотнинской свиты яргинской серии на смежном с севера листе, на основании чего их возраст отнесен к раннему протерозою.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Торский комплекс (βPR_3t). Торский комплекс представлен серией даек пород основного состава, приуроченных, главным образом, к разломам северо-восточного направления. Дайки достаточно отчетливо дешифрируются на АФС белым или контрастным темным фототоном, хорошо выражены в рельефе грядами. Дайки имеют преимущественно северо-восточную ориентировку (35–55°) и образуют протяженные цепочки на левобережье руч. Открытый и на водоразделе ручьев Нэмнэй–Омулен. Реже отмечаются одиночные дайки. Протяженность даек – от 0,5–0,9 до 1,5–2 км, мощность – от 15–20 до 50–80 м, редко – до 100 м. Залегание их крутное.

Таблица 14

Результаты химического анализа гранитоидов каменковского комплекса (вес. %)

№ п/п	Компоненты	Центральная часть массива					Эндоконтакт массива					Жилы, дайки лейкогранитов							
		5210/2	5211	5285	5292	5293/1	3267	5213	5227	5227/1	5293	5294/3	5203/3	5204	5227/4	5233/5	5234/1	5242/1	5304/3
1	SiO ₂	73,5	73,86	73,78	72,28	72,98	72,88	72,88	71,00	74,38	69,92	74,38	75,04	74,3	75,04	73,66	73,5	74,82	73,26
2	CaO	0,84	0,70	0,63	0,71	0,84	0,56	0,77	1,13	0,98	0,75	0,63	0,49	0,77	0,56	0,42	0,91	0,91	0,56
3	MgO	0,28	0,33	0,08	0,38	0,13	0,28	0,24	0,42	0,09	0,53	0,14	0,64	0,13	-	0,2	0,44	0,19	0,24
4	MnO	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,05	0,02	0,03	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
5	FeO	0,71	0,79	0,33	0,79	0,62	0,72	0,76	1,33	0,64	1,44	0,75	0,59	0,54	0,19	0,91	0,90	0,59	0,61
6	Fe ₂ O ₃	1,11	1,22	0,82	1,14	0,97	1,33	1,98	1,76	0,68	1,76	1,06	0,86	0,86	1,04	0,72	1,05	0,59	1,12
7	Al ₂ O ₃	14,23	13,76	14,60	14,41	14,29	13,65	14,07	14,26	13,66	14,31	13,14	14,32	14,86	13,21	14,02	13,58	13,33	14,15
8	TiO ₂	0,21	0,18	0,09	0,19	0,18	0,17	0,26	0,38	0,13	0,44	0,19	0,06	0,08	0,05	0,21	0,24	0,20	0,20
9	Na ₂ O	3,62	3,29	3,60	2,17	3,49	1,91	2,39	3,23	3,39	3,07	3,43	2,55	3,14	3,15	2,93	2,46	3,39	2,62
10	K ₂ O	4,93	4,48	5,37	6,70	5,14	6,43	4,61	5,06	4,93	5,71	5,15	4,55	4,01	5,04	4,99	5,12	4,38	5,69
11	P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,04	0,06	0,05	0,05	0,01	0,10	0,03	0,21	0,08	0,05	0,06	0,03	0,06	0,06	0,07	0,04
12	п.п.п.	0,61	0,80	0,77	0,91	0,60	1,01	0,80	0,88	0,58	0,93	0,78	0,94	0,97	0,71	0,77	0,77	0,83	0,74
13	Сумма	99,54	99,50	100,1	99,61	99,32	99,02	99,81	99,54	99,55	97,03	100,22	100,12	99,75	99,04	99,07	99,05	99,58	99,25
Важнейшие петрохимические характеристики																			
	Na ₂ O+K ₂ O	7,55	7,77	8,97	8,87	8,53	8,34	7,00	8,29	8,32	8,79	8,58	8,10	7,15	8,19	7,92	7,56	7,67	8,31
	Na ₂ O/K ₂ O	0,73	0,73	0,67	0,32	0,68	0,19	0,52	0,64	0,69	0,53	0,67	0,56	0,78	0,63	0,59	0,48	0,77	0,46
	al'=Al ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)	6,47	6,23	11,89	6,23	8,31	5,86	4,72	4,06	3,33	3,84	6,74	6,85	9,71	10,74	7,66	5,68	9,73	7,18
	b'=FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂	2,41	2,52	2,40	1,91	1,90	2,50	3,24	3,89	1,54	4,17	2,14	2,17	1,81	1,28	2,04	2,63	1,57	2,17

Окончание табл. 14

№ п/п	Компоненты	Жилы		Метасоматические граниты					
		5204/1	5204/2	3273	3274/3	3274/2	5222	5235/4	5284
1	SiO ₂	75,5	77,86	73,50	72,90	71,32	74,48	72,74	74,26
2	CaO	0,84	0,84	1,26	0,70	1,19	0,70	0,91	0,63
3	MgO	0,08	0,06	0,43	0,43	0,48	0,12	0,24	-
4	MnO	0,03	0,07	0,04	0,04	0,04	0,05	0,02	0,02
5	FeO	0,33	0,34	2,05	0,62	0,16	2,15	1,14	0,63
6	Fe ₂ O ₃	0,84	0,68	0,93	1,87	2,73	1,23	0,68	0,75
7	Al ₂ O ₃	15,02	15,03	13,77	14,11	14,27	13,11	14,37	13,77
8	TiO ₂	0,05	0,03	0,35	0,29	0,34	0,30	0,23	0,19
9	Na ₂ O	4,05	4,11	3,61	3,45	3,21	4,92	3,41	4,92
10	K ₂ O	1,83	2,70	4,13	4,33	4,72	2,58	4,70	3,82
11	P ₂ O ₅	0,06	0,07	0,07	0,01	0,08	0,05	0,05	0,04
12	п.п.п.	1,10	0,80	0,68	1,11	1,19	0,34	0,65	0,77
13	Сумма	99,71	99,57	100,02	99,99	99,61	99,89	99,14	99,98
Важнейшие петрохимические характеристики									
	Na ₂ O+K ₂ O	6,88	6,81	7,74	7,78	7,93	7,50	8,11	8,74
	Na ₂ O/K ₂ O	2,21	1,52	0,87	0,80	0,68	1,90	0,72	1,28
	al'=Al ₂ O ₃ /(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)	12,02	13,92	4,04	4,83	4,23	3,75	6,98	9,98
	b'=FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂	1,30	1,11	3,76	3,21	3,71	3,80	2,29	1,57

Дайки представляют собой однофазные интрузии, состав их простой: долериты, габбродолериты, редко – долеритовые порфиры. Последние имеют афанитовую основную массу и встречаются в краевых зонах даек, представляющих собой зону закалки. Иногда в дайках встречаются участки, сложенные крупнозернистыми разностями долеритов и представляющие собой, по-видимому, шлировидные выделения продуктов дифференциации.

Эндоконтактовые изменения даек выражаются, главным образом, в уменьшении кристалличности пород вплоть до появления афанитовых разностей. Редко наблюдаются эпидотизация и слабое рассланцевание. В зоне экзоконтакта (от первых сантиметров до 1 м) отмечаются катаклаз, эпидотизация, слабое окварцевание, сульфидизация, редко – карбонатизация и ороговиковение. Основные породы комплекса прорываются жилками кварц-эпидотового, эпидотового, хлорит-эпидотового и кварцевого состава мощностью до 10–15 см.

Породы комплекса темно-серого, зеленовато-темно-серого цвета. Характеризуются они офитовой, габбро-офитовой, местами микропегматитовой структурой, массивной текстурой. Минеральный состав долеритов устойчив и однообразен: пироксен (авгит) – 25–40 %, амфибол – 8–35 %, плагиоклаз – 30–60 %, кварц – 2–3 % (в кварцевых разностях – до 10–15 %), биотит – 3–5 %, до 8–10 %. Аксессорные минералы представлены рудным (1–3 %), сフェном (0–5 %), апатитом, редко – цирконом, вторичные – амфиболом, хлоритом, серицитом, соссюритом, эпидотом.

В порфировых разностях пород структура порфировая с офитовой основной массой. Порфировые выделения представлены плагиоклаз-андезитом, редко – лабрадором, их количество достигает 5–8 %.

В породах отмечаются надкларковые содержания бериллия, лития, хрома, марганца, кобальта, меди, чуть выше кларкового – германия, ниobia, близкие к кларковым – титана, никеля, галлия.

По химическим анализам (табл. 15) содержания основных петрохимических элементов в породах торского комплекса близки к средним содержаниям в диабазах по Р. Делли. Долериты торского комплекса отличаются несколько пониженными содержаниями титана, повышенной железистостью ($f=1,0-2,17$) и щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4,19-5,88$ вес. %) при некотором преобладании Na_2O над K_2O .

Таблица 15

Химический состав пород торского комплекса (вес. %)

Компоненты	5233/3	1082*	1149*	1331/1*	1688/5*	2289*	7245*	7379/4*
SiO_2	56,84	57,4	55,46	55,94	53,72	56,94	54,92	57,52
CaO	7,70	5,60	8,68	6,72	6,72	8,26	8,68	6,72
MgO	5,0	3,76	4,64	3,75	4,88	4,97	5,66	4,58
MnO	0,18	0,14	0,18	0,16	0,13	0,14	0,18	0,13
FeO	1,95	4,88	3,26	2,58	4,43	3,41	5,06	2,16
Fe_2O_3	7,18	6,21	7,76	8,41	5,38	5,96	5,78	6,86
Al_2O_3	14,29	13,39	14,38	14,84	14,20	14,67	14,56	15,35
TiO_2	0,76	0,93	0,81	0,98	0,93	0,73	0,71	0,74
Na_2O	2,49	3,31	2,83	3,07	3,70	3,12	2,87	2,45
K_2O	1,63	2,27	1,50	2,11	2,18	2,01	1,32	2,44
P_2O_5	0,11	0,15	0,12	0,16	0,88	0,12	0,12	0,12
п.п.п.	1,10	2,28	0,68	1,03	1,33	0,60	0,59	0,89
Сумма	99,23	100,0	99,98	99,34	99,19	100,67	100,18	99,72
Важнейшие петрохимические характеристики								
$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	4,12	5,58	4,33	5,17	5,88	5,13	4,19	4,89
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	1,52	1,46	1,89	1,45	1,70	1,55	2,17	1,00
$f=(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$	0,59	0,75	0,70	0,75	0,67	0,66	0,66	0,66
$al'=\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$	1,17	0,90	0,92	1,01	0,97	1,02	0,88	1,13
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому								
s		66,3	63,7	55,4	63,2	64,3	62,3	66,9
a		10,5	8,3	9,8	11,4	9,5	8,1	8,9
b		19,5	22,6	19,8	21,6	21,4	24,1	18,3
c		3,7	5,4	5,0	3,8	4,8	5,5	5,9
a'		-	-	-	-	-	-	-
f		51,2	43,3	50,7	41,4	38,2	40,8	44,3
m'		32,6	34,3	32,5	38,2	38,2	39,1	42,8
c'		16,2	22,8	16,8	20,4	23,6	20,1	12,9

Окончание табл. 15

Компоненты	5233/3	1082*	1149*	1331/1*	1688/5*	2289*	7245*	7379/4*
n		68,8	73,8	69,0	72,3	70,4	76,7	60,9
φ		27,4	28,9	37,1	21,6	23,2	20,1	32,6
t		1,14	1,07	1,27	2,8	0,94	0,98	0,93
Q		7,9	5,4	6,2	0,2	4,8	2,9	10,1
a/c		2,83	1,54	1,96	3,0	1,98	1,47	1,5

Причина: * – шлифы Многовершинной партии [57].

По магнитной восприимчивости ($(0,23-23,0) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, в среднем – $0,45 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) долериты относятся к сильно магнитным. В магнитных полях им соответствует положительные магнитные аномалии, но из-за малой мощности тел на мелкомасштабных картах магнитного поля они не выделяются. Плотность их составляет в среднем $2,92 \text{ г}/\text{см}^3$ при вариациях $2,62-3,16 \text{ г}/\text{см}^3$.

Породы торского комплекса прорывают раннепротерозойские граниты каменковского комплекса и перекрываются отложениями венда, что позволяет датировать их поздним протерозоем. Абсолютный возраст, определенный K-Ar методом, по различным источникам оценивается в 954–985 млн лет, по Sm-Nd изохронному методу составляет 960 млн лет.

МЕЗОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Мезозойские магматические образования ($\alpha\pi\delta$) представлены серией мелких даек андезитовых и диоритовых порфиритов, развитых в междуречье Лев. и Сред. Унгры. Мощность даек порфиритов колеблется от первых метров до 15–20 м при протяженности 100–250 м. Ориентировка даек различная, но преобладает северо-восточная.

По составу среди андезитовых и диоритовых порфиритов выделяются авгит-роговообманковые и биотит-роговообманково-авгитовые разновидности. Макроскопически это темно-серые, буровато-серые и зеленовато-серые порфировые породы, состоящие из вкрапленников (10–50 %) и афанитовой основной массы (50–90 %). Структура пород под микроскопом порфировая с микропризматическойзернистой и гипидиоморфнозернистой основной массой.

Породообразующими минералами основной массы являются: плагиоклаз – 73 %, кварц – 0–10 %, амфибол – 3–20 %, авгит – 0–10 %, биотит – 0–7 %, апатит, циркон, сфен. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (7–25 %), амфиболом (3–10 %), авгитом (5–9 %, до 15 %), редко – биотитом. В приконтактовых частях развиты альбит, серицит, хлорит, актинолит, кварц, вкрапленность пирита.

Андезитовые и диоритовые порфириты подверглись незначительным автометасоматическим изменениям: эпидотизации и окварцеванию, калишпатизации, альбитизации; с ними связаны многочисленные кварцевые, карбонатно-кварцевые, карбонатные, барит-кварцевые жилы, об разующие обширные поля в междуречье Мал. Унгра–Лев. Унгра–Сред. Унгра.

Редкие кварцевые жилы отмечаются практически по всей Алдан-Унгра-Беркакитской зоне разломов, от р. Алдана до р. Прав. Унгра. Жилы, чаще ориентированы вдоль зоны, мощность их обычно не превышает первых метров, протяженность – первых сотен метров. В небольших количествах (1–3 %) в жилах отмечаются пирит, реже – галенит, халькопирит, гематит, иногда золото с содержаниями в единичных пробах – до 1,5–2,7 г/т.

Контакты жил чаще прямолинейные, резкие. В приконтактовых частях вмещающих пород образуется кварц, серицит, хлорит, актинолит, асбест, сульфиды. Мощность приконтактовых зон пиритизации составляет от нескольких сантиметров до первых метров.

Абсолютный возраст андезитового порфирита, определенный K-Ar методом по валовой пробе, составил 165–167 млн лет.

ТЕКТОНИКА

Площадь листа О-51-XXVIII расположена в пределах Алданского мегаблока и Пристанового пояса (Коларо-Джугджурской межгеоблоковой зоной по А. И. Красному), отделяющего Алданский мегаблок от Становой складчатой области. В рамках листа в состав Центрально-Алданского террейна входит Алданский мегаблок, западная часть Чугинского блока и частично – Унгринский клин.

В тектоническом строении территории выделяются два структурных этажа: нижний, сложенный сложно дислоцированным докембрийским метаморфическим фундаментом, и верхний, сложенный венд–мезозойским платформенным чехлом. Нижний структурный этаж в пределах листа в региональном плане представлен двумя крупными тектоническими структурами – Алданским мегаблоком, занимающим северную половину площади, и Пристановым поясом (Коларо-Джугджурской межгеоблоковой зоной по А. И. Красному), охватывающим южную половину листа и разделяющим Алданский и Становой мегаблоки. Верхний структурный этаж выполняет частично Усмунскую и Алдано-Чульманскую владины, вытянутые в широтном направлении и перекрывающие зону сочленения Алданского мегаблока и Пристанового пояса.

Северная часть площади листа расположена в западной части Центрально-Алданского террейна, в пределах выделяемого здесь Чугинского блока. Лишь крайняя западная часть входит в состав Унгринского блока. На значительной части, породы докембрийского фундамента (нижний структурный этаж) перекрыты отложениями платформенного чехла, в строении которого принимают участие залегающие со структурным и угловым несогласием отложения венда и мезозоя. Отложения венда представлены нижней частью разреза незначительной мощности, горизонтально залегающие на породах фундамента и перекрыты также залегающими горизонтально юрскими угленосными образованиями. Они не образуют собственных структурных форм и рассматриваются совместно с угленосными образованиями.

Фундамент также сложен разновозрастными образованиями, включая нижнепротерозойские осадочные толщи, но последние пользуются крайне ограниченным распространением, деформированы совместно с архейскими породами, прорваны вместе с ними интрузивными и метасоматическими образованиями.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

АЛДАНСКИЙ МЕГАБЛОК

На значительной части площади мегаблока, попадающей на территорию листа, породы докембрийского фундамента перекрыты платформенными образованиями, представленными алдано-чугинским, неритинским, верхнечугинским, каменковским комплексами и вулканогенно-осадочными метаморфизованными породами яргинской серии.

Основную роль в строении района играют две зоны глубинных долгоживущих разломов, определяющие не только распределение основных комплексов, но и основные элементы структурно-тектонического строения. Это Амгинская (зона Реутова) и Алдано-Килиерская субмеридионального северо-западного простирания, прослеженные более чем на 100 км за пределами листа. Это долгоживущие зоны разломов сдвигово-взбросового типа с преобладанием сдвиговой составляющей, с частыми чередованиями раздузов и пережимов выполняющих их пород, вплоть до полного выклинивания.

Амединская зона расположена вдоль западной рамки листа и протягивается от долины р. Алдан в субмеридиональном северо-западном направлении с переходом от северо-западного на юг до субмеридионального – в центре и вновь северо-западного – на севере. Зона хорошо прослеживается ввиду контрастности пород неритинского комплекса и яргинской серии по отношению к окружающим их гранитоидам, а также широкой полосы тектонитов, развитых

практически по всем породам. Углы падения тектонитов колеблются от 65 до 85° в долине р. Амиди и от 20 до 60° в долине р. Алдана (руч. Семирек). Направление падения восток-юго-восточное, выдержанное. Лишь изредка отмечаются обратные падения с теми же углами, что может говорить о наличии мелкой складчатости. Крутые углы падения пород в сочетании с крутопадающими разрывными нарушениями скорее указывают на моноклинальное, моноклинально-чешуйчатое залегание отдельных толщ в результате их разлинзования – будинирования вдоль зоны при сдвиговых деформациях, вплоть до полного разрыва. Примером этому и могут служить фрагменты нижнепротерозойских толщ яргинской серии. Они известны в долине р. Амиди, а затем почти с 18–20 км разрывом в бассейне р. Яргу–Яргинский «грабен» (вне контура съемки). На остальной части зоны это обломки пород толщи. Параметры яргинской тектонической линзы – 20×3,5 км. Для нее характерно кулисообразная смена пачек пород различного состава внутри линзы в целом. Выходы пород неритинского комплекса и яргинской серии внутри зоны трассируются катаkläзитами и бластомилонитами по породам гранито-гнейсового комплекса и гранитам. Почти полностью тектонизированы и ороговикованные породы неритинского комплекса, которые также разлинзованы и будинированы. По мнению В. Л. Дука часть выходов пород внутри зоны является аллохтоном.

Алдано-Килиерская зона является региональной структурой, прослеженной более чем на 80 км как зона сближенных разрывов северо-западного направления, разделяющих области развития неритинского и унгринского комплексов. Вдоль восточного края зоны развиты тонкозернистые амфиболовые, амфибол-биотитовые, биотитовые кристаллосланцы и гнейсы, рассматриваемые как тектониты по породам унгринского клина (В. И. Березкин). В самой зоне и к западу от нее широко развиты породы неритинского комплекса, ширина выходов которых колеблется от 8–10 до 15 км в пределах исследуемого листа и от 1,5 до 3 км – на северном продолжении. В пределах листа породами неритинского комплекса сформирована сложная антиформная приразломная структура общей северо-западной субмеридиональной ориентировки. По внешнему периметру границы распространения пород комплекса тектонические, причем явно подновленные с широким развитием зон дробления. Вдоль контакта широко развиты специфичные тонкозернистые, часто микроклинизированные роговики по породам гранито-гнейсового комплекса, часто прорванные мелкими телами кварц-микроклиновых, кварц-альбит-микроклиновых метасоматитов. Породы часто катаkläзированы и гематитизированы. К северу степень ороговикования снижается, но зоны дробления вдоль контакта сохраняются. Вдоль контакта с внешней стороны четко дешифрируется серия дугообразных субпараллельных между собой разрывов и в тоже время, параллельных контакту кварцитов, вдоль которых наиболее интенсивно проявлено ороговиковование.

В 5–8 км к северу от рамки листа О-51-XXVIII простижение контакта резко меняется на субширотный юго-восточный до стыка с северо-западными разломами Алдано-Килиерской зоны. Далее выходы пород комплекса контролируются семью разрывами северо-западного направления. Западный контакт пород неритинского комплекса проходит по зоне надвига; на гранито-гнейсах отмечались изолированные выходы – клипсы кварцитов. Все это позволяет рассматривать структуру, сложенную породами неритинского комплекса, как приразломную, сформированную в ходе проявления мощных сдвиговых деформаций в Алдано-Килиерской зоне. Во внешнем контуре зоны (зоне контакта пород неритинского и гранито-гнейсового комплексов) четко улавливается наложение поздних зон дробления и гематитизации на ранние, выраженные в широком развитии, зоны ороговиковования, метасоматоза, катаkläзы. Внутренняя структура представляет собой антиформную складку, крылья которой сложены вторичными кварцитами, ядро – биотит-микроклин-кварцевыми, кварц-микроклиновыми метасоматитами с линзами метаморфитов. Падение пород в западном крыле колеблется от 10 до 50° на запад, в восточном – от 10–14 до 25° на восток. В замковой части структуры (р. Амнунаакчи) они выполняются до 5–10°. Антиформная складка разбита разрывными нарушениями северо-восточного направления, для некоторых из них установлена взаимосвязь с зоной северо-западных разломов, ограничивающей с внешней стороны выходы пород неритинского комплекса. Положение западного контакта в рельефе явно никак не увязывается с элементами залегания пород вдоль него, что лишний раз указывает на его тектоническую природу. В осевой части структуры, установлено широкое развитие мелкой складчатости. Складки часто лежачие с субгоризонтальными осевыми плоскостями или наклоненными на северо-запад. В складчатости участвует весь комплекс пород, что может свидетельствовать о формировании метасоматитов в период формирования складчатой структуры. Ширина выходов кварцитов в западном крыле неустойчива и колеблется от 1,2–1,3 км на юге до 2,5 км – в средней части. Примерно так же изменяется ширина выходов и кварцито-гнейсовой толщи – от 1 до 2,5 км.

Центральная часть Чугинского блока, заключенная между этими двумя зонами, сложена в

основном массивом гранитов с широким ореолом в разной степени измененных пород: метасоматических гранитов, гранито-гнейсов с ксенолитами метаморфитов сильно ороговикованных, нередко микроклинизированных. Лишь в крайней северо-восточной части листа отмечаются выходы пород гранито-гнейсового комплекса. Широкое развитие процессов ороговикования и метасоматоза связывалось Л. М. Реутовым с пологим падением массива на юго-восток. Имеющиеся материалы не противоречат этой точки зрения. Элементы залегания по р. Алдан указывают на юго-восточное погружение толщи метаморфитов, что подтверждается и детальными структурными исследованиями по р. Алдан, ниже устья кл. Горелого. Здесь на протяжении почти 2 км установлено устойчивое падение полосчатости в ксенолитах метаморфитов на юго-восток; в начале интервала с аз. пад. $100\text{--}120^\circ \angle 14\text{--}28^\circ$, в конце (1 770 м, ниже устья кл. Горелого) – аз. пад. $130\text{--}180^\circ \angle 10\text{--}22^\circ$. С этими элементами согласуется падение контакта гранитов разного состава – аз. пад. $100^\circ \angle 11^\circ$. Состав ксенолитов в подошве массива по всему периметру северного контакта однотипен: в нижней части склона – основные кристаллосланцы амфиболитов, выше – глиноземистых гнейсов. Последнее может указывать на положение гранитов в уже ранее сформированной полигонаклонной зоне. Об этом свидетельствует достаточно интенсивное магнитное поле на правобережье р. Алдана между Амгинской зоной и контуром кварцитов.

По остальной территории нет никаких данных. Нет их и на прилегающей с севера площади. На картах отражены многочисленные разломы северо-восточного направления между зонами, которые надежно могут интерпретироваться как зоны взбросов надвигового типа.

ПРИСТАНОВОЙ ПОЯС

К Пристановому поясу (Пристановой межблоковой зоне) отнесены выходы пород куртхского и бурпалинского комплексов, со всем комплексом интрузивно-метасоматических образований, развитых в их пределах. Северная граница пояса совпадает с южной границей выходов мезозойских угленосных образований, проходя по сложной сдвигово-взбросо-надвиговой зоне, рассматриваемой обычно как Южно-Якутский надвиг. Южная граница пояса проходит в 70 км южнее (за пределами площади) по южному контакту пород куртхского комплекса и становой (эльгаканской) серии. Границы эти не только вещественные, но и структурные: северо-западные до субмеридиональных структуры Алданского и Станового мегакомплексов меняются на общую субширотную ориентировку образований пояса.

В целом породы в пределах пояса слагают аллохтон и относятся к различным комплексам. В этих границах отмечено от 4 до 6 крупных тектонических пластин, сложенных породами олекминского, станового, куртхского и бурпалинского комплексов, прорванных разновозрастными магматическими и метасоматическими образованиями и имеющих четкие тектонические ограничения. Отмечаются клинья мезозойских осадочных образований. Ширина пояса колеблется от 26 км на востоке до 60–72 км – в центральной части; в пределах описываемой площади на листе О-51-XXVII он входит северной своей частью шириной до 30 км.

Пристановой пояс (Пристановая межблоковая зона) представляет собой зону крупноглыбового тектонического меланжа. Он состоит из двух подзон: Бурпала-Солокитской и Намарак-Амедици-Чульманской.

Бурпала-Солокитская подзона в пределах листа имеет ширину до 30 км и сложена она образованиями куртхского, сектолачинского комплексов и метаморфитами чугинской толщи. В северо-восточной части развиты образования бурпалинского комплекса. Породами бурпалинского комплекса сложены тектонические пластины и небольшой тектонический клин в зоне надвигов на левобережье р. Лев. Унгра. Основные выходы отмечены в междуречье Лев. Унгра–Прав. Унгра и прослеживаются на восток. С юга они имеют тектонические ограничения, вдоль которых развиты щелочные метасоматиты. Зоны наклонены на северо-восток под углами 15–20°, до 80°, чаще – 30–50°. С севера-северо-востока выходы пород ограничены зоной надвига. Исходя из элементов залегания, структура может рассматриваться как система мелких чешуй, формирующих синформу с асимметричным разрезом: низ разреза находится вдоль северо-восточной границы.

Вдоль восточной рамки листа наблюдается тело метадиоритов с ксенолитами графитовых кварцитов. Толща погружается на восток и развита широко на смежном листе.

В зоне надвигов на водоразделе рр. Лев. Унгра–Синсирик, метадиориты прорваны метасоматитами. По аналогии с первыми пластинами можно предположить, что выходы эгириновых метасоматитов в междуречье Сред. Унгра–Прав. Унгра (водораздел рр. Сектолачи–Сред. Унгра), Лев. Унгра–Сред. Унгра и на левобережье Лев. Унгры отражают еще одну границу пла-

стини, о чём свидетельствует наличие блока пород бурпалинского комплекса в зоне надвига. В этом случае междуречье р. Лев. Унгры–р. Прав. Унгры и далее на восток, может рассматриваться как пакет чередующихся тектонических пластин пород бурпалинского и куртакского комплексов, спаянных щелочными метасоматитами. Такая же картина наблюдается по данным ГДП и ГС-50 по всей полосе выходов пород бурпалинского комплекса вплоть до р. Иенгра и на северо-запад до р. Кускадай-Олонгра: только на западе пластины представлены породами куртакского комплекса, в переходной зоне (междуречье Синсирика–Прав. Унгра) – куртакского и бурпалинского комплексов, на востоке – бурпалинского комплекса. Вся эта зона тектонических покровов отделена от остальной части по системе разломов северо-западного направления, объединяемых в Алдан-Унгра-Беркакитскую зону. В целом северо-восточная часть зоны может рассматриваться как мощная зона скучивания, формирование которой было, по видимому, в протерозое (щелочные сиениты) и завершено в мезозое.

Намарак-Амедичи-Чульманская подзона охватывает остальную юго-западную часть Пристанового пояса в пределах листа и имеет несколько другой структурный облик. Здесь на основе анализа изменения характера элементов залегания полосчатости пород выделяется крупная синформная структура общего субширотного простирания. Несмотря на ее нарушенность разноориентированными тектоническими разрывами на всем протяжении, на западе структуры в крыльях и замковой части складок с ней связано формирование поясов чарнокитоидов. Ширина размаха крыльев структуры по выходам чарнокитоидов в долине р. Бол. Олонгра составляет 14–15 км. Падение в южном крыле на север под углами от 12–20° до 50–70°, в северном крыле – на юг под углами 20–60°. На левобережье Алдана, в районе его левых притоков – р. Кэдерки, р. Чея, наблюдается замковая часть структуры, которая характеризуется пологими синформными складками, сложенными чарнокитоидами. Южное крыло срезано зоной северо-восточных разломов в долине руч. Горелого (правого притока р. Бол. Олонгра) и южный пояс чарнокитоидов следится только на междуречье Мал. Унгра и Сред. Унгра, где срезается Унгро-Беркакитской зоной, о наличии здесь синформной структуры указывают лишь элементы залегания. Чарнокитоиды здесь представлены мелкими телами.

В долине р. Алдан проведены структурные исследования по выходам коренных пород, которые дают представление о строении части подзоны. В южной части зона шириной от 2,5 до 3,5 км, представляющая собой сочетание различных по форме, мощности, направлению и углам падения тел чарнокитоидов, которыми переработаны блоки метадиоритов. Углы падения чарнокитоидов колеблются от субгоризонтальных до субвертикальных и зависят от наклона разрывных нарушений и зон трещиноватости, к которым они часто приурочены.

В долине р. Алдан, от устья руч. Ниричи до р. Бол. Олонгра коренные выходы представлены чарнокитизированными метадиоритами и различными по составу чарнокитоидами. Простижение пород в южной части восток-северо-восточное (80–90°) с падением на юг 5–15°, в северной части – северо-западное с падением на северо-восток 20–60°, реже – на северо-запад 340–350°∠40–50°. На всем протяжении сланцеватость параллельна полосчатости. Иногда в породах отмечаются пологие наклонные складки с погружением шарнира на юго-запад под углом 2–5° (210°∠5°) и падением осевой плоскости на юго-восток под углом 70–80°.

Данные статистической обработки элементов полосчатости позволяют выделить три генерации складок: субмеридиональную с погружением шарниров по направлению 358°∠35°, северо-восточную с погружением шарниров по направлению 300°∠6°–150°∠15°, северо-западную с погружением шарниров 249°∠9°–66°∠30°.

По результатам совместной обработки всех собранных материалов, в долине р. Алдан на юге листа выделяется 4 типа зон деформаций, различающихся характером их проявления и направлением:

1. Субмеридиональные зоны отражаются трещинами скола с элементами залегания 270–290°∠60–70°.

2. Северо-западные зоны со средними и крутыми углами падения в коренных обнажениях в виде трещин скола, по которым развиты зеркала скольжения с элементами залегания 65°∠70°–82°∠28° со штрихами скольжения, соответственно ориентированными 160°∠10°–120°∠15°, указывающие на левосдвиговые смещения с северо-запада на юго-восток.

3. Северо-восточные зоны со средними и крутыми углами падения, сопровождающиеся формированием единичных мелкомасштабных складок с субгоризонтальными шарнирами, с пологим погружением на юго-запад под углом 2–5° (210°∠5°) и осевой плоскостью, падающей на юго-восток под углом 70–80°. В коренных обнажениях преобладают трещины скола с элементами залегания 158°∠65°.

4. На правобережье р. Алдан, в приустьевой части руч. Бол. Омолокит коренные выходы чарнокитоидов. Породы имеют общее северо-восточное простирание, пологие и средние углы

падения ($10\text{--}35^\circ$), редко – крутые ($65\text{--}70^\circ$) в северных и южных румбах. Чарнокитоиды сложены в наклонные лежачие, мелкие складки с погружением шарниров на северо-запад под углом $3\text{--}28^\circ$ ($315\text{--}325^\circ \angle 3\text{--}28^\circ$), реже – на юго-восток ($120\text{--}150^\circ \angle 15\text{--}20^\circ$). Характерным для этих складок является смена азимута погружения шарниров на противоположное ($325^\circ \angle 3\text{--}145^\circ \angle 4^\circ$, $158^\circ \angle 4^\circ \text{--}338^\circ \angle 22^\circ$). Редко картируются сжатые лежачие складки и открытые наклонные с субгоризонтальными шарнирами (шарнир погружается на юго-запад под углом 8°). Осевые плоскости складок падают на восток-северо-восток под углом $20\text{--}70^\circ$. Складки нарушены многочисленными разрывными нарушениями, представленными трещинами скола, зонами расланцевания. Залегание разрывов согласное с простиранием складчатости ($60^\circ \angle 62^\circ$, $270\text{--}280^\circ \angle 40\text{--}70^\circ$). В коренных выходах наблюдались зеркала скольжения с элементами залегания: $210^\circ \angle 60^\circ$, штрихи скольжения – $130^\circ \angle 12^\circ$, направление движения по аз. 310° ($330^\circ \angle 32^\circ$), штрихи скольжения – $330^\circ \angle 32^\circ$, направление движения по азимуту 330° .

По данным суммарной обработки собранных материалов в приусьевой части р. Бол. Омокит намечается до 5 типов зон деформаций, отличающихся направлением и характером их проявления:

1. Северо-западные зоны с крутыми углами падения, сопровождающиеся формированием мелкомасштабных открытых наклонных складок с погружением шарнира на северо-запад под углом 22° ($338^\circ \angle 22^\circ$) и наклоном осевой плоскости на северо-восток под углом 70° ($80^\circ \angle 70^\circ$).

2. Северо-западная зона с пологими углами падения, сопровождаемая формированием мелкомасштабных сжатых, лежачих складок с субгоризонтальными осевыми плоскостями и субгоризонтальными шарнирами, наклоненными к северо-западу ($325^\circ \angle 3^\circ$). Осевая плоскость падает на северо-восток ($70^\circ \angle 20^\circ$). Крылья складок осложнены трещинами скола с элементами залегания $270\text{--}280^\circ \angle 40\text{--}76^\circ$.

3. Субмеридиональная зона с пологими углами падения выражается в формировании мелкомасштабных субмеридиональных сжатых лежачих складок с субгоризонтальным шарниром ($200^\circ \angle 8^\circ$ и $16^\circ \angle 58^\circ$) и падением осевой плоскости параллельно полосчатости $85^\circ \angle 25^\circ$.

4. Северо-восточное направление проявлено крайне слабо. В коренных обнажениях наблюдаются зеркала скольжения $330^\circ \angle 32^\circ$ с направлением движения по азимуту 330° .

5. В коренных обнажениях изредка отмечается субширотные пологие наклонные складки с погружением шарниров по азимуту $108^\circ \angle 10^\circ$. На диаграмме трещиноватости выделяется система трещин с элементами залегания $196^\circ \angle 77^\circ$ и пояс трещин с полюсом $106^\circ \angle 30^\circ$.

В долине р. Алдан, ниже устья р. Чея, на протяжении 2,63 км картируются коренные выходы чарнокитоидов и полевошпатизированных, чарнокитизированных метадиоритов. Общее простирание пород здесь северо-западное с падением на юго-запад под углами $26\text{--}63^\circ$ ($215\text{--}250^\circ \angle 26\text{--}63^\circ$). Породы осложнены мелкой складчатостью.

В южной части листа, в долине р. Алдан (от устья ручья Кривого и вверх на протяжении 8 км) коренные выходы метадиоритов в разной степени плагиомигматизированные диафторированные. Простиране полосчатости северо-восточное, субширотное с падением на юг-юго-восток под углами $28\text{--}52^\circ$ ($140\text{--}190^\circ \angle 28\text{--}52^\circ$). В породах фиксируются меридиональные сжатые, «Z-образные» складки с погружением шарниров на юг под углами $9\text{--}20^\circ$ ($190\text{--}188^\circ \angle 9\text{--}20^\circ$); северо-западные пологие сжатые складки с субгоризонтальной осевой плоскостью и крутонаклонными шарнирами ($147^\circ \angle 60^\circ$, $117^\circ \angle 22^\circ$). Встречаются складки северо-восточные, в основном лежачие, сжатые «Z-образные» с субгоризонтальной и наклонной осевой плоскостью и шарниром, погружающимся на северо-восток под углом $8\text{--}36^\circ$ ($57^\circ \angle 28^\circ$, $28^\circ \angle 8^\circ$, $44^\circ \angle 27^\circ$, $44^\circ \angle 36^\circ$), редко – юго-запад $232^\circ \angle 28^\circ$, а также широтные сжатые наклонные, редко пологие складки с погружением шарниров на запад ($264\text{--}284^\circ$) под углами $8\text{--}30^\circ$. Иногда в диафторированных метадиоритах картируется зона сдвиговых деформаций: между двумя субпараллельными плоскостями, ориентированными по азимуту $298\text{--}300^\circ$ с падением на юго-запад ($40\text{--}42^\circ$), сланцеватость подворачивается к этим зонам. Судя по подворотам полосчатости, это левосдвиговые зоны, перемещение по которым происходило с юго-востока на северо-запад по азимуту 300° .

Суммарная обработка всего собранного материала в этом промежутке позволяет выделить здесь до 5 типов зон деформаций:

1. Меридиональные зоны рассланцевания со средними и пологими углами падения, сопровождающиеся формированием единичных мелкомасштабных лежачих подобных «Z-образных» меридиональных складок с субгоризонтальными осевыми плоскостями, падающими на юг-юго-запад под углами $10\text{--}30^\circ$ и погружением шарниров на юг ($188\text{--}190^\circ$) под углами $9\text{--}22^\circ$. Линейность по амфиболу параллельна полосчатости, выраженной в чередовании полосок с разным содержанием темноцветных. Меридиональные зоны подчеркиваются милонитизацией, катаклизмом. Элементы залегания тектонитов: аз. пад. $72^\circ \angle 72^\circ$; аз. пад. $78^\circ \angle 49^\circ$; аз. пад. $92\text{--}110^\circ \angle 50^\circ$;

аз. пад. $98^\circ \angle 38^\circ$ и штрихи скольжения – аз. пад. $38^\circ \angle 22^\circ$.

2. Пологие северо-западные зоны рассланцевания со средними и пологими углами падения, сопровождающиеся формированием мелкомасштабных сжатых, лежачих складок с субгоризонтальными осевыми плоскостями и шарниром погружающимся на юго-восток (147°) под углом 60° . Зона милонитизации с элементами залегания $204^\circ \angle 21^\circ$. На $10\ 573^\circ\text{м}$. Зона сдвиговых деформаций левосдвиговая.

3. Северо-восточные зоны рассланцевания имеют ширину выходов до 30 м с падением на юго-запад под углом $9\text{--}12^\circ$. Зоны сопровождаются формированием мелкомасштабных сжатых, в основном «Z-образных» складок с субгоризонтальной осевой плоскостью и погружением шарниров на северо-восток ($28\text{--}57^\circ$) под углами $8\text{--}28^\circ$ и юго-запад (232°) под углом 28° . Характерным для складок является смена направления погружения шарниров. Северо-восточные зоны представлены катаклизированными метадиоритами с плоскостями, падающими на северо-запад ($332^\circ \angle 18^\circ$) и штрихами скольжения, ориентированными по азимуту $205^\circ \angle 37^\circ$ и движением с юго-запада на северо-восток. Зона милонитизации с зеркалами скольжения, штрихами скольжения $354^\circ \angle 16^\circ$ и азимутом падения $330^\circ \angle 20^\circ$.

4. Северо-восточные зоны с крутыми углами падения проявлены локально в полосах шириной до 64 м и сопровождаются формированием мелкомасштабных сжатых северо-восточных складок с азимутом погружения шарниров $44^\circ \angle 21^\circ$ и $44^\circ \angle 36^\circ$. Осевые плоскости падают на юго-восток под углом $40\text{--}60^\circ$. В зонах милонитизации – зеркала скольжения с падением $308\text{--}318^\circ \angle 54\text{--}80^\circ$, штрихи скольжения, ориентированные направлением движения с юго-запада на северо-восток. В этих же интервалах встречаются северо-западные зоны с крутыми углами падения, которые по-видимому, сопряжены с северо-восточными.

5. Широтные зоны со средними и пологими углами падения широко развиты в пределах участка и имеют ширину от первых метров до первых сотен метров. Сопровождаются формированием мелкомасштабных изоклинальных сжатых наклонных складок с погружением шарниров на запад ($280\text{--}284^\circ$) под углами $9\text{--}30^\circ$. Изредка встречаются флексуроподобные складки с погружением шарниров на запад под углами 8° ($264^\circ \angle 8^\circ$). Зоны милонитизации шириной от 28 до 64 м, азимутом падения $178\text{--}198^\circ \angle 32\text{--}68^\circ$, с зеркалами скольжения аз. пад. $195^\circ \angle 32^\circ$ и штрихами скольжения $198^\circ \angle 32^\circ$.

Материалы структурных исследований по р. Алдан достаточно хорошо увязываются с обще-геологическими построениями. Для Намарак-Амедици-Чульманской подзоны устанавливается широкое развитие пологих взбросо-надвиговых зон преимущественно северо-восточной или субширотной ориентировки в сочетании с фрагментами крутопадающих разрывов северо-западной ориентировки сдвигового характера. В большинстве случаев это единая система сопряженных разрывов, ограничивающих тектонические пластины – чешуи.

Наиболее существенным отличием в строении Намарак-Амедици-Чульманской подзоны является широкое развитие чарнокитоидов, явно трассирующих зону преимущественно пологих срывов, сформировавшихся в $\text{AR}_2\text{--PR}_1$. К югу и северу от пояса чарнокитоиды не имеют широкого развития (чаще единичные тела или мелкие зоны чарнокитизации), что свидетельствует о слабой активизации этих частей подзоны. Все это находит свое отражение в геофизических полях.

Для северо-западной части листа, особенно при приближении к Верхне-Тунгурчинской зоне надвигов (входящей в состав Южно-Якутского надвига), резко возрастает степень тектонической нарушенности разрезов, связанной с мезозойским этапом тектогенеза. Возможно, последнее связывается с сокращением мощности архейского покрова, что способствовало более легкому его разрушению. Эта часть слабо обнажена, но имеющиеся материалы свидетельствуют о преобладании покровно-надвиговых структур, перекрывающих породы олекминского комплекса или залегающие непосредственно на юрских образованиях.

Для северной части характерно развитие процессов калишпатизации.

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

В строении платформенного чехла участвуют осадочные отложения венда и мезозойские породы юры. Отложениями венда представлена нижняя часть разреза незначительной мощности, которая не формирует складчатых структур, входя в общий разрез платформенного чехла. Основная часть разреза платформенного чехла принадлежит юрским терригенно-осадочным угленосным образованиям, мощность которых достигает 1,3–1,36 км. Район в целом обычно характеризуется как асимметричная впадина с общим погружением пород на юг-юго-запад, вплоть до выходов архейских образований, надвинутых на юру. В этом же направлении услож-

няется внутреннее геологическое строение бассейна, что позволило выделить с севера на юг зону простого строения с субгоризонтальными углами падения, промежуточную, где углы падения колеблются от 5 до 10–15°, отмечается мелкая складчатость, малоамплитудные нарушения и южная принадловая сложно дислоцированная зона. В пределах района сохраняются общие принципы построения впадины, но в то же время есть ряд существенных особенностей. Основная из них сводится в смене северо-западной ориентировки структурных элементов в восточной части на северо-восточную (субширотные) – в центральной и западной его части, вплоть до границ с Усмунским угленосным районом, где вновь преобладают структуры северо-западной ориентировки. Так на прилегающей с востока Ниректа-Холодниканской площади в широкой полосе, прилегающей к тектонической границе архея-юры, структурный рисунок обусловлен развитием разрывов северо-западной ориентировки (Неритинский с амплитудой 500–600 м, Нерюнгриканский с амплитудой 200–300 м, разлом по ключу Такечай – 100–180 м, два нарушения в междуречье Якокит–Прав. Налды) и зажатых между ними узких вытянутых параллельно разломам складок. Амплитуда складок и углы падения в крыльях возрастают с северо-востока на юго-запад.

Такая же картина наблюдается и в восточной части листа: элементы залегания слоистости, ориентировка разрывных нарушений и части складок, устойчивая северо-западная с преобладанием крутопадающих разрывов. Характерным примером может служить Унгринская площадь, где северная часть ее характеризуется пологим залеганием пород угленосного комплекса (углы 10–15°) с увеличением на отдельных участках связанных с разрывными нарушениями. Центральная и южная части площади характеризуются более крутыми углами падения от 20–30 до 60–70° в южном крыле Унгринской синклинали. Причем определяющую роль играет разрывная тектоника. Так, западная часть Унгринской синклинали зажата между двумя сдвигово-взбросами северо-западного направления с углами падения плоскости сместителя 75–80° и азимутами 310–330° и 220–230° [83]. В восточной части структуры, где прослеживаются нарушения субширотной ориентировки, породы имеют субширотное, субсогласное с архейским надвигом простижение и углы падения от 10 до 40°.

В междуречье Синсирик–Лев. Унгра–Прав. Унгра сохраняется общий структурный рисунок, характерный для прилегающей с запада площади – северо-западная ориентировка прямолинейных разрывных нарушений и синхронных с ними элементов залегания.

В междуречье верхнего течения р. Алдакай и р. Синсирик простижение структурных элементов сменяется на северо-восточное. Охарактеризованная на бурпалинском участке Унгринская синклиналь и крутопадающие разрывные нарушения той же ориентировки срезаются пологими структурами северо-восточной ориентировки с субгоризонтальным залеганием пород.

Такая же картина наблюдается в междуречье Лев. Унгра–Алдакай. Северо-восточные разрывные нарушения в нижнем течении руч. Орто–Салы и р. Налды сменяются на зону северо-восточной–юго-западной ориентировки, которая прослеживается через нижнее течение р. Барылах, Кускадай–Олонгра и Синсирик и уходит в междуречье Амедиши–Тунгурча на смежном листе.

Переход от структур северо-западной ориентировки к структурам северо-восточной – характерная черта строения западной части бассейна.

Восточная часть характеризуется разрывными структурами северо-западной ориентировки с крутыми углами падения плоскостей сместителя и субпараллельными структурами в докембрийских толщах. Они могут интерпретироваться как сдвигово-взбросовые (бросовые) зоны. На это же указывают результаты структурных исследований, проведенных в прилегающих блоках архейского комплекса. По многочисленным замерам ориентировки зеркал скольжения, штрихов скольжения устанавливается общее северо-западное смещение толщ.

Структуры северо-восточной ориентировки можно рассматривать как зоны разгрузки сдвиговых напряжений – эшелонированные взбросо-надвиговые зоны. В пределах района достаточно четко выделяются две взбросо-надвиговые зоны:

1. Северная, Барыллахская, зона проходит в нижнем течении рр. Барыллах–Олонгра–Кускадай–Олонгра–Синсирик–Барыллах–северо-восточный отрезок долины р. Алдакай и нижнего течения его правых притоков. К западу, зона уходит до долины р. Тунгурча в районе оз. Кунды, где она и является границей Алдано-Чульманской и Усмунской впадин. Взбросо-надвиговая зона продолжается далее на юго-запад, где она выделяется в качестве Верхнее-Тунгурчинской зоны надвигов.

2. Южная, Алдакайская, зона пересекает водораздел р. Алдакай (в ее истоках) и р. Синсирик. Этой зоной срезаются структуры Унгринской площади (складчатые и разрывные).

В западной части листа о строении Алдакайской зоны можно судить по материалам Солецкой. Зона представляет собой систему субпараллельных взбросов и надвигов, сопровождаю-

шихся зеркалами скольжения и мелкой складчатостью в юрских угленосных отложениях. Ширина зоны – 1 200–1 500 м. Складки в зоне с размахом крыльев – 10–15 м с амплитудой – от 0,5–2 до 3–5 м; они наклонены к северу, крылья падают под углами 30–60° на юг. Складки асимметричные, простые симметричные, вдоль каждого разлома в зоне образуют сложную дисгармоничную складчатость в полосе шириной 200–400 м.

Типичные складки продольного изгиба наблюдаются в береговых обнажениях р. Алдан. Ширина складок – от первых метров до 50–70 м, редко – первые сотни метров, амплитуда колеблется от первых метров до 40–50 м, углы наклона крыльев колеблются в очень широких пределах. Отмечаются складки, запрокинутые к северу. Падение осевых плоскостей складок южное под углом 30–60°. Такое же залегание имеют и разрывы в ядрах антиклинальных складок. Складки волочения обусловлены различным гранулометрическим составом; они наблюдаются в алевролитах на крыльях моноклинальных структур. Размах крыльев меняется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Направление осей складок волочения, крутизна наклона крыльев, направление и наклон осевых плоскостей, высота складок могут меняться в широких пределах. Осевые поверхности складок, в зонах влияния разломов, параллельны плоскостям сместителя. Складки имеют небольшие размеры, чаще отражая подвороты пластов вслед за относительным смещением блоков, что приводит к резким изменениям простирации пород.

В бассейне р. Солокит и среднего течения р. Алдакай по данным В. С. Кошляка [71] выходы пород дурайской свиты, попавших в зону, отличаются наиболее крутыми углами падения (до 30–80°), широким развитием пластических деформаций, с которыми связаны пережимы и раздувы угольных пластов, сменой направления падения пород. В приустьевой части руч. Солокит зафиксирован взброс (Усть-Солокитский надвиг по В. С. Кошляку) с углом наклона плоскости сместителя на юг 70° и амплитудой 100–200 м.

В междуречье рр. Алдакай и Орто-Сала буровыми работами [71] вскрыто до 6 нарушений субширотной, северо-западной и северо-восточной ориентировки с амплитудой смещения от 30–35 до 80 м, редко – 230 м (северо-западный разлом). Часть из них входит в зону взбросов с падением сместителя на юго-запад под углами 70–80°. Вдоль разломов фиксируются зоны дробления с многочисленными зеркалами скольжения шириной 10–15 м и углами падения 40–50°.

Вторая зона взбросо-надвигов выделяется на водоразделе р. Синсирик–р. Алдакай (в верховьях). Здесь отмечаются пологие разрывные нарушения (В. С. Кошляк). Вдоль зоны надвигов отмечается изменение направления падения пород (углы не превышают 10–20°) и это резко контрастируется с северо-западными крутопадающими структурами Унгринской площади.

Зона надвиговых смещений довольно четко фиксируется в рельефе как горстовое поднятие, фронтальная часть, которой отражена в рельефе и в результате совмещения низов разреза, верхнекабактинской подсвиты и беркакитской свиты, сложена грубозернистыми песчаниками с гравелитами.

Между северной (Барыллахской) и Алдакайской зонами (в междуречье Кускадай-Олонгра-Барыллах-Олонгра и Алдакай) находится синформная структура, ядро которой сложено породами верхнекабактинской подсвиты. Углы падения в северном крыле 12–15° на юг, в южном – от 10 до 40° на север. Южное крыло предположительно перекрыто по взбросо-надвигу северо-западного субширотного направления, проходящего из вершины р. Барыллах-Олонгра в долину кл. Ровный. У Верхне-Алдакайской зоны складка полностью перекрывается и верхняя подсвита кабактинской свиты представлена в долине р. Алдакай лишь своей нижней частью. Барыллахская зона фиксируется также по северо-восточной ориентировке границ метаморфизма углей, что часто объяснялось наличием здесь разлома северо-восточного направления, активизированного в мезозое. Северная часть представлена отложениями юхтинской свиты и характеризуется субгоризонтальным залеганием с углами 0–5°, редко – до 10°, разбитая разломы северо-западного, северо-восточного направлений на блоки с амплитудами вертикального перемещения по ним в первые метры–десятки метров.

По данным гравиметрической съемки в пределах площади отмечено два гравиметрических минимума. Западный, незначительной интенсивности выделен в междуречье Кускадай-Олонгра-Алдакай и совпадает с осевой частью Барыллах-Олонгинской синклинали. Восточный, Унгринский, связан, возможно, с увеличением мощности юрских образований за счет формирования взбросо-надвиговых структур. Кроме того, нельзя исключить влияние структур фундамента. И в первом, и во втором случаях в районы минимумов выходят крупные тектонические зоны в породах фундамента.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В настоящее время нет единой точки зрения на историю геологического развития региона в целом, что исключает возможность восстановления ее в рамках закартированной площади. В этих условиях нами в полном объеме использованы материалы этого раздела из предшествующих отчетов (Становой партии и Алдано-Амединского отряда [84, 85]) с внесением небольших корректиров с учетом вновь полученного фактического материала. В разделе дается краткий обзор существующих точек зрения, увязывающихся с собранным фактическим материалом.

За последние годы вышла серия работ, в той или иной мере касающихся вопросов развития Алданского щита в целом или отдельных его частей. Большая часть их сводилась к разработке теоретических моделей тектонического строения и истории развития щита, основываясь на современных представлениях о развитии Земли в целом, попыткам интерпретации материалов с основных позиций тектоники плит. Имеющиеся на сегодня материалы позволяют, однако, обосновывать предлагаемые модели для посткембрийских (в основном мезозойских) этапов развития, в какой-то мере – протерозоя (в основном Забайкалье). История же щита в докембрии изучена крайне слабо и дораннепротерозойский этап рассматривается лишь на уровне возможных теоретических моделей или констатации фактов его многоэтапного становления, обосновываемого структурно-петрологическими, петрохимическими исследованиями, определениями абсолютного возраста. Для обоснования предлагаемых моделей требуется проведение дальнейших специализированных комплексных исследований, направленных на детальное изучение современных структур, динамики движения и амплитуды перемещения на каждом этапе развития щита его отдельных областей с последующей, хотя бы грубой, реконструкцией положения архейских структур (комплексов) на начало каждого этапа.

А. В. Пейве, А. М. Лейтес и В. С. Федоровский, рассматривая особенности развития докембрийских складчатых структур, выделяют несколько этапов формирования континентальной коры за счет преобразования коры океанической. Согласно их представлениям, выделяются два крупных рубежа, отражающих основные элементы этих преобразований: ранний (~3,0 млрд лет) отвечает созданию протометаморфического слоя, образованию крупных массивов суши – протоконтинентов в сочетании с океаническими акваториями; поздний рубеж (1,8–1,6 млрд лет) соответствует становлению зрелой континентальной коры. Ранний рубеж соответствует историко-геологической границе между археем и протерозоем, поздний – между докембriем и рифеем.

Выделенные этапы формирования коры находят подтверждение и в этапах гранитообразования, намечаемых на основе определений абсолютного возраста:

– 3,29 млрд лет – эндербито- и чарнокитообразование, завершивших региональный метаморфизм гранулитовой фации и становление гранулит-базитового протометаморфического слоя;

– 2,6–2,5 млрд лет – начало древнестановой гранитизации развития регressiveного метаморфизма протометаморфического слоя и прогressiveного метаморфизма вулканогенно-осадочных образований становового комплекса, завершивших формирование гранит-метаморфического слоя современной континентальной коры;

– 2,0–1,8 млрд лет – завершение массового гранитообразования на Алданском щите, внедрение интрузивных постметаморфических гранитов – оформление структуры дорифейского фундамента.

Выделенные этапы коррелируются с циклами I-II, III, IV-V по В. Л. Дуку, В. И. Кицулу, намечаемых на основе структурно-петрологических исследований. Если намечаемые основные этапы развития щита в докембрии имеют довольно близкие возрастные ограничения и состав толщ, сформированных за эти этапы, то взгляды на условия их формирования достаточно разнообразны и противоречивы. По мнению А. В. Пейве и его последователей, протоконтинентальная кора формировалась за счет преобразования океанической коры, как и в более поздние

эпохи. Но в докембрии в начале формировались ядра протометаморфического слоя сравнительно небольшой мощности, пространственно разобщенные и не соответствующие понятиям самостоятельных континентов. Предполагается, что лишь к концу верхнего архея—началу протерозоя отдельные «ядра» спаялись в относительно крупные блоки за счет горизонтального их сближения и гранитизации разделяющих их участков океанической коры. Лишь начиная с раннего протерозоя достаточно уверенно картируются образования океанической стадии, пассивных окраин, островодужных серий, вулканоплутонические комплексы континентальной стадии, свидетельствующие о существовании блоков с достаточно зрелой континентальной корой. Опыт реконструкции палеотектонической обстановки Байкальской горной области, проведенные В. Г. Кушевым, подтверждает это. На основе имеющихся материалов достаточно аргументировано показано, что развитие области уже в раннем протерозое шло по принципу соединение континент—островная дуга (микроконтинент)—желоб—оceanическая плита.

Согласно другим точкам зрения, развитие щита в раннем докембрии шло в соответствии с основными положениями тектоники плит. Так, в работе В. И. Кицул и др. предлагается несколько другая модель развития Алдано-Станового региона, базирующаяся на результатах изучения эволюции гранулитов:

1. Этап накопления первично-вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений в мелком раннеархейском море, ограниченном с юга островной дугой, с последующим их метаморфизмом.

2. Этап регressiveного метаморфизма гранулитов, связанный с превращением островной дуги в Джугджуро-Становую складчатую область в результате подвига Монголо-Охотской плиты под Восточно-Сибирскую (на границе архея и протерозоя).

3. Этап повторного метаморфизма (ранний протерозой), приведший к образованию высокобарических и умеренно температурных бластомилонитов по гранулитам.

Однако палеотектонические условия накоплений и преобразований гранулитов, предлагаемые авторами, фактическим материалом не аргументируются и могут рассматриваться лишь как одна из возможных теоретических моделей.

История тектонического развития Джугджуро-Становой складчатой области рассматривается также Н. И. Московченко. Ею выделяются, в сущности, те же три этапа (периода):

1. Раннеархейский, завершившийся на рубеже 3,4–3,3 млрд лет обособлением Алданской, Олекминской и Становой областей.

2. Позднеархейский (3,2–2,7 млрд лет), определивший «основные особенности состава, петрогенеза и структуры» области. С ним связывается формирование зеленокаменных поясов, а завершается он горизонтальными тектоническими движениями, в ходе которых были сформированы новые прогибы.

3. Раннепротерозойский этап (2,7–2,0 млрд лет).

Анализ прилагаемых Н. И. Московченко схем, отражающих последовательность развития структур и выполняющих их комплексов Алдано-Олекмо-Станового региона, показывает, что в основу их положены представления о последовательном наложении поздних структур на более ранние (активизация) без существенного изменения их границ, которые совпадают с современными границами основных комплексов пород.

Из трех предлагаемых моделей наиболее последовательной и аргументированной является первая, которая в какой-то мере находит свое отражение в материалах отряда. Согласно этой модели с начальной стадией формирования протокоры связывается обычно формирование толщ курультинской серии (куртахского комплекса), для верхней части, которой характерно присутствие высокоглиноземистых гнейсов, кварцито-гнейсов, рассматриваемых чаще в качестве наиболее ранних первично осадочных образований. Основанием для них служила толща сильно переработанных в настоящее время пород основного состава, относимых по данным петрохимических пересчетов к базальтам толеитовой серии. Хотя в пределах площади ГДП-200 и не наблюдалось полных, достаточно хорошо сохранившихся разрезов серии, но судя по за-картированным фрагментам между этими двумя группами пород намечается переходный тип разреза, характеризующийся чередованием пачек (пластов) гранат- и гиперстенсодержащих гнейсов и основных кристаллосланцев. Сочетание этих основных групп пород, отражающих первичную «стратиграфическую» расслоенность разреза серии (комплекса), достаточно устойчивы на площади ГДП и прилегающей территории, что может свидетельствовать об устойчивом характере условий ее накопления и исключает выделение каких-либо структурно-тектонических единиц с различными режимами развития. Сложность сопоставления и увязки разрезов серии обусловлено повсеместной неоднократной деформированностью разрезов в более поздние этапы развития, сопровождаемые к тому же сложными вещественными преобразованиями. В сущности, наблюдаемые в настоящее время разрезы хотя и отражают характер их первичной

расслоенности, представлены полиморфными образованиями, восстановление первичной природы которых не всегда возможно даже при детальных петрохимических и структурных исследованиях. Практически общепринято, что наиболее ранние преобразования вулканогенно-осадочной толщи связаны с метаморфизмом их в гранулитовой фации, завершившейся мигматизацией и гранитизацией (эндербиты, чарнокиты) в интервале времени 3,3–3,0 млрд лет, в результате чего и был сформирован гранулит-базитовый слой.

Верхняя часть метаморфизованной осадочно-вулканогенной оболочки первичной земной коры представлена вулканогенно-осадочными образованиями зеленокаменных поясов и станового комплекса, формирование которых связано с возрастным интервалом 3,3–2,6 млрд лет. В тесной структурно-тектонической взаимосвязи с образованиями зеленокаменных поясов находятся и образования олёкминского гранито-гнейсового комплекса, формирующих совместно олёкминскую гранит-зеленокаменную область.

Несмотря на широкое развитие образований этого возрастного интервала, изучены они слабо и особенно в Становой зоне. Как уже отмечалось ранее, даже на площадях ГС-50 фрагменты их выходов у разных исполнителей перемещались по всему разрезу архея. В то же время на первых стадиях исследований делались попытки сопоставления этих разрезов или части их. Материалы более поздних исследований лишь подтверждают возможность таких представлений.

Наиболее изученными из всего этого комплекса являются образования зеленокаменных поясов, слагающие узкие протяженные зоны (как правило, с четкими тектоническими ограничениями) среди пород олёкминского гранито-гнейсового, реже куртахского комплексов. В настоящее время нет одинаковых данных, позволяющих восстановить в полном объеме изначальный разрез, определить его мощность, так как во всех структурах наблюдаются деформированные фрагменты его, позволяющие лишь наметить общую последовательность напластования пород в разрезе.

Нижняя часть разреза представлена амфиболовыми кристаллосланцами и амфиболитами с Sm-Nb возрастом 3,3–3,2 млрд лет. Верхняя часть разреза, представленная метапеллитовой и карбонатно-терригенной толщами (слюдяно-кварцевые сланцы с гранатом и ставролитом, метапесчаники и метаалевролиты, пласти кварцитов и карбонатных пород), на отдельных участках перекрывается метавулканитами с Pb-Pb возрастом по циркону 2,96 млрд лет. Магматические образования, прорывающие зеленокаменные толщи, характеризуются значениями абсолютного возраста 3,0–2,95 млрд лет. Степень метаморфизма пород зеленокаменных поясов колеблется от эпидот-амфиболитовой до высокотемпературной амфиболитовой фации. Одновременно с метаморфизмом породы испытали, нередко, и широко проявленную гранитизацию, в результате которой сланцы и гнейсы превращены в мигматиты, гранито-гнейсы и граниты. Одновременно с этим регressiveный метаморфизм эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой фации наложился на породы гранулитовой фации в прилегающих блоках (Омолокитский блок). Несколько неопределенной выглядит позиция олёкминского комплекса, породы которого метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, отличаются широким проявлением процессов мигматизации и гранитообразования натриевой направленности, на которую позднее накладываются обширные зоны калишпатизации и бластеза. Сравнение толеитов куртахского и олёкминского комплексов указывают на их значительные различия, свидетельствующие о формировании их в различных палеотектонических обстановках. Определение абсолютного возраста цирконов из биотитовых гнейсов и амфиболитов дали близкие значения в 2,9 млрд лет, что, вероятнее всего, соответствует времени проявления метаморфизма пород зеленокаменных поясов. Подтверждением этому может служить значение абсолютного возраста в $2\ 960 \pm 70$ млн лет, установленное Pb-Pb методом по цирконам из метаэффузивов Олондинского пояса и соответствующее времени их изменения.

Анализ материалов по зеленокаменным поясам Карелии и Украины показывает, что их формирование проходило в несколько циклов. Так, для зеленокаменных поясов среднего Приднепровья характерно несколько циклов, выделяемых на основе геохронологических определений:

- 3,2–3,0 млрд лет – основной вулканизм;
- 3,115–3,1 млрд лет – гранитоидный магматизм (трондьемиты – 3,115, плагиограниты – 2,47);
- 3,0–2,95 млрд лет – процессы седиментации с подчиненным вулканизмом и посторогенного магматизма (2,84 млрд лет).

Сходные данные получены и в ходе геохронологических исследований гранит-зеленокаменных образований Карелии:

- 3,2–3,1 млрд лет – древний этап метаморфизма, проявленный в породах фундамента;
- 3,0–2,9 млрд лет – древний этап метаморфизма, захвативший вулканиты зеленокаменных

поясов и гранито-гнейсовые окружение (повторно);

– 2,85–2,75 млрд лет – этап метаморфизма, охвативший породы гранит-зеленокаменных областей в целом.

Исходя из полученных данных для Украинского щита, намечается следующая последовательность геологических событий:

– 3,2–3,0 млрд лет – интенсивное проявление основного вулканизма с ограниченным значением седиментационных процессов, в результате которых сформировалась существенно вулканогенная толща (конская свита);

– 3,115–3,0 млрд лет – сильный гранитоидный магматизм преимущественно в породах гранито-гнейсового окружения;

– 3,0–2,95 млрд лет – нисходящие тектонические процессы, сопровождаемые интенсивным осадконакоплением с подчиненным проявлением вулканизма.

Изложенные выше материалы находят свое отражение и в строении Олекминской гранито-зеленокаменной области, где в разрезах зеленокаменных поясов намечаются две достаточно контрастные толщи: нижняя, существенно вулканогенная, с железистыми кварцитами (темуля-китская свита) и верхняя, представленная пелитовыми и карбонатно-терригенными толщами. Они отличаются степенью метаморфизма, и формирование их разделено этапом внедрения гранит-пегматитов. Характер распределения их по отдельным поясам может свидетельствовать об их цикличном развитии с затуханием тектонической активности с запада на восток. С начальной стадией формирования гранито-зеленокаменных областей может быть связано, как на Украинском щите, широкое проявление толеитового магматизма, в ходе которого была сформирована хойкинская свита (подкомплекс) олекминского комплекса.

Как уже отмечалось выше, в одну возрастную группу с гранито-зеленокаменными образованиями попадают и породы станового комплекса, слагающие единые структуры с образованиями куртакского комплекса. На первоначальной стадии их изучения они нередко рассматривались в составе куртакского комплекса или как диафториты по породам последнего. Однако в последние годы материалы детальных петрохимических и структурных исследований достаточно аргументировано позволяют рассматривать их в качестве самостоятельного комплекса, хотя его объем и не определен однозначно. В то же время, многие исследователи указывали на сопоставимость его по многим параметрам с разрезами Олекминской гранито-зеленокаменной области: близость состава слагающих разрезы пород, эпидот-амфиболитовая-амфиболитовая фация метаморфизма, сходимость состава толеитов, сочетания в разрезах нестратифицируемых гранито-гнейсовых толщ и стратифицируемых вулканогенно-осадочных образований с пластами кварцитов (включая железистые) и карбонатных пород.

Так, в центральной части площади, в основании разреза прослежена полоса выходов микроклинизированных гранито-гнейсов амфиболитового, амфибол-биотитового состава, относимая к олекминскому комплексу. Выше уже отмечалось, что по петрохимическим характеристикам они ничем не отличаются ни от олекминских гранито-гнейсов, ни от становых (древнестановые граниты). На сегодняшнем уровне изученности все они могут рассматриваться в пределах единого комплекса. Выше гранито-гнейсов по разрезу картируются выходы амфиболовых, амфибол-биотитовых кристаллосланцев, амфиболитов, постепенно сменяющихся вверх по разрезу биотитовыми гнейсами. В полях повышенной гранитизации они близки к породам олекминского комплекса. Выше по разрезу состав пород резко меняется и чугинская толща уже представлена пестрой по составу кварцито-гнейсовой ассоциацией с пластами, линзами карбонатных пород. Положение гранито-гнейсов в пределах исследуемого района позволяет рассматривать их как фрагменты гранито-гнейсового основания (фундамент олекминского типа), формирование которого завершилось в первом цикле.

Детальные структурные и петрохимические исследования процессов ультраметаморфизма и гранитизации в породах станового комплекса показали, что они развивались в два цикла в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. Со вторым циклом связывается формирование зон смятия и бластомилонитизации. На стадийность (цикличность) формирования образований станового комплекса указывает и Н. И. Московченко, связывая с начальной стадией формирования толщ метатолеитов и метавулканитов, сопоставимых с нижней частью разреза зеленокаменных поясов. К сожалению, крайне слабая изученность этой части региона и отсутствие надежных возрастных датировок исключает возможность достаточно обоснованного сопоставления верхнеархейских образований Олекминской и Становой областей, хотя и имеется обширный фактический материал, позволяющий ставить вопрос об этом.

В то же время выходы этих пород в обеих зонах резко разнятся по характеру выполняемых ими сегодня структур: линейные субмеридионально-ориентированные структуры зеленокаменных поясов и субширотные Джугджуро-Становой зоны. Анализ постархейских разрывных

структур в их пределах показывает, что по динамике и направленности движений они представляют единую взаимосвязанную систему: Джугджуро-Становая зона представляет собой субширотную зону скучивания – надвигов, зеленокаменные пояса Олекминской области – субмеридиональные (северо-западные) зоны сдвиговых деформаций, отражающих перемещения блоков (плит) к северу от фронтальных частей зоны надвигов. Близкая картина намечается и в нижнем протерозое: субширотная зона сочленения плит и серия субмеридиональных трансформных разломов. Это позволяет предполагать, что такое соотношение структур было заложено еще в архее: шовные межблочные структуры зеленокаменных поясов в Олекминской области и субширотная зона сочленения плит с широким развитием станового комплекса, в состав которого возможно входят и комплексыprotoокеанической стадии наподобие раннепротерозойских образований Усть-Гилойской серии. Этому не противоречат также идеи о существовании в этот период Станового блока (островной дуги). С завершающей стадией этого этапа, как правило, связывается формирование крупных континентальных глыб (Алданский, Становой), разделенных океаническими бассейнами неизвестной ширины. На это указывают условия развития региона в раннем протерозое, на чем мы останавливались выше.

В региональном плане структуры исследуемой площади, несомненно, взаимосвязаны со структурами Забайкальской горной области, располагаясь между Алданским межблоком с фрагментами толщ, параллелизуемых с удоканской серией (отложения пассивных окраин) и выходами комплекса океанической стадии в Усть-Гилойской зоне. Однако провести прямую параллель между ними в настоящее время не представляется возможным, так как в пределах площади не закартировано выходов вулканогенно-осадочных образований протерозоя, хотя нельзя исключить возможность выделения их из разрезов станового комплекса. Однако широкое развитие разнообразных магматических образований от основного-ультраосновного состава до щелочных сиенитов и существенно микроклиновых гранитов свидетельствует о высокой тектономагматической активности района в этот период. Пояса трещинных и штокообразных интрузий основных-ультраосновных пород могут свидетельствовать о наличии зоны растяжения и утолщения земной коры. С завершающей стадией этого этапа развития связывается широкое проявление процессов скучивания и гранитизации на уровне 2,0–1,7 млрд лет, завершивших процесс становления континентальной коры на обширной территории Алданского щита, перешедшего к континентальному типу развития.

Начиная с конца палеозоя, намечается активизация тектономагматической деятельности в пределах щита, которая определялась ходом событий в пределах Монголо-Охотского пояса. Вдоль пояса происходило постепенное столкновение микроконтинентов, расположенных между Сибирской и Северо-Китайской плитами, а затем и самих плит с закрытием бассейна, разделяющего их. Согласно представлениям, разрабатываемым Л. П. Зоненшайном и его последователями, на первоначальной стадии был образован Амурский микроконтинент (ранняя пермь), который позднее присоединился к Северо-Китайской плите.

В позднем триасе–юре (290–130 млн лет) закончилось столкновение Амурии с Сибирью в западной части пояса, что сопровождалось здесь покровообразованием, утолщением коры и гранитообразованием. Внутри древних массивов, в зонах растяжения, начали формироваться неглубокие впадины, в которых накапливались терригенные образования угленосных бассейнов. В восточной части в этот период Северо-Китайский континент спаялся с Сибирским. С этого периода история развития Монголо-Охотского пояса определялась столкновением этих двух континентов.

В среднюю–позднюю юру (189–150 млн лет) произошло закрытие большей части бассейна, разделяющего континенты, и произошло континентальное столкновение в западном (Забайкалье) секторе, сопровождавшееся складчатостью, формированием покровов, гранито-гнейсовых куполов и гранитоидных батолитов. В этот период в восточной части пояса продолжалось развитие Удской активной окраины с характерной тектонической зональностью. В этот же период в западной части продолжалась внутриплитная магматическая деятельность, которая так же постепенно смешалась с запада на восток.

Окончательное закрытие бассейна произошло в раннем мелу, в результате чего континенты полностью столкнулись и спаялись. Западная и Центральная части развивались уже как зоны континентального столкновения, сопровождающиеся поддвиганием Амурии под южную часть Сибирского континента. Это сопровождалось резким ростом мощности коры и выплавлением крупных гранитных батолитов с одновременным сводовым поднятием Становика. Глубина формирования батолитов определяется 5–10 км. В этот же период мощными деформациями был охвачен и кристаллический цоколь Становика, сопровождающимися перемещением крупных пластин-блоков на север-северо-запад с надвиганием их на юрские угленосные толщи, что находит отражение и в материалах отряда. В этот период окончательно сформированы основ-

ные элементы современной тектонической структуры района, сопровождаемые широким проявлением тектоно-магматической и магматической деятельности, рудообразования. Кинематика плит и блоков, заложенная в мезозое, продолжает функционировать и в настоящее время. На основе анализа сейсмологических, геологических и гравиметрических данных Л. М. Парфенов [33] приходит к выводу: неотектоническая активность территорий определяется взаимодействием Станового блока с Евроазиатской и Амурской плитами, приводящего к перемещениям вдоль субширотных разрывов сдвигово-взбросового (надвигового) типов.

Обобщая изложенный выше материал, следует отметить два основных этапа, оказавших наиболее существенное влияние на развитие района работ отряда:

1. Нижнепротерозойский, связанный с этапом столкновения Становой и Алданской плит.
 2. Мезозойский, когда произошло столкновение Амурского микроконтинента с Алданским с образованием Монголо-Охотского пояса.
-

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена на сочленении двух крупных орографических единиц – южной части Чугинского плоскогорья, входящего в Алданское нагорье, и северных отрогов кряжа Зверева, являющегося частью Верхне-Алданского горного узла.

Северная часть территории представляет собой выровненное плато, полого возвышающееся к северу и сформированное на карбонатных осадках венда и терригенных отложениях Чульманской впадины. На северной части листа в процессе денудации и восходящих неотектонических движений осадки юры и венда размыты и сохранились в виде небольших фрагментов на водоразделах. В южной части Чульманской впадины, примыкающей к Южно-Якутскому надвигу, в полосе шириной 10–20 км юрские осадки смыты в складки. Под действием эрозионно-денудационных процессов, тектоники надвигового характера, неотектоники и с развитием дренажа гидросети образовался среднегорный рельеф, частично вовлеченный в Верхне-Алданское поднятие.

Основные черты современного рельефа созданы под воздействием тектонических движений.

В генетическом отношении в строении рельефа преобладают денудационные и тектоногенные поверхности, осложненные эрозией и плоскостным смытом. Отпечаток на рельеф высоко поднятых участков отрогов кряжа Зверева наложила деятельность ледников, результатом которой явились экзарационные и аккумулятивные формы. Кроме того, в создании рельефа велика роль нивальных и морозных явлений.

Современный рельеф территории листа представляет собой сложное сочетание генетически однородных поверхностей: тектоногенной, структурно-денудационной (конструктурной), денудационной (аструктурной) и аккумулятивной.

ТЕКТОНОГЕННАЯ ПОВЕРХНОСТЬ РЕЛЬЕФА

Тектоногенные поверхности развиты в юго-восточной части площади в бассейнах верхних течений рек Лев., Сред. и Прав. Унгра, на северных отрогах кр. Зверева и соответствуют блоку быстро растущих поднятий (рис. 1). Они занимают склоны гор и возвышенностей (1), сложенных архейскими метаморфизованными, метасоматически измененными магматическими породами. Характеризуются выпуклыми крутыми (35°) склонами водоразделов, покрытыми крупноглыбовым коллювием и крутыми обрывами каров. Абсолютные отметки поверхности – 1 000–1 600 м, относительные превышения – 300–700 м. Эта поверхность дrenируется густой речной сетью, приуроченной к зонам разломов, преимущественно надвигового характера. Тектонические уступы фрагментарно подчеркивают разрывные нарушения, в том числе и Южно-Якутский надвиг. Они представляют собой прямолинейные участки крутых обрывистых склонов с высотой уступов до 50–200 м и протяженностью от сотен метров до 8,0 км.

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ (КОНСТРУКТУРНЫЕ) ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

Структурно-денудационные поверхности пользуются широким развитием и подразделяются по разновидностям склонов гор и возвышенностей, образовавшихся в результате препарировки.

Поверхности склонов гор и возвышенностей, образовавшиеся в результате препарировки дисъюнктивно (надвиги, взбросы, сбросы, сдвиги) сложно переработанных архейских образований (2), развиты на юге и юго-западе площади в аллохтоне Южно-Якутского надвига в пределах развития архейских пород. Они образованы за счет разрывной тектоники, преимущественно надвигов субширотного и северо-восточного простирания. Абсолютные отметки поверхностей – 900–1 250 м, относительные превышения над днищами долин – 50–250 м. Угол

склонов колеблются от 3 до 15°.

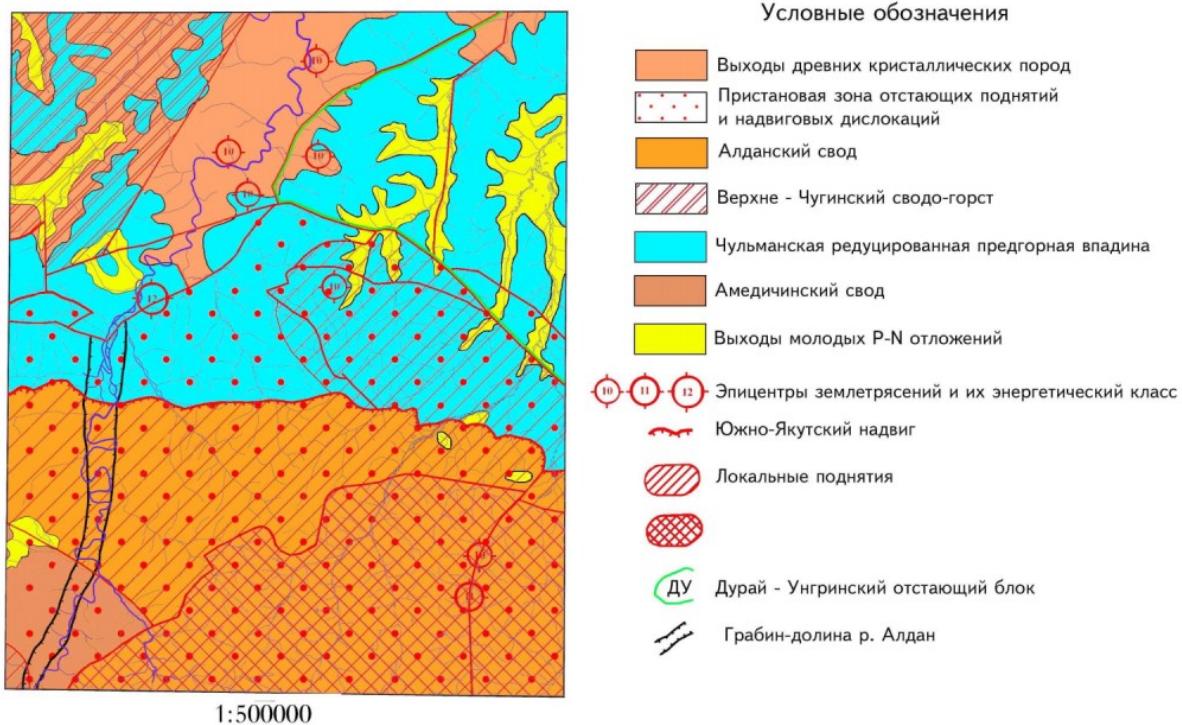


Рис. 1. Морфоструктурная схема.

Поверхности склонов гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки архейских образований, на которых субгоризонтально залегают осадочные породы (3), характерны для выступа кристаллического фундамента Алданского щита в северо-западной части листа на междуречье Алдана и Амедини. Это плоскогорный район с широкими водоразделами и расчлененными долинами рек. Абсолютные превышения водоразделов составляют 1 000–1 050 м, относительные превышения над днищами долин – 300–350 м. Реки порожистые, текут в узких извилистых долинах с крутыми выпуклыми склонами, усеянными останцами архейских пород. Поверхность изменена интенсивными процессами эрозии и денудации.

Поверхности склонов гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки горизонтально и субгоризонтально залегающих пород юры и венда (4), развиты на покрове терригенных отложений юхтинской свиты и доломитах венда, охватывая северную часть листа. Это выровненное плато, поднятое на высоту 780–1 120 м и прорезанное крупными реками субмеридионального простирания на глубину 200–350 м. Развитые здесь породы порождают невыразительный рельеф низких, слабо выпуклых водораздельных пространств и крутых склонов. Генетически это рельеф древней равнины, заложенной еще в венде.

Поверхности склонов гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки сложно дислоцированных пород юры (5), развиты полосой шириной 10–20 км вдоль северного края высоко поднятого нагорья. Эта поверхность интенсивно переработана тектоникой и представляет собой волнообразный грядоподобный рельеф, развивающийся на отпрепарированных денудацией и эрозией складчатых и разрывных структурах юрских терригенных отложений. Абсолютные отметки водоразделов составляют 1 000–1 200 м, относительные превышения – 200–300 м.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ (АСТРУКТУРНЫЕ) ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

Денудационные (аструктурные) поверхности являются усложняющими и подразделяются в пределах листа на: денудационно-эрэзионные склоны и уступы речных долин; склоны речных долин, созданные совместной деятельностью эрозии и плоскостного смыва; поверхности, созданные комплексной денудацией – поверхности пенепленов, срезающие складчатые основания архейских и платформенных структур.

Денудационно-эрэзионные склоны и уступы речных долин (6) – это наклонные под углом 25–35° поверхности, развитые в долинах рек Алдан и Амедини в северной части листа и в долинах рек Алдакай, Синсирик, Унгра. Склоны обычно выпуклые, переменной крутизны. В число со-

временных процессов, сопровождающих формирование этих поверхностей входит конжеле-флюкция, приводящая к широкому развитию курумов и каменных потоков.

Слоны речных долин, созданные совместной деятельностью эрозии и плоскостного смыва (7) – наклонные поверхности с углом до 10° , образованные в процессе разрушения горных пород водными потоками в совокупности с гравитационными движениями, а также в результате смыывающей деятельности дождевых и талых вод, рассеянный сток которых концентрируется в зачаточных ложбинах-деллях. Такие поверхности занимают среднюю, нижнюю и, редко, верхнюю часть долин рек, ручьев и занимают до 20 % всей площади листа. В числе современных процессов – нивация, конжелефлюкция, дефлюкция.

Поверхности, созданные комплексной денудацией – поверхности пленов, срезающие об-разования архея и осадочного чехла (8, 9). Они широко развиты на территории листа и наблюдаются в виде реликтов в области водораздельных пространств в интервале абсолютных высот 950–1 600 м. Поверхности характеризуются пологоволнистым мезорельефом, осложненным тектоническими уступами. В соответствии с неоднородностью субстрата в пределах поверхности сформировались конические и куполовидные вершины высотой 30–180 м. На отдельных плоских водоразделах на этих поверхностях сохранились коры выветривания, а на участках развития пород высокой денудационной устойчивости образовались гребневидные водоразделы или цепочки скальных останцов. Структурные неоднородности субстрата часто отражаются в формировании ступенчатых водоразделов. Фрагменты пленов в области интенсивно рас-тущих северных отрогов кряжа Зверева отличаются небольшими размерами, удлиненной фор-мой, значительными превышениями и ступенчатостью.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ РЕЛЬЕФА

Аккумулятивные поверхности образованы в результате аккумулятивной деятельности рек и ледников. Они подразделяются на поверхности четвертичных аллювиальных пойменных и надпойменных террас (высотой до 50 м), гляциальных форм рельефа и на древние (палеоген–неогеновые) аллювиальные поверхности.

Поверхности аллювиальных пойменных и надпойменных террас (10) высотой до 50 м изу-чаются порядка 60 лет, но до сих пор нет единого мнения о количестве террасовых уровней и времени их формирования. Одна из причин – фрагментарность и разновысотность террас одно-го и того же цикла геоморфологического развития, обусловленная дифференцированной актив-ностью неотектонических движений сложной кинематики. На площади листа выделено четыре террасовых уровня. Они представляют собой довольно однородные субгоризонтальные, иногда полигонаклонные поверхности, имеющие много общих черт и различающиеся по высотному положению. Различаются следующие уровни террас:

– Четвертая надпойменная терраса высотой 50 м. Время формирования – средний неоплей-стоцен. Сохранилась в приуставьевой части р. Чея. Поверхность террасы сухая, поросшая редко-лесием, толокнянкой и брусничником;

– Третья надпойменная терраса высотой 15–20 м. Время формирования – начало позднего неоплейстоцена (казанцевское межледниковые). Наблюдается фрагментарно по долине р. Алдан;

– Вторая надпойменная терраса высотой 6–15 м. Время формирования – середина и конец позднего неоплейстоцена (муруктинское–каргинское время);

– Первая надпойменная терраса высотой до 6–10 м. Широко распространена практически по всем речным долинам. Начало формирования – каргинское межледниковые, завершение – кар-гинско–сартанское, либо сартанско–нижнеголоценовое время.

Пойма высотой 0,5–2 м, до 4 м развита по всем рекам, ширина ее – не более 50 м.

На поверхности террас и поймы наблюдаются следующие рельефообразующие процессы: плювияция, плювионизация, дефлюкция, тардофлюкция и заболачивание. Часто вблизи скло-нов террасы перекрываются склоновыми отложениями.

Древние аллювиальные поверхности (11) установлены в нижних частях склонов современ-ных долин, редко – на водоразделах. Время формирования – эоцен–неоген. Эти поверхности наблюдают-ся фрагментарно и занимают уровни абсолютных высот от 600 до 1 100 м. В преде-лах Алданского свода они сохранились в долинах р. Чея, руч. Безымянного, руч. Семирек 1 и 2 (притоки р. Алдан), а также в бассейнах рек Лев. и Прав. Унгра, Синсирик, Алдакай, в меньшей степени – в долине р. Амедини и ее притоков.

По возрасту в эту группу входят нерасчлененные палеоген–неогеновые, палеогеновые и нео-геновые поверхности, которые сформированы соответственно на аллювии унгринской свиты,

лимнии и палюстрии мандыгайской свиты, а также на корах выветривания. Это сглаженные, пологонаклонные ($1-2^\circ$, до 6°), слабоволнистые, бугристые поверхности, участками сильно заболоченные, с озерками, в верхних частях склонов – сухие и ровные, иногда перекрытые мало-мощным слоем современного палюстрия или солифлюкса. На этих поверхностях в пределах развития юрских осадочных отложений встречаются валуны и галька архейских пород. Неогеновые поверхности часто покрыты толстым слоем зеленого мха, обводнены. Ранее, И. Ю. Долгушин, В. Н. Щукин, Т. Т. Могулева, Н. Н. Гераков и др. описанные поверхности относили к ледниковым аккумулятивным. Основанием для этого, по-видимому, послужило наличие на ней бугров, валунов и глыб архейских пород, принимавшихся за морены, эрратические валуны. Согласно нынешним представлениям – это древние аллювиальные поверхности палеоген–неогенового возраста. Об этом свидетельствуют результаты палинологических исследований отложений р. Унгра [50, 51].

На территории листа выделяются три оледенения: тазовское, муруктинское и сартанское. Согласно классификации Ф. А. Каплярской и В. Д. Тарноградского, в каждой возрастной группе оледенения можно выделить следующие поверхности: плоскостная и линейная (каровая) гляциально-экзарационная, ледниковая гляциально-аккумулятивная, водно-ледниковая гляциально-аккумулятивная.

Гляциальные поверхности тазовского оледенения (12). Тазовское оледенение носит карово-долинный характер и охватывает северные отроги кряжа Зверева, распространяясь на север до широты слияния Лев. и Прав. Унгры. Формы рельефа, образованные этим оледенением, частично или полностью изменены. Мощность ледника, судя по разности высотных отметок плеч трога и днищ долин, составляла 300–400 м.

К плоскостным гляциально-экзарационным поверхностям относятся поверхности, сформированные донной экзарацией ледников различного типа (вершинные, долинные, переметные) тазовского оледенения. Поверхности долинных ледников развиты незначительно в пределах северных отрогов кряжа Зверева в долинах рр. Мал., Прав. и Лев. Унгра и р. Синсирик. Они представляют собой субгоризонтальные площадки с бугристо-западинным микрорельефом или слабо наклонные площадки, сохранившиеся в верхних частях троговых долин. Края их отражают границы новейших тектонических структур, но возможно и доледниковых долин. Поверхности площадок характеризуются вытянутыми и изолированными буграми с разделяющими их замкнутыми, а также соединяющимися понижениями, покрытыми глыбово-щебнистыми развалами или задернованными. Амплитуда микрорельефа – 10–20 м. Часто моренный материал полностью удален и поверхности покрыты склоновым коллювием, преобразованным комплексом денудационных процессов.

Линейные (каровые) гляциально-экзарационные поверхности представлены карами и трогами. Кары, относящиеся к тазовскому оледенению, расположены на высотах 1 300–1 400 м. Днища их имеют высотный уровень 1 150–1 200 м. Это обширные (до 2 км) неглубокие (100–150 м) чашеобразные понижения с пологими ($20-25^\circ$) склонами, открытыми в сторону троговых долин. Такая форма каров и малая глубина их вреза объясняется стабилизацией тектонических движений во время оледенения и длительным воздействием склоновых процессов. Кары часто приурочены к водосборным воронкам водотоков; в процессе развития ледников они сливались и образовали сквозные долины (р. Аннэвун – левый приток р. Самокит) или глубокие седловины. Троги представляют собой корытообразные долины, преобразованные муруктинской экзарацией. Они хорошо выражены на участках долин рек Лев. Унгра, ниже устья руч. Сектолачи, Прав. Унгры, ниже устья руч. Анаиль, приобретая поперечный трапециевидный профиль за счет расширения долины и образования террас. В боковых притоках верхнего течения рр. Прав. и Лев. Унгра на отдельных участках сохранились характерные перегибы – плечи трога с реликтами боковых морен на высотных уровнях 1 150–1 200 м.

Ледниковые гляциально-аккумулятивные поверхности образованы боковыми и донными моренами (тиллами) плохой сохранности. Они развиты в интервале высот 800–1 200 м в долинах рек Мал., Лев. и Прав. Унгра и в верховьях р. Синсирик. Наиболее крупные боковые морены высотой 3–5 м и протяженностью до 5 км наблюдаются в долине р. Лев. Унгра, в районе оз. Глубокое. Донные морены мощностью 15–20 м сохранились в уступе террас. Гляциофлювиальные поверхности этого времени не сохранились. Они переработаны муруктинскими ледниками.

Среднеплейстоценовый возраст поверхности принят вслед за предыдущими исследователями [83, 84] и по взаимоотношению с контурами каров муруктинского оледенения. Характерные современные процессы, развитые на этих поверхностях, – физическое (нивационно-криогенное) выветривание, плювиальная и плювионивальная аблювиация и обычный набор мерзлотных процессов.

Гляциальные поверхности муруктинского оледенения (13). Муруктинское оледенение носит карово-долинный характер и охватывает северные отроги кряжа Зверева. Для него характерна хорошая сохранность гляциальных поверхностей. Ледники долин рек Самокит, Лев., Сред. и Прав. Унгра питались в основном за счет фирновых бассейнов кряжа Зверева. Фирновыми бассейнами небольших ледников рек Бурпала, Анабыл, Ангевун служили кары, находящиеся на высотах 1 598,7–1 710 м. Мощность ледников исчисляется по относительным превышениям плеч трогов над их днищами. В долинах рр. Лев. и Прав. Унгра она не превышала 250 м, а в долинах рр. Анабыл, Бурпала и Ангевун – 100 м.

Плоскостные гляциально-экзарационные поверхности переметных и долинных ледников сформированы донной экзарацией ледников и развиты в долинах рек Анабыл, Прав., Сред. и Лев. Унгра и их притоков – руч. Бурпала и р. Самокит. Переметный ледник характерен только для рр. Бол. Олонгра и Левая Унгра. Слоны долин, выпаханные переметными и долинными ледниками, крутые и пологие, ступенчатые, с сохранившимися валунами и глыбами разрушенных морен.

Линейная (каровая) группа гляциально-экзарационных поверхностей – это поверхности экзарации каровых и других ледников. Они развиты на водораздела Правая Унгра–Самокит (на высоте 1 621,6 м и на юго-западных склонах высоты 1 497,0 м). В процессе экзарации образуются кары, бааны лбы, троговые долины. Кары имеют округлые, вытянутые очертания, иногда изогнутые, порой изометричные в плане. Они многоступенчатые с резкими бровками, крутыми осыпными склонами, врезающимися в поверхность водоразделов. Троговые долины рек Сред., Лев. и Прав. Унгра в процессе муруктинского оледенения еще более углубились, что подчеркивается глубоким врезом (до 700 м), крутыми (до 35°) склонами с террасообразными уступами, вогнутым широким днищем. Продольный профиль долин хорошо выработан. К незначительным перегибам, которые обусловлены переуглублением днищ долин экзарацией, приурочены озера Большое и Теплое размерами 2,0×0,8 км. Другие незначительные перегибы связаны с неотектоническими движениями. Долины рек Мал. Унгра, Бурпала, Анабыл, Ангевун также относятся к древним, омоложенным в результате деятельности ледников. Врез водотоков в троги тазовского оледенения составил 15–20 м, а на участках молодых блоковых поднятий – 100–120 м. Мелкие притоки основных водотоков имеют V-образные долины, иногда с поперечными скалистыми уступами высотой 10 м (ригели) и висячими долинами. В нижних частях крутых склонов в долинах рек Сред. и Лев. Унгра наблюдаются слаженные и отполированные ледником бугры коренных пород со шрамами и царапинами – «бааны лбы», группы которых образуют «курчавые скалы».

Ледниковые гляциально-аккумулятивные поверхности представлены донными, боковыми и конечными моренами, а также гляциофлювиальными занdroвыми полями. Донные морены выполняют днища выше указанных рек в верхнем их течении. Этими моренами обусловлен холмисто-озерный микрорельеф днищ долин. Боковые морены представляют собой валы высотой 3–5 м, напоминающие железнодорожную насыпь. Они с перерывами тянутся вдоль склонов рек Лев., Сред. и Прав. Унгра, перегораживая долины мелких притоков, где высота валов достигает 10–15 м, а в долинах Малой Унгры и руч. Пастищного – 20–30 м при ширине 50 м. Часто за боковой мореной находятся подпруженные озера. Конечные морены наблюдаются в долинах рек Прав. и Лев. Унгра и Бурпала. Это дугообразные валы высотой 15–20 м, либо цепочки разобщенных холмов изометричной формы высотой 5–6 м.

К гляциофлювиально-аккумулятивным поверхностям относятся занdroвые поля, развитые в долинах рек Лев. и Прав. Унгра ниже конечных морен. Они образуют поверхность террасы, протягивающейся по Левой Унгре на 5 км, по Правой Унгре – на 10 км. Морфологически гляциально-аккумулятивные поверхности обусловлены характером аккумуляции обломочного материала в приледниковых условиях и были широко развиты в муруктинско-каргинское время. В середине каргинского времени началось размывание ледниковых отложений. В эпоху своего максимального распространения долинно-зандровый рельеф занимал обширные пространства в древней сквозной долине р. Алдан, а также перекрывал днища троговых долин рек Бол. Олонгра, Синсирик, Левая и Правая Унгра. В последующее время рельеф был смыт реками, либо (в результате понижения местных базисов эрозии) оказался на высоте, недоступной влиянию современных рек (поверхность надпойменных террас 2–3 уровней). Примером служат фрагменты, сохранившейся поверхности с мелкобугристым микрорельефом площадью 0,2–1,0 км² в районе устья р. Бол. Олонгра и нижележащего участка р. Алдан, а также площадки второй надпойменной террасы рек Прав. и Лев. Унгра. Современное преобразование зандротовых поверхностей заключается в постепенном их захоронении, либо в вовлечении их периферических частей в процесс формирования террасоувалов, а также в постепенном размыве речной эрозией.

Гляциальные поверхности сартанского оледенения, которое развивалось преимущественно

за пределами листа на абсолютных высотах 1 800–2 000 м кряжа Зверева. На описываемой территории его следы наблюдаются лишь на крайнем юге листа в долинах рр. Лев., Сред. и Прав. Унгра. В результате оледенения образовались ледниковые и водно-ледниковые гляциально-аккумулятивные поверхности. От поверхностей муруктинского оледенения они отличаются хорошей сохранностью. К ним относятся донные, боковые и конечные морены высотой 5–10 м и протяженностью 2,0 км и зандровые поля, представляющие собой пологоволнистые равнины, которые образуют пойменные террасы.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

В результате сложного взаимодействия экзогенных геологических процессов образовались различные формы рельефа. Это останцы денудационные, каменные моря, солифлюкционные террасы, нагорные террасы, структурно-денудационные уступы, ложбины, наледи, мари и др.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Древняя архейская история развития рельефа района неизвестна. В раннем протерозое в долине р. Амедичи существовал линейный прогиб, в котором накапливались эфузивно-осадочные геосинклинальные формации (южное окончание Яргинского грабена).

С конца раннего протерозоя и до венда на всей территории листа установился период денудации (докембрийского выравнивания). Фрагменты довендской поверхности выравнивания сохранились в современном рельефе в виде пологих площадок на севере и северо-западе района, в бассейне рр. Алдан, Амедичи, Унгра.

Начало венда ознаменовалось обширной трансгрессией неглубокого лагунно-морского бассейна, в котором формировались обломочные и карбонатные осадки порохтахской серии. О палеозойском рельефе района сведений нет.

В доюхтинское время территория представляла собой пологую равнину, сложенную на севере карбонатными породами венда, на юге – архейскими образованиями. В предюрское время она была полого наклонена на север, о чем свидетельствует выклинивание вендинских отложений в южном направлении.

В начале юры, в связи с активизацией движений по древним глубинным разломам, прогибание территории было неравномерным с общим слабым наклоном на юг. Вначале прогибание охватило южную часть территории, затем оно распространилось на север. Образовалась обширная плоская аллювиальная равнина, в пределах которой возник крупный прибрежный мелководный бассейн – Южно-Якутский прогиб. В этот период в бассейне происходило накопление отложений юхтинской свиты мощностью 300–330 м. К средней юре море отступает и возникают озерно-аллювиальные равнины, в которых идет накопление дурайской, кабактинской, беркакитской и нерюнгриканской свит и начинаются процессы углеобразования. Нарушение закономерности строения юрских толщ (прерывистая ритмичность) вызвано неустойчивой тектонической активизацией, поэтому можно предположить, что область сноса (Становой хребет) приобрела расчлененный рельеф.

В меловое время рельеф территории подвергся значительной перестройке. Региональные поднятия территории привели к прекращению осадконакопления в мелу и к региональному размыву ранее накопленных осадочных толщ. Наиболее ярко эрозия проявилась в пределах Алданского и Амедчинского сводов на севере территории. Чехол юрских отложений, возможно также и вендинских, оказался сначала пропиленным, затем частично уничтоженным. Там, где осадочные породы залегают в более или менее замкнутых понижениях докембрийского фундамента, эрозия проявилась умеренно. В это время на значительной части территории возникли резко очерченные горные возвышенности, в том числе кряж Зверева. Об амплитуде перемещений трудно судить, но есть основания предполагать, что в мезозое вертикальные перемещения были больше, чем в кайнозое. Подобный вывод вытекает из морфоструктурного анализа территории. Ярким примером позднемезозойских движений может служить рост горстового поднятия хребта Зверева.

В пределах Южно-Якутского прогиба дифференцированные тектонические движения глыбовых структур во многих случаях привели к инверсии рельефа. ТERRитория в это время испытала значительное поднятие, максимально проявившееся на северо-западе площади, где произошел частичный размыв осадочного чехла.

Данных о развитии и перестройке речной сети в этот период недостаточно, но есть основания считать, что в результате постюрского тектогенеза произошла стабилизация водных арте-

рий, выносивших кластический материал к северу. Вероятнее всего, в первую очередь зафиксировались субмеридиональные отрезки долин Амедини и Алдана. Они имеют в целом северо-северо-восточное простирание и приспособливаются к древним разломам докембрийского фундамента.

Со второй половины мела и до конца эоценена в пределах рассматриваемого листа наравне с процессами денудационного выравнивания происходило накопление аллювиальных отложений в древних долинах рек (Унгра, Синсирик, Алдан, Амедини, Алдакай). Древний аллювий этих рек по результатам палинологических исследований отнесен к среднему палеогену (унгринская свита).

Одним из доказательств существования длительного выравнивания рельефа считается развитие палеогеновых кор выветривания, приуроченных к участкам водоразделов, которые слабо затронуты эрозией, а также переотложенных кор, датируемых палеоген–неогеном (долина р. Чея). К концу палеогена территория представляла собой низкогорье, имевшее слаженные мягкие очертания с выработанными профилями речных долин.

С конца палеогена активизируются тектонические движения. Происходит эрозионное врезание, связанное с неогеновым тектогенезом (М. В. Пиотровский, 1968).

О наличии рек в неогене можно судить по фрагментам сохранившегося на уровне 40 м над урезом воды неогенового аллювия в ручьях Семирек 1 и 2 (левые притоки р. Алдан). Существование «позднетретичной Унгры» подтверждается наличием в ее долине лимно-пллювиальных отложений мандыгайской свиты миоцен–плиоценового возраста, который датируется с долей условности. В рельефообразовании на рассматриваемой территории в неогене существенной перестройки рельефа не произошло. Он остается преимущественно равнинным. Климат в начале неогена теплый и влажный, меняется на суровый к концу периода.

На смену спокойным тектоническим поднятиям неогена приходят интенсивные тектонические движения раннечетвертичного времени.

Развитие новейших морфоструктур происходит по «раннемеловому» плану, в связи с чем альпийские структуры являются унаследованными по плану, знаку и даже амплитуде. Предполагается, что для эоплейстоцена характерны только положительные движения. Возможно, поэтому «растущие» возвышенности обнаруживают отчетливую ступенчатость, вызванную постепенным закономерным поднятием глыб сводово-блоковых структур. Примером могут служить северные предгорья кряжа Зверева. В то же время встречаются участки, свидетельствующие о пологих надвигах, либо о происходивших перекосах поверхностей, связанных с неравномерным поднятием. Тем не менее, различие в кинематике раннемеловых и новейших движений наблюдается как в пределах Алдано-Чульманской владины, так и в области Станового хребта. Если в завершающей фазе раннемелового тектогенеза отчетливо выражено тангенциальное движение с юга (со стороны Станового поднятия), то альпийский этап характеризуется усилением вертикальных движений, вызванных процессами свodoобразования. Характер вертикальных движений свидетельствует о растяжении в этот период фундамента, что подчеркивается появлением в северных предгорьях кряжа Зверева широтной зоны новейших грабенов, расположенных в бассейне рек Бол. Олонгра, Самокит.

Одним из важнейших следствий эоплейстоценового тектогенеза является перестройка речной сети и заложение основ современных долин. Характерной чертой перестройки долинной сети является приурочивание ее к зонам разломов и трещиноватости. На площади листа развитие гидрографической сети объясняется значительным увеличением общей амплитуды тектонических поднятий и их дифференцированностью, различием в литологическом и структурном отношениях. Ухудшение климата района в эоплейстоцене определилось не только глобальным похолоданием, но и региональным воздыманием. Амплитуда поднятий составляет предположительно 300–500 м, однако прямых подтверждений этому нет.

Увеличение высот, охлаждающее влияние Арктического полярного бассейна и дальнейшее похолодание привели к образованию ледниковых. Выделяются три эпохи похолодания климата и связанные с ними тазовское, муруктинское и сартанское оледенения. Тазовское оледенение горно-долинное. Следы его подтверждаются карами, троговыми долинами и аккумулятивными формами – моренами. Мощность ледниковых отложений составляет ~10–15 м. Мощность ледника была ~300–400 м. Иногда донные морены залегают на эрозионных уступах высотой 15–20 м. Эта высота определяет величину вреза после среднечетвертичного времени. В это время на участках, удаленных от ледников (в долине р. Алдан) формируется четвертая надпойменная терраса. В казанцевское межледниковые на площади заканчивается формирование гляциофлювиальных отложений, образующих третью надпойменную террасу по р. Бол. Олонгра, которая частично перекрылась более молодыми гляциальными отложениями. Ледники муруктинского (зырянского) оледенения также относятся к горно-долинному типу. По данным различных ис-

следователей это оледенение имело место 40–70 тыс. лет назад и было относительно коротким. Н. В. Кинг, основываясь на радиоуглеродных данных, считает продолжительность этого ледникового периода равной 20 000 лет. Область питания (фирновые поля) по сравнению с тазовскими ледниками значительно сократились, основным центром оледенения остался кряж Зверева. После себя муруктинские ледники оставили достаточно хорошо сохранившийся комплекс экзационных и аккумулятивных форм рельефа. С муруктинским временем связано формирование гляциальных и гляциофлювиальных отложений бассейна р. Унгра и начало формирования аллювиальных отложений второй надпойменной террасы рр. Алдан и Амедини. Муруктинско-каргинское время характеризуется завершением образования второй надпойменной террасы. В каргинское время происходит заложение и начало образования первой надпойменной террасы.

У исследователей региона нет единого мнения по поводу отнесения сартанского оледенения к самостоятельному оледенению или стадии зырянского оледенения. Так, Р. Е. Гитерман в 1963 г. отмечает, что данные споро-пыльцевых анализов, относящихся к муруктинско-сартанскому времени, в Восточной Сибири скорее свидетельствуют об условиях интерстадиала, чем межледниковых.

Сартанское оледенение началось вслед за эпохой каргинского потепления, примерно 22–25 тыс. лет назад, и продолжалось около 10–12 тыс. лет. Наиболее современные данные Н. А. Хотинского [52] позволяют проводить верхнюю границу оледенения на уровне 10 300 лет. Сартанское оледенение носило каровый характер, активизировалось в районе кряжа Зверева. На территорию листа ледники в виде небольших языков заходили по долинам рек Лев., Сред. и Прав. Унгры. Это оледенение образовало хорошо выраженные аккумулятивные формы рельефа в виде боковых, конечных, донных морен и зан드ровых полей. В это же время формируется первая надпойменная терраса. В конце позднего плейстоцена было некоторое замедление воздымания территории и затухания тектонической активизации. В голоцене общее воздымание и развитие всех ранее заложенных поверхностей продолжалось. Заканчивается формирование первой надпойменной террасы и продолжается формирование поймы и русловых отложений водотоков.

Территория листа находится в сейсмической Олекмо-Становой зоне Байкало-Станового сейсмически активного пояса. На площади отмечаются антершоки Южно-Якутского и, по-видимому, Ларбинского максимумов сейсмической активности, которые находятся, соответственно, на листах О-51-XXVII и О-51-XXXIV. Энергетическая интенсивность антершоков составляет 10–12 баллов. Южно-Якутский максимум сейсмичности находится на водоразделе рек Усмун и Агыкта (правобережье р. Тунгурча). Наиболее сильное землетрясение в этом максимуме – Южно-Якутское – произошло 17 мая 1989 г. Оно имело магнитуду 6,6 баллов и амплитуду 8 баллов. Землетрясение сопровождало свыше 5 тыс. антершоков. В Ларбинском максимуме наиболее сильным было Ларбинское землетрясение, произошедшее 14 июня 1971 г. Его магнитуда составила 5,9 баллов, интенсивность подземного толчка – 7–8 баллов. Землетрясение, зафиксированное на южном склоне Станового хребта в верховьях р. Ниж. Ларба, ощущалось на территории 100 000 км² (в пос. Чульман сила толчков достигала 5 баллов). Землетрясение сопровождало свыше 180 антершоков. 25 ноября 1972 г. в этом районе произошло повторное землетрясение с магнитудой 5 баллов и амплитудой 6–7 баллов. В процессе землетрясений происходят преимущественно тектонические подвижки взбросо-сбросового характера. В рельефе это выражается «свежими» тектоническими уступами и осьпями.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа выделяются месторождения каменного угля, проявления и пункты минерализации железа, молибдена, золота, платиноидов, оптического и пьезоэлектрического кварца, флюорита, графита, кварцитов и многочисленные геохимические ореолы цветных металлов и серебра. Из известных месторождений и проявлений полезных ископаемых на современной стадии изученности района могут представлять практический интерес месторождения каменного угля и проявление платиноидов. Возможно, после специализированного доизучения района интерес будет представлять рудное золото.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Угленосность района связана с мезозойскими отложениями Чульманской и, в незначительной степени, Усмунской впадин, которые и образуют Алдано-Чульманский и Усмунский геолого-промышленные районы Южно-Якутского каменноугольного бассейна. На площади листа в состав Алдано-Чульманского района входят (с запада на восток): *Кускадайское* (II-1-13), *Барылахское* (II-2-3), *Левоалдакайское* (II-2-2), *Алдакайское* (II-3-2), *Синсирикское* (II-4-2), *Бурпалинское* (III-4-1) и *Унгриное* (II-4-4) месторождения каменного угля, в состав Усмунского района – *Алданское месторождение* (II-1-11) [10, 88].

В геологическом строении месторождений принимают участие мезозойские угленосные отложения юхтинской, дурайской, кабактинской, берракитской и нерюнгриканской свит, сложенные песчаниками разнозернистыми, алевролитами, пластами и пропластками каменного угля. Отложения юхтинской свиты (300 м) слабо угленосны и не содержат промышленных пластов каменного угля. Угленосность дурайской свиты (570 м) увеличивается вверх по разрезу, и верхняя ее часть включает большое количество углепроявлений рабочей мощности. Всего в разрезе свиты, установлено до 89 пластов и пропластков углей с мощностями 0,1–6,9 м, из них наиболее выдержаные и мощные пласти D_{11} , D_{15} , D_{19} , приуроченные к верхней 120-м пачке. В кабактинской свите (610–1 110 м) установлено до 56 пластов и пропластков угля с мощностью от 0,1 до 5,5 м. Относительно устойчивой мощностью и площадным развитием пользуются пласти каменного угля K_8 , K_9 , K_{11} , K_{13} , K_{24} , K_{25} . Угли берракитской свиты (740–760 м) слагают до 2 % объема свиты, образуя невыдержаные пласти. Угленосность увеличивается вверх по разрезу. Всего в составе свиты, установлено до 70 пластов и пропластков угля с мощностью от 0,12 до 3,4 м [83]. В разрезе нерюнгриканской свиты (525 м) установлено до 27 углепроявлений мощностью от 0,1 до 1,67 м [83].

Наиболее изученным к настоящему времени является *Алдакайское месторождение* (II-3-2). Месторождение сложено среднеюрскими терригенными отложениями дурайской свиты и верхнеюрскими отложениями кабактинской свиты. На нем в составе дурайской свиты выделяются 5 угольных пластов рабочей мощности (D_5 , D_7 , D_{11} , D_{15} и D_{19}), в составе кабактинской свиты – 3 угольных пласти рабочей мощности (K_9 , K_{13} и K_{24}). Все пласти имеют в разных сечениях простое и сложное строение: количество породных прослоев колеблется от 0 до 3. Мощности пластов варьируют от 0–0,14 до 4,36–5,02 м, в среднем составляя 0,82–1,51 м. Пласти относительно выдержаны по простирианию, за исключением пластов K_9 и K_{13} . Максимальным развитием пользуются угольные пласти D_7 , D_{11} , D_{15} и D_{19} .

По природе растительного материала угли месторождения относятся к группе гумолитов, по соотношению углеобразующих и второстепенных компонентов – к подклассу гелитов. Угли

всех пластов месторождения относятся к средне- и высокозольным. При этом пласти дурайской свиты характеризуются более низкими значениями зольности по сравнению с пластами кабактинской свиты. Среднее значение A^d для угольных пластов дурайской свиты составляет 20,3–20,9 % (пределы колебаний – 5,34–39,11 %), кабактинской – более высокое – 23,0–26,1 % (7,88–47,82 %). Снизу вверх в стратиграфическом разрезе зольность углей увеличивается и максимальными значениями характеризуются верхние пласти кабактинской свиты (K_{24} и выше). Зольность углей обусловлена минеральными примесями, среди которых преобладает каолинит, образующий линзы, прослои, дисперсную минерализацию в органической массе угля, реже – заполняющий клеточные полости в компонентах с ботанической структурой. Карбонаты, чаще всего, заполняют микротрешины. К числу крайне редко встречающихся аутигенных минералов относится пирит, образующий тонкую вкрапленность. Терригенный кварц присутствует в виде отдельных зерен различной степени окатанности и размеров. Содержания элементов в неокисленных углях имеют следующие пределы: углерод – 90,68–92,57 %, водород – 4,37–5,0 %, кислород+азот – 2,93–4,80 %. В углях Алдакайского месторождения содержание серы в среднем составляет 0,25–0,52 %. Полностью отсутствует сера минеральная. Содержание фосфора в рядовом угле колеблется в пределах от 0,001 до 0,021 % при средних значениях – 0,002–0,009 %. Закономерности в изменениях содержания серы и фосфора в разрезе и по площади месторождения не наблюдается. Угли являются малосернистыми и малофосфористыми. В неокисленных рядовых пробах угля содержание влаги W^a обычно не превышает 1 %, в среднем составляя 0,36–0,65 %. При окислении углей ее содержание увеличивается до 1,2–1,4 %, достигая по отдельным пробам из канав 3,74 %. Содержание влаги рабочей W_t^r – от 1,2–3,4 до 5,0–7,3 % при преобладающих значениях 3,0–4,9 %, при окислении углей оно увеличивается до 10 %. Выход летучих веществ V^{daf} , определенный по обогащенным керновым, пробоотборниковым и бороздовым пробам, в окисленных углях колеблется от 14,25 до 31,85 %, в слабо и неокисленных углях – от 9 до 20 %. Обогатимость углей в большинстве случаев характеризуется как очень трудная и чрезвычайно трудная (по ГОСТ-101000-75 угли трудно и очень трудно обогатимые). Угли площади характеризуются высокой теплотой сгорания Q_s^{daf} – 8 507–8 820 ккал/кг. Толщина пластического слоя Y изменяется от 0 до 22 мм. На величину Y существенное влияние оказывает степень окисленности углей.

Глубина зоны окисления углей колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, в среднем составляя 50 м. Угли месторождения метаморфизованы зонально. Наиболее метаморфизованные угли (VI стадии) распространены на окраине площади развития угленосных отложений, в ее северной и северо-западной частях. Уменьшение степени метаморфизма углей наблюдается в юго-восточном направлении, где в верхнем течении р. Алдакай и р. Аммуначи угли относятся к стадии IV3. Угли относятся к технологическим маркам Т, ТС, ОС, К. Границы технологических марок совпадают с границами зон метаморфизма.

Полуколичественным спектральным анализом в углях месторождения в аномальных концентрациях установлены: литий (0–0,02 %), цирконий (0–0,2 %), вольфрам (1–0,5 %), серебро (0–0,001 %). Содержания германия колеблются в пределах от 0,3 до 17,3 г/т сухого угля при средних содержаниях – 2,7 и 3,0 г/т сухого угля в пласти дурайской и кабактинской свит соответственно.

На площади листа все месторождения, как и другие месторождения Южно-Якутского каменноугольного бассейна, относятся к паралимнической высокоугленосной формации предгорного прогиба активизированной области древней платформы [18].

Запасы и прогнозные ресурсы углей изученных месторождений приведены таблице 17, прогнозные ресурсы остальных месторождений – на схеме закономерностей размещения и прогнозов полезных ископаемых [88].

Таблица 17

Запасы и прогнозные ресурсы месторождений каменного угля

Месторождения, участки	Прогнозные ресурсы, млн т			Всего, млн т
	P ₁	P ₂	P ₃	
Алдакайское месторождение:	150,349	483,547	-	633,896
1) Левоалдакайский участок	-	287,818	-	287,818
2) Алдакайский и Орто-Салинский участки	150,349	195,729	-	346,078
Барылахское месторождение	-	-	117,808	117,808
Всего:	150,349	483,547	117,808	751,704

Геологическое строение остальных угольных месторождений района схожи с Алдакайским и отличаются только площадью, соотношением слагающих их угленосных свит, мощностями

угольных пластов, запасами и ресурсами.

Угольные пласти района могут отрабатываться только подземным способом, наиболее вероятное использование углей – высококалорийное энергетическое сырье.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади листа известно 1 проявление и 2 пункта минерализации железа и 4 шлиховых потока ильменита (ильменита).

ЖЕЛЕЗО

Наиболее крупное и изученное *рудопроявление* железа (II-1-2) расположено на левом склоне долины р. Амедици, в 1 км севернее устья руч. Подгорный и приурочено к зоне тектонического контакта пород. По генетическому типу проявление относится к метаморфогенной формации железистых кварцитов и сложено гематитовым минеральным типом руд [94]. Рудные тела на проявлении вмешаются мономинеральными кварцитами неритинского комплекса и группируются в субмеридиональную рудную зону протяженностью 1 100 м и мощностью 59 м. Мощность отдельных рудных тел в зоне колеблется от 0,8 до 8,0 м. Коэффициент рудоносности зоны – 0,55. Границы рудных тел расплывчатые, определяются опробованием. Руды имеют кварц-гематитовый состав и сложены кварцем (20–70 %), гематитом (30–75 %), марититом (0–3 %), амфиболом (0–3 %). Содержание железа в рудах составляет: $\text{Fe}_{\text{общ}} = 20,36\text{--}51,61 \%$, $\text{Fe}_{\text{магн}} = 0,91 \%$, $\text{TiO}_2 = 0,01\text{--}0,56 \%$, $\text{S} < 0,1 \%$, $\text{P} = 0,01\text{--}0,14 \%$. Руды относятся к бедным. Прognозные ресурсы проявления по категории P_2 составляют 0,5 млн т.

Пункты минерализации железа (I-2-4, 5) аналогичны описанному проявлению и отличаются меньшими параметрами рудных тел. Содержания компонентов в них составляют: $\text{Fe}_{\text{общ}} = 8,94\text{--}44,48 \%$, $\text{Fe}_{\text{магн}} = 0,07\text{--}1,49 \%$, $\text{TiO}_2 = 0,05\text{--}0,34 \%$, $\text{P} = 0,01\text{--}0,05 \%$, $\text{S} < 0,05 \%$.

ТИТАН

В юго-западной части листа известен кайнозойский тип собственно ильменитовых россыпей. Это *шлиховые потоки* (IV-1-5, 7, 9, 11), имеющие протяженность до 5,6 км. Содержания ильменита в них составляет от 1 до 18 кг/м³.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади листа находятся 1 пункт минерализации молибдена, 15 первичных геохимических ореолов меди, свинца, цинка, никеля, молибдена, вольфрама, олова, мышьяка и отдельные точечные геохимические аномалии этих элементов. Все они, за исключением части аномалий молибдена и никеля, расположены на севере площади, где концентрируются в Амедицинском рудном районе Субгано-Килиерской минерагенической зоны.

Ореолы приурочены к выходам пород неритинского и каменковского комплексов, относятся к гидротермально-метасоматическому генетическому типу и связаны с заключительной стадией внедрения каменковских гранитов. Все они характеризуются низкими содержаниями полезных компонентов и не имеют практического интереса. Краткая характеристика их приведена в приложении 2.

Точечные геохимические аномалии никеля и хрома приурочены к телам базит-ультрабазитовой формации и связаны с минерализацией магматогенного генетического типа. В юго-западной части листа они приурочены к Зверевско-Курультинской никель-хром-титаноносной зоне и связаны с телами пироксенитов куртакского комплекса. Минеральный тип минерализации не изучался. В юго-восточной части площади ореолы никеля располагаются в Бурпалинской графит-медь-никель-хром-платиноносной зоне и связаны с основными и ультраосновными породами Бурпалинского рудного поля. Все они не представляют практического интереса. Исключение составляет никель в расслоенном Бурпалинском массиве. Он может извлекаться попутно при добыче платиноидов, в случае выявления промышленных концентраций последнего.

Пункт минерализации (IV-3-8) и *геохимические ореолы* (I-1-4; IV-3-9) молибдена в южной части района связаны с мезозойской молибденовой минерализацией гидротермального генетического типа и располагаются в Становой полихронной металлогенической зоне. Единственный

на площади пункт минерализации молибдена находится в среднем течении р. Мал. Унгра [57]. Он представлен рассеянной вкрапленностью молибденита в катаклизированных, диафторированных, окварцованных метадиоритах куртакского комплекса. Содержание молибдена по спектральному анализу – до 1 %.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Благородные металлы на площади листа представлены проявлениями и пунктами минерализации золота и платиноидов, шлиховыми потоками золота, геохимическими ореолами золота и серебра.

ЗОЛОТО

Положение площади на юге Алданского щита, в Становой металлогенической зоне, обусловило широкое развитие на ней золотой минерализации. Здесь известны проявления и пункты минерализации рудного и россыпного золота, многочисленные шлиховые потоки и геохимические аномалии золота и его спутников. Несмотря на их значительное количество, большая часть проявлений и аномалий не относится к разряду имеющих практический интерес. Они охарактеризованы в приложении 2.

Наиболее крупным и изученным на площади является золоторудный *пункт минерализации Семирек* (II-1-9), находящийся в бассейне руч. Семирек 1 [94]. Золотое оруденение связано с кварцево-жильными зонами в гранито-гнейсах и гранитах, гидротермально и метасоматически проработанных в узлах пересечения разломов. Перекрывающие карбонатные отложения вендско-раннекембрийского возраста и терригенные отложения юры в зонах этих же разломов также слабо гидротермально изменены – окваркованы, карбонатизированы, пиритизированы. Всего на площади проявления выделено 6 кварцево-жильных зон мощностью 4–170 м и длиной до 500 м. Каждая из зон состоит из отдельных кварцевых и пирит-кварцевых жил, количество которых в зоне может достигать 16. Мощности жил от 0,1 до 5,5 м. Сульфиды в жилах представлены пиритом, в незначительных количествах – пирротином, халькопиритом, молибденитом, шеелитом, галенитом. Общее их количество не превышает 3–5 %. Содержания золота в кварцевых жилах колеблются от 0,1 до 5,6 г/т. Уровень эрозионного среза, рассчитанный по мультиплектическому коэффициенту зональности $Pb \times Zn / Cu \times Co$, соответствует нижнерудным уровням сульфидных гидротермальных месторождений, в связи с чем перспективы пункта минерализации оцениваются отрицательно [79].

Первичные геохимические ореолы золота приурочены преимущественно к метадиоритам, реже – к габбро, чарнокитам, гранитам и кристаллическим сланцам. Незначительное количество ореолов находится в совершенно неизмененных породах. Большая часть геохимических ореолов все же находится в тектонически и гидротермально измененных породах, в том числе и в юрских песчаниках. Наиболее интенсивные первичные геохимические ореолы золота выделяются на водоразделе руч. Пастбищный–р. Мал. Олонгра (IV-3-2), в районе озера Горное (IV-2-10), в среднем течении р. Мал. Олонгра (IV-2-5). Все они приурочены к зонам рассланцевания и диафтореза метадиоритов куртакского комплекса. Содержания золота в контурах ореолов колеблются в пределах 0,02–3 г/т. Остальные первичные геохимические ореолы золота характеризуются низкими (сотые–десятые доли г/т) содержаниями золота.

Россыпные проявления золота на площади представлены одной мелкой россыпью в нижнем течении руч. *Семирек 1* (II-1-8) [54, 94]. Россыпь длиной 4 200 м и шириной 80 м вмещается неогеновыми аллювиальными отложениями. Мощность золотоносного пластика составляет 0,39 м. Содержание золота в нем варьирует от знаков до 100 мг/м³, в отдельных скважинах достигая 560, 1 700, 10 429 мг/м³, с учетом самородков весом до 213 мг – до 4 308–17 694 мг/м³. Прогнозные ресурсы россыпи по категории Р₃ составляют 228,5 кг.

Помимо россыпи в бассейне рр. Алдан, Унгра, Алдакай выделяются 19 шлиховых потоков, в которых золото содержится в количествах 1–2 знака. Размер золотин в них колеблется от 0,04 до 1 мм, составляя в среднем 0,3–0,5 мм. Золото полуокатанное, реже – неокатанное [94].

СЕРЕБРО

На площади работ известен один *первичный геохимический ореол* серебра площадью 2,8 км², расположенный на правом склоне долины руч. Грамкичи (IV-1-8). Содержание серебра в контурах ореола составляет 0,2 г/т.

Кроме того, в составе сульфидных тел на платиновом проявлении Бурпала (III-4-4) отмечаются единичные зерна самородного серебра [58].

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

Платиновая минерализация района связана с позднеархейскими интрузиями метагабброритового комплекса.

Единственное известное *проявление* платиноидов (III-4-4) приурочено к Бурпалинской интрузии [58]. Бурпалинская интрузия представляет собой расслоенное лополитообразное тело, сложенное породами габброритового ряда с вариациями состава от аортозитов до перидотитов. В строении интрузии выделяется 5 литологических горизонтов: кальцифирировый, горнблендитовый, плагиоклазитовый (аортозитовый), габбровый и кортландитовый. Северное крыло интрузии сложено габброритами, южное – диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами. Центральная часть интрузии выполнена породами базит-ультрабазитового ряда – габбро, аортозитами, горнблендитами, пироксенитами, перидотитами (верлитами). Массив подстилается диоритами.

В образованиях массива распространены вкрашенные (сульфидов – 2–3 %), густо вкрашенные (сульфидов – 10–45 %) и сплошные массивные (сульфидов – 45–90 %) сульфидные руды, приуроченные к нижним частям горизонтов ультрабазитов. Минеральный состав сульфидов – пирротин, пирит, марказит, халькопирит, пентландит, эйгинит, миллерит. Помимо сульфидов в рудных телах отмечаются магнетит, ильменит, титаномагнетит, самородное золото и самородное серебро. Сульфидные руды имеют медно-никелевую специализацию, что позволяет предполагать о возможности выявления в пределах массива медно-никелевых руд [69]. Всего в разрезе интрузивного массива до глубины 300 м выделяется 3 рудных (сульфидных) уровня (горизонта): нижний, средний и верхний. Сплошные сульфидные руды образуют слои мощностью до 1 м, густо вкрашенные – до 10–15 м, вкрашенные – 40–100 м. Слои зональные с постепенными контактами – центральные части слоев выполнены сплошными рудами, постепенно сменяющимися вверх и вниз к периферии слоев густо вкрашенными и вкрашенными рудами со снижением содержания сульфидов вплоть до их полного исчезновения на границах рудных уровней. В нижнем уровне (горнблендитовый слой) мощностью 33 м, в его центральной части сульфидные руды сплошные и густо вкрашенные образуют слои мощностью до 2–2,5 м. В среднем уровне (горнблендитовый и вышележащий пироксенит-плагиоклазитовый слои) мощностью 50 м сульфидные руды образуют пласт сплошных руд мощностью 7 м, сменяющихся по простирации густо вкрашенными рудами. Верхний рудный уровень (кортландитовый слой) выходит на поверхность и на большей части площади эродирован.

К горизонтам сульфидного оруденения приурочена платиновая минерализация, на основании чего проявление относится к платинометалльному сульфидному типу [59]. Содержания суммы элементов группы платины в рудных телах нижнего уровня составляют 0,6–1,0 г/т, золота – 0,2 г/т, серебра – до 26,6 г/т, никеля – 0,32 %. В отдельных штуфах в выходах рудных тел на поверхность содержания суммы элементов платиновой группы достигает 7,83 г/т, в том числе: платины – 2,3 г/т, палладия – 1,43 г/т, родия – 3,0 г/т, иридия – 0,3 г/т, рутения – 0,8 г/т, осмия – менее 0,003 г/т, золота – 1,15 г/т, серебра – 0,32 г/т. Рудные тела среднего уровня содержат сумму элементов группы платины – до 2,19 г/т, золота – до 0,64 г/т, серебра – 0,5 г/т, никеля – 0,25 %, кобальта – 0,12 %, меди – 0,2 %. В рудных телах верхнего уровня сумма элементов группы платины составляет 0,96–1,01 г/т.

Прогнозные ресурсы платиноидов на проявлении по категории Р₂ составляют 675 т, из них: рутений – 118 т, платина – 95 т, палладий – 293 т, родий – 169 т, золото – 146 т; сумма платиноидов по категории Р₃ – 1 052 т, из них: платина – 494 т, палладий – 427 т, родий – 2 т, рутений – 129 т.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН, ТОРИЙ

В северо-западной части листа широко развиты граниты каменковского комплекса, отличающиеся повышенной (35–80 мкР/ч) радиоактивностью. С ними и с их дериватами кварц-плагиоклаз-калишпатового состава связаны радиоактивные аномалии интенсивностью от 80–90 до 400–800 мкР/ч. Всего на территории листа выделяется 18 аномалий. Все аномалии имеют либо малые размеры (от долей метров до первых метров, в отдельных аномалиях – до 10–15 м, в од-

ной аномалии – 150×40 м), либо они точечные. Природа аномалий смешанная уран-ториевая, чаще – ториевая. В аномальных зонах в гранитах содержание радиоактивных элементов составляет: уран – 0,0013–0,0059 %, до 0,0173 %, торий – 0,0025–0,0149 %, до 0,0195 %; в дериватах пегматоидного облика (кварц-плагиоклаз-калишпатовых метасоматитах): уран – 0,007–0,0266 %, торий – 0,0116–0,0789 %. Все аномалии не представляют практического интереса из-за малых параметров и низких содержаний радиоактивных элементов.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ КВАРЦ ОПТИЧЕСКИЙ И ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ

Северная часть листа относится к южному флангу Субгано-Килиерской минерагенической зоны. Здесь известно 3 проявления и 6 пунктов минерализации горного хрустала [82]. Все они относятся к гидротермальному типу формации хрусталеносных кварцевых жил и вмещаются неритинским комплексом кварцитов. По геологическому строению все проявления хрустала однотипны и не представляют практического интереса.

Наиболее типичное *явление* горного хрустала (I-2-11) находится на левобережье р. Алдан, выше устья руч. Телетей. В его геологическом строении принимают участие породы неритинского комплекса верхнего архея–нижнего протерозоя, представленные подкомплексом вторичных кварцитов с редкими прослоями амфибол-биотитовых кристаллических сланцев, выполнявших, по-видимому, роль «экранов» для гидротермальных растворов. Кварциты слагают пологое западное крыло антиформной структуры (купола), осложненной разрывными нарушениями северо-западного и меридионального направлений. Интрузивные образования представлены мелкими телами лейкократовых гранитов каменковского комплекса.

Хрусталеносные жильные образования приурочены к зонам трещиноватости, ориентированным в северо-западном и широтном направлениях. Известно 4 жильных тела, протяженность которых ориентировочно составляет 70–250 м, мощность – 2,6 м, до 15 м. Форма жильных тел сложная с многочисленными ответвлениями и апофизами, падение – близкое к вертикальному. Контакты жил с вмещающими породами как резкие, так и постепенные. Вмещающие породы на контактах с жилами гидротермально изменены – каолинизированы (по полевым шпатам), серicitизированы, хлоритизированы. Размеры хрусталеносных полостей в жилах варьируют в широких пределах: от нескольких десятков кубических сантиметров до 9 м³ (в единичном случае). Форма их различная – изометрическая, щелевидная. Полости выполнены кристаллами горного хрустала, щебенкой и дресвой жильного кварца с заполнителем из глинистого материала. Размеры кристаллов по длиной оси достигают 30 см, в среднем составляя 8–10 см. Из наиболее крупной хрусталеносной полости отобрано 18 кг кристаллосыря, из которого получено 571 г моноблоков [82]. Основными дефектами кристаллов являются: трещиноватость, газово-жидкие включения, двойники.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ ФЛЮОРИТ (ФЛЮОС)

Все пункты минерализации и проявление флюорита находятся в северо-западной части листа и приурочены к Субгано-Килиерской минерагенической зоне. Они относятся к гидротермальному типу флюоритовой формации и связаны с проявлением мезозойской тектономагматической деятельности. Всего на площади известно одно проявление и два пункта минерализации флюорита [94]. На всех них флюоритовая минерализация приурочена к выходам вендско–нижнекембрийских карбонатных пород.

Перспективным является *явление Базисное* (I-2-2), расположенное на юго-восточном склоне водораздела рр. Алдан–Амедици. На проявлении отложения порохтахской серии представлены переслаиванием доломитов, известковистых и кремнистых доломитов, маломощными прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов. Они перекрываются отложениями юхтинской свиты, сложенной песчаниками с прослоями конгломератов, алевролитов, углистых алевролитов. Горизонты алевролитов в нижней части разреза юхтинской свиты явились экраном для фтороносных гидротермальных растворов. Флюоритовая минерализация приурочена к узлу пересечения разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного направлений. Ру-

довмещающим является тектоническая зона северо-восточного ($30\text{--}50^\circ$) простирания, сопровождающаяся мощной (70 м) зоной дробления и представляющая собой субвертикальный сброс с опущенным северо-западным крылом и амплитудой перемещения 5–25 м.

В структурно-морфологическом отношении появление флюорита представляет собой жильную зону с линзами и жилами преимущественно флюоритового и кварц-флюоритового состава. Ширина выхода флюоритизированных пород в центральной части проявления составляет 85–100 м, протяженность по простиранию – 1 100 м. Минеральный состав руд прост. В ассоциации с основными минералами (флюоритом и кварцем), являющимися «сквозными» минералами процесса рудообразования, спорадически отмечаются кальцит, галенит, халькопирит, пирит. В зоне окисления встречаются гидроокислы железа, церусит, малахит. Главный минеральный тип руд – кварц-флюоритовый. Встречаются также кварц-кальцит-флюоритовый и сульфидно-кварц-флюоритовый типы. Наиболее распространенными текстурами руд являются брекчиявая, кокардовая, полосчатая, вкрапленная, редко отмечаются сетчатая и друзовая текстуры. Структуры руд брекчевые, разнозернистые.

Прогнозные ресурсы флюоритовых руд по категории Р₂ на проявлении составляют 1,8 млн т при средневзвешенном содержании фтористого кальция – 31 %.

Остальные пункты флюоритовой минерализации (I-1-3, 7) сходны с описанным проявлением и отличаются меньшими масштабами и изученностью.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ГРАФИТ

На площади листа расположено одно проявление и один пункт минерализации графита.

Проявление Анабыл (IV-4-6) расположено на контакте диоритов бурпалинского комплекса и гнейсовидных амфибол-плахиоклазовых пород чугинской толщи и занимает площадь 13 км². Проявление сложено 9 рудными телами мощностью 50–125 м и протяженностью до 750 м, прослеженными электроразведкой, магниторазведкой, гамма-спектрометрией и поисковыми маршрутами. Рудные тела представлены плахиоклазитами, диоритами, гранодиоритами и кварц-плахиоклазовыми породами, содержащими от 10 до 50 % графита. По результатам химического анализа в рудах содержится графитовый углерод в количествах 0,3–15,92 % (среднее – 2,21 %), влага – 0,27 %, сера общая – 0,084 %, зольность руд составляет 94,54 %. По качеству графитовые руды легко обогатимы. Прогнозные ресурсы графитовой руды по категории Р₃ на проявлениях составляют 56 млн т [58].

ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

КВАРЦИТ

Кварциты неритинского комплекса пользуются довольно широким распространением в северной половине листа. Наиболее значительные их выходы отмечаются в долинах рр. Амедичи (между руч. Подгорный и Крутой) и Алдан (в районе устьев руч. Телетей и Омулен).

Кварциты имеют белую, светло-серую окраску. В составе их кроме кварца в незначительных количествах присутствуют полевой шпат, мусковит, биотит, силлиманит и др. Химический состав наиболее чистых (мономинеральных) кварцитов следующий: SiO₂ – 94,96–96,48 %; Al₂O₃ – 0,88–1,47 %; Fe₂O₃ – 0,1–1,15 %; FeO – 0,72–2,01 %; CaO – 0,28–0,35 %; MgO – 0,04–0,19 %. По химическому составу мономинеральные кварциты, в случае появления потребности, пригодны для производства динаса и другой продукции. Отдельные разности мономинеральных кварцитов и жильного безрудного кварца пригодны для получения обычного листового стекла.

Проявление поделочных кварцитов (II-1-3) расположено на правобережье р. Амедичи, в устье руч. Подгорный. Оно приурочено к выходам мономинеральных кварцитов неритинского комплекса. Проявление представляет собой серию линз фукситовых кварцитов, располагающихся среди толщи мономинеральных и серицитовых кварцитов на площади 150×400 м. Мощности тел окрашенных кварцитов около 1–1,5 м, протяженность – первые десятки метров. Фукситовые кварциты характеризуются красивой окраской зеленых и голубых тонов, полосчатым и пятнистым рисунком, высокой прочностью. Они могут использоваться для поделок и изготовления облицовочных плиток.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На территории листа согласно Е. П. Миронюк [10] выделяются три минерагенические области: литоплинтовая и эпилитоплинтовая; диалитоплинтовая и эпидиолитоплинтовая; мезозойской активизации. В свою очередь им последовательно соответствуют минерагенические зоны: Субгано-Килиерская кварцево-хрустalenосно-редкоземельная, Пристановая полиметалльная, Южно-Якутский каменноугольный бассейн в составе Чарско-Южноякутской каменноугольной области.

Субгано-Килиерская кварцево-хрустalenосно-редкоземельная минерагеническая зона (1) охватывает площадь развития докембрийских пород в северной части территории листа до границы с Южно-Якутским угольным бассейном. В ее пределах выделяется **Амедицинский рудный район** (1.1), характеризующийся широким развитием разломов северного, северо-западного простирания и зажатыми внутри кварцito-гнейсовыми, метапесчаниковыми и метаэф-фузивными формационными комплексами архей–протерозойского и протерозойского возрастов. С ними связаны проявления графита, железа и кварцево-хрустальной формации. Более разнообразна наложенная позднепротерозойская минерализация, контролируемая зонами метасоматитов, пегматитовых жил, роговиков каменковского интрузивного комплекса. Она представлена точками минерализации, первичными геохимическими ореолами олова, сурьмы, молибдена, иттрия. В мезозойское время в тектонических зонах произошло последующее наложение минерализации. Ей соответствуют отдельные точки минерализации свинца, проявления флюорита. Последний имеет и стратиграфическую приуроченность к доломитам юдомской свиты венда. К заслуживающим внимание относится проявление флюорита Базисное (I-2-2). Так же выделяется *прогнозируемый кварцево-хрустalenосный узел* (1.0.1), расположенный вне минерагенической зоны.

Пристановая полиметалльная минерагеническая зона развита на юге листа и состоит из трех зон.

Зверевско-Курультинская никель-хром-титаноносная зона (2) архейского возросла, характеризующаяся развитием габбро-анортозитовой, эндербит-чарнокитовой формациями куртахского и олонгринского комплексов, с мелкими телами ультраосновных пород которых связаны отдельные точки с повышенными содержаниями никеля, хрома и титана. Практического значения данная минерализация в пределах площади не имеет.

Бурпалинская графит-медь-никель-хром-платиноносная зона (3) находится в пределах развития базит-ультрабазитовой и метаморфизованной эфузивно-осадочной формаций бурпалинского и чугинского комплексов. На площади листа выделяется *Бурпалинский рудный узел* (3.0.1), в пределах которого находится *Бурпалинское рудное поле* (3.0.1.1), соответствующее контуру интрузий базит-ультрабазитовой формации. С этими интрузиями связана минерализация меди, никеля, платины проявления Бурпала (III-4-4). К контакту этих интрузий с чугинским комплексом приурочены пункты минерализации и проявления графита. На площади листа заслуживает внимание проявление графита Анабыл (IV-4-6).

Становая полихронная молибден-золотоносная металлогеническая зона (4) объединяет раннедокембрийское оруденение, проявленное на юге листа, мезозойскую минерализацию, наложенную на породы куртахского, олонгринского, чугинского и бурпалинского комплексов и на осадочные породы Южно-Якутского угольного бассейна. Сюда входят слабо изученные проявления метасоматически-гидротермальных кварцевых жил в диоритах и методиоритах, диафторитах и проявления россыпной золотоносности. Становая зона характеризуется широким развитием тектоники, преимущественно надвиговой древнего заложения, постоянно подновляющейся во все минерагенические эпохи, незначительно проявленным мезозойским магматизмом, гидротермальной и метасоматической деятельностью, с которыми связаны точки минерализации, геохимические ореолы золота и реже – молибдена. В пределах листа выделяет-

ся *продуктивная структура* (4.1.1), перспективная на выявление проявлений рудного золота и приуроченная к Амединскому разлому. Площадь листа относится к **Верхне-Алданскому золотороссынному району** (4.1), в пределах которого выделяются: *Семиринский* (4.1.2), *Унгринский* (4.1.3) и за пределами Становой минерагенической зоны – *Синсирикский* (0.0.1) *рассыпные узлы* со шлиховыми потоками и непромышленной рассыпью по руч. Семиринк. Рассыпная золотоносность района изучена недостаточно.

Южно-Якутский каменноугольный бассейн (5) занимает центральную часть листа. К алевролито-песчаниковой, песчаниковой формациям, слагающим дурайскую, кабактинскую, беркаитскую и нерюнгринскую свиты приурочены все угольные месторождения на листе. В его пределах выделяются: **Усмунский** (5.1), **Алдано-Чульманский** (5.2) **продуктивные угленосные районы**.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Характеристика гидрогеологических особенностей территории листа дана на основе материалов гидрогеологических [81, 95], геологосъемочных [94] и поисковых [83] работ.

Описываемая территория по мерзлотно-гидрогеологическому районированию территории Восточной Сибири расположена в пределах **Алданского гидрогеологического массива** и входит в состав его составной части – *Чульманского адартезианского бассейна* второго порядка.

Северная и южная части района сложены архейскими кристаллическими породами, центральная – песчано-глинистыми мезозойскими отложениями. Изученный район дренируется реками: Алдан, Амидичи, Алдакай, Синсирик, Лев. и Прав. Унгра и их притоками. В орографическом отношении территория представляет собой горно-таежную область. Абсолютные высоты водоразделов колеблются в пределах 850–1 400 м. Климат резко континентальный.

Для площади работ характерно островное распространение многолетнемерзлых пород (ММП). Глубина залегания верхней поверхности ММП колеблется от 0,5 до 4 м и определяется величиной сезонного протаивания и промерзания, нижней поверхности ММП – от нескольких метров до 100 м. Протаивание (до глубины 0,5–2 м) начинается в конце мая и продолжается с различной интенсивностью. Промерзание (до глубин 3–5 м) начинается с конца сентября и достигает максимума в декабре.

Криогенные процессы формируют на территории своеобразный рельеф: образуются курумы, возникают мари. Широкое развитие озерно-болотных отложений приводит к образованию бугров пучения.

Подземные воды по отношению к ММП делятся на: *надмерзлотные* (безнапорные воды типа «верховодки» в сезонно-талом слое, формирование за счет атмосферных осадков и сезонной оттайки ММП, в зимний период промерзают); *межмерзлотные* (воды межмерзлотных таликов, формируются под руслами крупных водотоков и в зонах тектонических нарушений, в местах повышенной мощности склоновых и аллювиальных отложений, являются напорными и распространены незначительно); *подмерзлотные* (трещинные, пластово-трещинные воды коренных пород архея, венда и юры, формируются за счет поверхностных атмосферных вод и глубинных источников).

В соответствии со стратиграфической принадлежностью и литолого-петрографическими особенностями водовмещающих пород различного генезиса выделяются:

Водоносный комплекс кайнозойских отложений с поровыми водами, заключенными в аллювиальных, водоно-ледниковых и делювиально-элювиальных отложениях. Развит повсеместно. Химический состав мало отличается от состава атмосферных осадков и имеет хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый состав. В зимнее время практически полностью промерзают. Воды аллювиальных отложений образуются за счет поверхностных водотоков, это безнапорные грунтовые воды, дебит источников редко превышает 1 л/с, общая минерализация – 20–70 мг/л. Воды делювиально-элювиальных отложений формируются за счет атмосферных осадков, дебит источников – до 2 л/с. Водоупором является верхняя граница ММП.

Водоносный комплекс мезозойских отложений с трещинными, трещинно-пластовыми и трещинно-жильными водами, приуроченный к юрским угленосным отложениям. Отложения представлены, в основном, неравномерно трещиноватыми песчаниками разной зернистости с пачками алевролитов и аргиллитов и с пластами каменного угля. Питание водоносного комплекса происходит в теплый период времени за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгружаются воды в виде источников в днищах долин водотоков, чаще – субаквально в русла водотоков, образуя зимой полыньи, а ниже их – наледи. Дебиты береговых источников достигают 25,6 л/с, а дебиты субаквальных источников – 144–396 л/с. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные кальциевые, иногда смешанного катионного состава. Воды очень мягкие слабокислые, редко – слабощелочные, с минерализацией – до 300 мг/л. Глубина залегания подземных вод (по скважинам на Алдакайском месторождении) – от первых метров в днищах

долин глубоковрезанных водотоков до 240 м – на водоразделах. Мощность обводненных пород составляет в среднем 300 м, достигая на юге 400 м. По своему качеству воды пригодны для питьевых и хозяйственных нужд.

Водоносный комплекс венд–кембрийских карбонатных отложений с карстовыми, трещинно-карстовыми и трещинно-карстово-пластовыми водами, залегающий под породами мезозоя. Имеет ограниченное распространение. Водовмещающие породы – доломиты. Глубина залегания подземных вод – от 150–200 до 1 060–1 200 м. Формируются за счет инфильтрации поверхностных вод по порам и трещинам в местах, где отсутствуют многолетнемерзлые породы. Воды данного комплекса, в основном, безнапорные и с местным напором. Дебит источников – 2–3 л/с. По химическому составу воды комплекса относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым, редко – кальциево-натриевым. Воды пресные с минерализацией – 400–500 мг/л.

Водоносный комплекс пород фундамента с трещинными, трещинно-жильными водами. Воды кристаллических образований архея циркулируют преимущественно в зоне выветривания и в зонах разрывных нарушений. Формируются они за счет поверхностных вод, в меньшей мере – за счет глубинных источников. Источники глубинных вод напорные, действуют круглогодично. Разгрузка трещинных вод фундамента происходит по разломам или зонам трещиноватости и контролируется на местности узкими заболоченными низинами при малом дебите и наледными полями при достаточно пересеченном рельефе и большем дебите. Трещинные воды по своему составу гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные. Воды пресные, от слабокислых к слабощелочным ($\text{pH}=6,0\text{--}7,1$), с минерализацией – 18–90 мг/л. Подземные воды пород фундамента могут быть использованы в целях водоснабжения.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Экологическая обстановка на площади работ определяется, прежде всего, степенью и характером существующего антропогенного (техногенного) воздействия на естественные природные ландшафты. Следует отметить, что специальные геолого-экологические исследования на площади листа не проводились, и, в связи с этим, эколого-геологическое районирование территории на ландшафтной основе не может быть проведено.

Ниже дана краткая характеристика имеющихся природных и техногенных ландшафтных комплексов, также приведены примеры наиболее часто встречающихся эколого-геологических обстановок в пределах описываемой площади.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ И ПРИРОДНЫЕ ЛАНДШАФТЫ

По результатам геолого-экологических исследований, проведенных на соседних площадях, вся территория района относится к среднетаежной подзоне бореальной и высокогорной зон в области распространения многолетнемерзлых пород. Она характеризуется малой интенсивностью геохимической миграции с преобладанием процессов выщелачивания и преимущественно кислым типом миграции химических элементов. Потенциал самоочищения почв от минеральных веществ высокий, а от органических веществ – низкий.

Разнообразие природных ландшафтов определяется целым рядом природных условий, из которых наиболее важными являются:

- принадлежность участка к определенному геоморфологическому району;
- вещественный состав коренных пород (литогенная основа ландшафта);
- генетический тип рыхлых четвертичных отложений;
- степень расчлененности рельефа;
- мерзлотно-гидрологические условия.

Наиболее часто на территории листа встречаются склоновые и долинные ландшафты, в меньшей степени – горные ландшафты.

Описываемая площадь расположена в непосредственной близости от Станового хребта и относится к северной периферии Олекмо-Становой сейсмической зоны, которая является составной частью (восточный фланг) Байкало-Станового сейсмического пояса. В 1989 г. в г. Нерюнгри были зафиксированы толчки с амплитудой 4,2 балла по шкале Рихтера (Усть-Нюкжинское землетрясение с амплитудой в эпицентре 8 баллов по шкале Рихтера). По сейсмическому районированию территории большая часть площади расположена в пределах зоны с амплитудой не более 5 баллов по шкале Рихтера.

ОСНОВНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

На площади можно выделить следующие антропогенные (техногенные) ландшафты:

- геологоразведочные (канавы, скважины, шурфы);
- транспортные (временные и сезонные дороги, насыпи и т. п.);
- гари;
- лесодобывающей промышленности (лесоделяны);
- временные поселки.

Из вышеназванных ландшафтов наибольшую площадь на водораздельных пространствах занимают гари и участки геологоразведочных работ.

Степень деградации природных ландшафтов в границах техногенных ландшафтов неодинакова. Частично изменены природные ландшафты в пределах временных поселков и участков геологоразведочных работ, в наименьшей степени изменены в пределах площадей лесозаготов-

вок при использовании метода частичной вырубки с последующей очисткой лесоделян.

Каждому типу техногенного ландшафта соответствует свой тип рыхлых поверхностных отложений. Природные поверхностные отложения сохраняются в пределах гарей и участков лесозаготовок.

В пределах площади листа проведены геологоразведочные работы (поиски) почти на всех месторождениях угля (в незначительном объеме), на проявлениях платиноидов, флюорита, пьезокварца и на части долин водотоков (представляющих интерес на россыпное золото). При этих работах проходились скважины, шурфы, канавы. В настоящее время проводятся работы на Барылахском и Кускадайском угольных месторождениях. На территории листа имеются три геологоразведочные базы ГГП «Южно-Якутгеология».

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ И ЯВЛЕНИЙ

К природным особенностям территории листа, определяющим степень развития и проявления экзогенных геологических процессов и явлений (ЭГПиЯ), в первую очередь относятся:

- развитие на севере листа карбонатных пород, подверженных процессам карстообразования;
- плоскогорный и горный характер рельефа с преобладанием процессов денудации над осадконакоплением;
- резко континентальный климат;
- очень широкое развитие многолетнемерзлых пород.

В результате на территории наибольшее распространение получили склоновые (связанные с действием силы тяжести) и криогенные процессы и явления.

Довольно суровый климат с резкими колебаниями годовых и суточных температур воздуха, наличие глубокого промерзания и протаивания горных пород обуславливают интенсивное развитие физического и морозного выветривания. Устойчивые к выветриванию породы образуют на водоразделах и склонах структурные уступы, а иногда останцы коренных пород.

Под действием гравитационных процессов очень часто образуются осыпи и курумы. Осыпи, чаще всего, развиты на северных отрогах хребта Зверева. Они обладают высокой подвижностью и растительность на них, как правило, отсутствует. Курумы образуются на крутых и средней крутизны склонах, занимая до 80 % площади склона. Они могут являться фактором, осложняющим строительство, особенно линейных сооружений, и требуют проведения специальных мероприятий (строительство подпорных стенок).

К процессам, связанным с деятельностью поверхностных и подземных вод, относятся линейная (донная) и боковая эрозия, болота и карст. Линейная эрозия, чаще всего, наблюдается на участках, сложенных рыхлыми песчано-супесчаными отложениями. Размыв этих отложений на склонах происходит при нарушении почвенного и растительного покрова (прокладка временных автодорог и зимников). При этом по колеям дорог образуются промоины и небольшие овраги.

Боковая эрозия широко отмечается по берегам рек Алдан и Амедини. Она приводит к подмыву и обрушению берегов, очень часто вместе с деревьями. Болота и мари распространены по всей территории и приурочены, в большинстве своем, к сохранившимся реликтам древней палеоген-неогеновой консервированной поверхности, составляя 15 % площади района. Они также часто развиты на площадках первой надпойменной террасы и поймы, в истоках ручьев, на склонах и водоразделах. Заболоченные участки являются неблагоприятными для строительства, так как требуют специальных мероприятий (осушение) при их освоении.

В пределах незначительного распространения карбонатных пород на севере площади отмечается наличие как «древнего» погребенного карста, так и современного открытого. Формы карста самые разнообразные, но чаще всего встречаются карстовые воронки диаметром до 50 м, выполненные рыхлыми четвертичными образованиями. В долинах рек, заложенных на карстующихся карбонатных породах, наблюдаются участки поглощения поверхностного стока (подрусловый карст).

Криогенные процессы развиты повсеместно и подразделяются на термокарст, морозное пучение, морозобойное трещинообразование, солифлюцию и наледи. Процессы термокарста, чаще всего, проявляются в нижних частях пологих склонов, на террасах и поймах рек и ручьев. На этих участках льдистость рыхлых отложений максимальна. При нарушении термического режима грунтов образуются термокарстовые воронки диаметром 2–5 м и глубиной до 1,0 м. В долине р. Лев. Унгра встречаются небольшие термокарстовые озера диаметром до 15–20 м.

Пучению грунтов способствует неглубокое залегание многолетнемерзлых пород и связанные

ных с ними надмерзлотных подземных вод деятельного слоя. В результате этого процесса образуются бугры пучения (сезонные и многолетние) и различные формы бугристого микрорельефа.

Солифлюкционные процессы, формирующие соответствующие склоновые образования, довольно широко распространены по всей площади листа. Обычно солифлюкционные процессы протекают на пологих и средней крутизны склонах, что приводит к образованию «гофрированного» микрорельефа, когда вдоль склона формируется ряд мелких валов высотой до 1,2 м. Мощность этих образований достигает 2,0–2,5 м.

Очень существенную роль в формировании гидрологического режима большинства рек района, особенно в зимний период времени, играют наледи различного генезиса. Наледи развиты по рекам Алдан, Амедини, Алдакай, Синсирик и отдельным их притокам 2-го и 3-го порядков. В зимний период большинство мелких и средних водотоков полностью промерзают и живой сток отсутствует, но на некоторых реках (Алдан, Унгра) отмечаются полыни и наледи. Объемы формирующихся наледей самые различные и могут достигать 2 млн м³ [95].

В особую группу следует выделить процессы, связанные с антропогенным воздействием на природную среду. Антропогенная (техногенная) деятельность в одних случаях проявляется в активизации природных экзогенных процессов, а в других случаях выступает как самостоятельный фактор формирования ЭГПия.

На территории района одним из таких факторов, активизирующих ЭГПия, являются лесные пожары. В большинстве случаев пожары способствуют ухудшению свойств почв, при этом снижается их кислотность и ухудшается режим увлажнения корнеобитаемого слоя. На террасах рек с избыточным увлажнением и преимущественно торфяными почвами после пожаров наблюдается прогрессивное развитие процессов заболачивания и термокарста. В редкостойных лесах на крутых и средней крутизны склонах, а также в подгольцовом поясе с зарослями кедрового стланика пожары способствуют образованию курумов. Небольшие по площади и размерам нарушения природной среды возникают при эксплуатации временных автодорог. В результате этого активизируются процессы сезонного пучения грунтов, линейной (донной) эрозии и термокарста.

В процессе проведения геологоразведочных работ, которые сопровождаются проходкой каналов, шурfov, скважин, вырубкой леса и снятием растительного покрова на буровых площадках и в местах размещения временных поселков, активизируется целый ряд природных ЭГПия. Это линейная (донная) эрозии, термокарст, формирование наледей и целый ряд других процессов.

Около 50 % площади (восточную часть) занимает Унгинский заказник, в котором резко ограничена хозяйственная деятельность.

Общая степень нарушенности природной среды в пределах листа О-51-XVIII не превышает 2–3 % (по площади).

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Для площади листа характерно наличие участков с повышенным содержанием микроэлементов и различных геохимических аномалий, связанных сrudопроявлениями и месторождениями полезных ископаемых. В связи с очень слабой хозяйственной освоенностью территории практически все аномалии относятся к природным.

В пределах листа антропогенная деятельность наиболее зримо выражалась в нарушении почвенного покрова в местах прокладки дорог, заложения площадок буровых скважин, особенно в долинах рек, в исчезновении лесов на отдельных участках территории.

По материалам геохимических исследований в почвах территории фиксируется присутствие 37 микроэлементов. Это германий, барий, бор, литий, железо, скандий, титан, вольфрам, хром, марганец, кобальт, никель, медь, цинк, галлий, иттрий, иттербий, ниобий, молибден, серебро, олово, свинец, висмут, вольфрам, бериллий, мышьяк, сурьма, кадмий, лантан, церий, уран, циркон. Большинство микроэлементов находится на уровне кларковых содержаний или на уровне регионального фона. В северной части листа имеются три естественных, незначительных по размерам аномалии мышьяка, превышающие кларковые содержания в 100 раз, и одна аномалия свинца, превышающая фоновые содержания в 10 раз.

В поверхностных водах территории содержания всех микроэлементов находятся на уровне регионального фона.

Оценка уровней радиационной опасности территории проведена на основании следующих норм:

- значения гамма-фона до 35 мкР/ч – территория радиационно не опасна;

- значения гамма-фона от 35 до 65 мкР/ч – территория радиационно потенциально опасна;
- значения гамма-фона более 65 мкР/ч – территория радиационно опасна.

В пределах второй зоны не рекомендуется использование стройматериалов в строительстве и отвод земельных участков под жилые дома, оздоровительные и детские учреждения. В пределах третьей зоны – любые поселения, даже временные, недопустимы.

Естественная радиоактивность зависит от подстилающих толщ. Так, она составляет на карбонатных породах венда и нижнего кембрия – 11–25 мкР/ч, на терригенных толщах юры – 10–28 мкР/ч, на кристаллических породах архейско–протерозойского возраста – 10–35 мкР/ч.

В северной части листа наблюдаются выходы гранитов, радиоактивность которых составляет 35–80 мкР/ч. Площади развития этих пород попадают в потенциально опасные и опасные радиационные группы. Среди этих гранитов отмечено 17 точечных аномалий, из них: 13 – радиоактивностью от 90 до 250 мкР/ч; 2 – 400–440 мкР/ч; 1 – 600 мкР/ч; 1 – 800 мкР/ч. Все они вмещаются пегматитами и не представляют практического интереса. Выделенные площади могут служить предварительным критерием оценки пригодности территории для хозяйственного освоения.

СПОСОБНОСТЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ К САМООЧИЩЕНИЮ И ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

По аналогии с соседними площадями, где проводились специализированные работы по оценке экологического состояния природной среды (снежный покров, почвы, растительность, поверхностные и подземные воды) [62, 63], можно считать, что практически на всей территории района состояние окружающей природной среды весьма благоприятно и большинство природных ландшафтов обладают высокой степенью устойчивости к техногенному геохимическому прессингу.

Интенсивность карстовых процессов на территории района невелика в связи с небольшой площадью распространения карстующихся пород. Общая пораженность площади карстовыми процессами не превышает 1 %. Криогенные процессы распространены очень широко. В целом геодинамическая обстановка отличается стабильностью и умеренным проявлением ЭГПиЯ. Нарушение почвенно-растительного покрова при широком хозяйственном освоении площади окажет довольно существенное влияние на развитие ЭГПиЯ. Это приведет к активизации процессов линейной эрозии, солифлюкции, термокарста и пучения грунтов.

Наиболее низкую геодинамическую устойчивость имеют заболоченные участки в пределах террас и пойм. Нарушение мохового покрова вызовет усиление процессов термокарста, а также вызовет увеличение твердого стока рек и загрязнение поверхностных вод органическими веществами.

Подземные воды на территории района характеризуются высоким качеством и хорошо защищены от загрязнения в связи с широким развитием многолетнемерзлых пород.

В целом территория района характеризуется весьма благоприятной экологической обстановкой и негативные изменения в природных ландшафтах при сложившемся уровне хозяйственного освоения территории будут минимальные.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе обработки обширного фактического материала вскрылся ряд проблем, без решения которых невозможно дальнейшее продвижение в расшифровке геологического строения региона, восстановлении истории его геологического развития и оценки перспектив на различные виды полезных ископаемых и, следовательно, правильного выбора направления поисковых работ.

К ним в первую очередь относятся:

1. Отсутствие единой, достаточно обоснованной легенды, которая позволила бы обобщить огромный фактический материал, накопленный в ходе геологических исследований (съемочных, поисково-разведочных, тематических, научно-исследовательских) и отразить его на геологических картах.

2. Практически полное отсутствие абсолютных датировок литолого-формационных комплексов и, соответственно, ненадежная их привязка к возрастной шкале и дискуссионная корреляция их между собой и с комплексами, распространенными на окружающих территориях.

3. Отсутствие единых взглядов на условия образования и генезис большинства докембрийских метаморфических комплексов, особенно наиболее древних. Так например, образования куртакского комплекса (метадиориты) – это метаморфиты гранулитовой фации по вулканитам, или это метаморфиты по интрузивным породам, прорывающим холдниканский комплекс и испытавшим лишь зеленосланцевый метаморфизм, или это древние офиолиты «диоритового состава», или это древние эндербита-гнейсы и т. д.

4. Крайне слабая связь между современными теоретическими моделями структурно-тектонического строения и истории геологического развития древних щитов и представлениями,ложенными в основу ГДП-200, связанная, в основном, с крайне слабым вниманием к изучению структурно-тектонического строения района (подбору фактического материала), хотя предельно ясно, что без решения этих вопросов невозможно решить однозначно и все остальные.

5. Резкое отставание заверочных работ при оценке геохимических аномалий золота, что исключает решение вопроса об их структурно-тектонической привязке (зоны надвигов и крутопадающих разломов) и перспективах на обнаружение практически интересных рудных объектов.

Здесь приведены лишь перечень наиболее важных проблем, решение которых в той или иной степени влияет на качество геологосъемочных работ и составляемых при них геологических карт и, соответственно, на надежность прогнозов полезных ископаемых.

Решение этих проблем позволит дать более объективную оценку структурно-тектонической привязке разнородных проявлений полезных ископаемых, более целенаправленно вести поисковые работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Андреев А. А.* Растительность и климат Якутии в позднеледниковые и голоцене // В кн.: Четвертичные события и стратиграфия Евразии и Тихоокеанского региона. – Якутск, 1990.
2. Атлас литогенетических типов угленосных отложений Алдано-Чульманского района Южно-Якутского каменноугольного бассейна / Александров А. В., Жилинский В. М., Коробицына В. Н. и др. – М.: Наука, 1970. 225 с.
3. *Борукаев И. Б.* Тектоника литосферных плит в позднем архее // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 33–41.
4. Геология и угленосность Чульманской впадины. – Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1974. 206 с.
5. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 9, кн. 2. – М.: Недра, 1973. 400 с.
6. Геология СССР. Т. XLII. Южная Якутия. Геологическое описание. – М.: Недра, 1972. 496 с.
7. *Глебовицкий В. А.* Корреляция и геодинамическая интерпретация главнейших событий в архейских и раннепротерозойских структурах Евразии // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 42–53.
8. *Глебовицкий В. А.* Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. № 5, 1996. С. 27–41.
9. *Глуховский М. З., Лифелев В. М., Суханов М. К.* Тектоническое положение раннепротерозойских анортитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. № 3, 1993. С. 69–79.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-(50),51 – Алдан. Объяснительная записка. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 428 с.
11. *Гусев Г. С., Хайн В. Е.* О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. № 5, 1995. С. 68–82.
12. *Дик И. П.* Россыпи золота аллювиальных конусов выноса // Геология рудных месторождений. № 5, 1990. С. 106–109.
13. *Дик И. П.* Блоковый рельеф Южной Якутии и его расчеление // Геоморфология. № 2, 1985. С. 77–82.
14. *Дик И. П.* Особенности рельефообразования и осадконакопления в Южной Якутии на последних этапах ее развития // Геоморфология. № 1, 1994. С. 93–96.
15. *Долгушин И. Ю.* Геоморфология западной части Алданского нагорья. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. 208 с.
16. *Другова Г. М., Сухонина А. М., Морозова И. М.* Древнейшие толщи Алданского щита // Советская геология. № 11, 1984. С. 82–89.
17. *Желинский В. М., Коробицына В. Н., Каримова С. С.* Мезозойские отложения и генетические типы угольных пластов Южной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1976. 123 с.
18. *Желинский В. М.* Мезозойская угленосная формация Южной Якутии. – Новосибирск: Наука, 1980. 118 с.
19. *Ильиных А. П.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-51-XXVIII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
20. *Карпов С. Е.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-51-XXVII. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1961. 62 с.
21. *Кислый А. В., Утробин Д. В.* Геологическое строение и минерагения Кавактинского габроноритового массива Южной Якутии // Отечественная геология. № 9, 1994. С. 47–54.
22. *Козьмин Б. М., Имаев В. С., Имаева Л. П.* Байкало-Слановой сейсмический пояс // В кн.: Тектоника, геодинамика и минерагения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука, 2001. С. 49–68.
23. *Коржуев С. С.* Морфоструктура и новейшие движения Якутии // В кн.: Проблемы геоморфологии и геотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1968. С. 225–234.
24. *Коржуев С. С.* Средняя Сибирь // В кн.: Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975.
25. *Лагздана Г. Ю.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Алданская. Лист О-51-XXIX. Объяснительная записка. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. 60 с.
26. *Максимов Е. П.* Геологические формации, формационные и структурно-вещественные комплексы мезозоя Алданского щита // В сб.: Проблемы геологии, геофизики и полезных ископаемых Алдано-Станового геоблока. – Якутск: Изд-во ПГО «Якутск геология», 1991. С. 52–58.
27. Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы / Ф. А. Летников, В. Б. Савельев, Д. Е. Гореванов, В. А. Халилов.
28. Методика корреляции разрезов континентальных угленосных толщ на примере некоторых мезозойских впадин Сибири. – Л.: Наука, 1970. 183 с.

29. Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. – М.: Недра, 1971. 240 с.
30. Митрофанов Г. Л., Таскин А. П. Структурные соотношения Сибирской платформы со складчатым окружением // Геотектоника. № 1, 1994. С. 3–15.
31. Осипенников Е. Н., Труши Н. Н., Чижков А. Б., Чижова Н. И. Экзогенные геологические процессы и явления. Южная Якутия. – М.: Изд-во МГУ, 1980. 227 с.
32. Павлов А. В., Василевская Н. Д., Абрамова Л. Н. К стратиграфии юрско–меловых угленосных отложений Алдано–Чульманского района // В кн.: Ископаемые угли Сибири и методы их изучения. – Новосибирск: Наука, 1971. С. 189–196.
33. Парфенов Л. М. и др. Геодинамика Олекмо–Становой сейсмической зоны. – Якутск: Изд-во ЯФСО АН СССР, 1985. 136 с.
34. Попов Н. В., Смелов А. П. Метаморфические формации Алданского щита // Геология и геофизика. Т. 37, № 1, 1996. С. 148–161.
35. Ранний докембрий Южной Якутии / Дук В. Л., Кицул В. И., Петров А. Ф. и др. – М.: Наука, 1986. 280 с.
36. Рейтov Л. М. Докембрий Центрального Алдана. – Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
37. Рудник В. А. Гранитообразование и формирование земной коры в докембрии. – Л.: Недра, 1975. 413 с.
38. Сводная рабочая легенда для геологической карты масштаба 1 : 50 000 Алданского щита. – Якутск: Изд-во ПГО «Якутск геология», 1985. 100 с.
39. Семихатов М. А., Комар В. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 210. – М.: Наука, 1970. 207 с.
40. Стратиграфия, палеогеография, литология Южно–Якутского угольного бассейна и прогноз его угленосности // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 306. – Л., 1979. 125 с.
41. Сюндюков Ш. А. Условия накопления угленосных отложений в центральной части Южно–Якутского бассейна. – Новосибирск: Наука, 1974. 77 с.
- 41а. Тектоника, геодинамика и металлогенез территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерperiодика», 2001. 571 с.
42. Тимофеев Д. А. Некоторые общие вопросы геотектоники и морфотектоники на примере геоморфологической истории Южной Якутии // В кн. Проблемы геоморфологии и геотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Материалы Всесоюзного совещания по геоморфологии Сибири и Дальнего Востока. Т. II. – Новосибирск: Наука, 1968. С. 235–244.
43. Утробин Д. В., Максимов Е. П., Хотина Е. Б. Объяснительная записка к легенде Алданской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе). – Алдан, 2000. 193 с.
44. Ходак Ю. А. Петрографо–минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. – М.: Изд-во АН СССР. 117 с.
45. Хотина Е. Б. Новые данные о кайнозойских образованиях Алданского нагорья и долины р. Алдан на участке г. Томмот–пос. Белькачи // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 222, 1977. С. 35–44.
46. Хотина Е. Б., Жежель О. Н. Палеогеновые и неогеновые отложения юга Якутии // В кн.: Среда и жизнь на рубежах эпох кайнозоя в Сибири и на Дальнем Востоке. – М.: Наука, 1984. С. 116–120.
47. Хотина Е. Б., Жежель О. Н. Кайнозой бассейна Алдана // В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. – Л., 1987. С. 29–33.
48. Хотина Е. Б., Жежель О. Н., Ромм Г. М. Кайнозойские отложения Алдано–Амгинского стратотипического района Южной Якутии // В кн.: Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. – Л., 1987. С. 44–51.
49. Шкодзинский В. С., Габышев В. Д. Происхождение и корреляция докембрийских комплексов – модель эволюции глобального магматического океана (на примере Алданского щита) // Отечественная геология. № 8, 1994. С. 28–34.
50. Южноякутская угленосная площадь // Тр. ЛАГУ АН СССР. Вып. XI. – М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 454 с.
51. Южная Якутия. Мерзлотно–гидрогеологические и инженерно–геологические условия Алданского горнопромышленного района / Под ред. В. А. Кудрявцева. – М: Изд-во МГУ, 1973.

Фондовая

52. Ветлужских В. Г. и др. Золотоносные районы крайнего юга Якутии и части Амурской области // Металлогенез золота Северо–Становой провинции (Окончательный отчет за 1966–1968 гг.). Т. 1–3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1969.
54. Ветлужских В. Г. Карта прогноза на золото масштаба 1 : 500 000. Листы О-51-Б, Г (Отчет по теме Б.1.3./501(14) Южно–Якутской ревизионной партии за 1984–1987 гг.). В 3 кн. – Алдан: Т-УГРЭ, 1987.
55. Власов В. М. Закономерности образования и изменения угленосной формации в Чульманской впадине Южно–Якутского бассейна и прогноз ее угленосности (Окончательный отчет по теме № 146 за 1978–1980 гг.). Т. 1–3. – Л.: ВСЕГЕИ, 1980.
56. Воробьев С. А. Отчет о раскопках стоянки Алдакай–I Нерюнгринского музея в полевой сезон 1999 г. – Нерюнгри, 2001.
57. Габышев В. Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Унгра (Отчет Многовершинной партии о поисково–съемочных работах масштаба 1 : 50 000 за 1970–1973 гг.). Т. 1, 2, 3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1973.

58. Габышев В. Д. и др. Отчет о результатах переинтерпретации геофизических материалов и наземной за-верки перспективных геофизических объектов (Южно-Алданской площадь, партия № 33/81-85). Т. 1–4. – Якутск: ГФЭ № 6, 1985.
59. Габышев В. Д. и др. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на Бурпалинской массиве и в Се-веро-Становой орогенической зоне по выявлению комплексной сульфидной с платиной минерализации (ни-кель, кобальт, золото, медь и др.), проведенных Алданской партией № 33/84-87. Листы О-51-В, Г; О-52-В, Г; N-52-1-10. В 4 кн. – Якутск: ГФЭ № 6, 1988.
60. Дик И. П. Отчет по геоморфологическому картированию и составлению карт опоискованности и отра-ботанности россыпей в золотоносных районах западной части Южной Якутии за 1991–1994 гг. Т. I, II. – Ал-дан: Алдангеология, 1994.
61. Зализняк М. И., Степанов В. Д. и др. Отчет о результатах поисковых работ в северной части Алдакай-ского месторождения за 1986–1988 гг. В 12 кн. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1989.
62. Завадский Ф. Р. и др. Результаты геоэкологической съемки масштаба 1 : 100 000 Нерюнгринского гор-нпромышленного района. Листы О-51-106, 117, 118; О-51-130. – Чульман: Южякутгеология, 1996.
63. Завадский Ф. Р. Региональная оценка режима закономерностей формирования ресурсов подземных вод в Южной Якутии. – Чульман: Южякутгеология, 1999.
64. Захаров И. И. Отчет о результатах разведочных работ на россыпное золото в бассейнах верхних тече-ний рек Амидчи и Тунгурча за 1989–1993 гг. (Налдиканская партия). Т. I, II. – Алдан: Алдангеология, 1993.
65. Илларионов Р. З., Лагун Г. П. и др. Геологическое строение и угленосность западной части Усмунского района (Окончательный отчет о детальных поисковых работах в западной части Усмунского угленосного рай-она за 1976–1982 гг.). Т. 1–6. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1982.
66. Илларионов Р. З., Чернецов В. П. Отчет о результатах поисковых работ в восточной части Усмунского района (междуречье Усмун–Амидчи) за 1984–1985 гг. Т. 1–3. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1986.
67. Княжев А. С., Черных В. А. и др. Отчет о геологической съемке (групповой) масштаба 1 : 50 000 на ли-стах О-51-80-В, Г; О-51-92-А, Б, В, Г; О-51-93-А, В и геологического доизучения в пределах части листа О-51-80-Г, проведенных Унгиринской партией в 1979–1983 гг. – Алдан: Т-УГРЭ, 1984.
68. Коробицына В. Н., Желинский В. М. Вещественный состав и эпигенез мезозойского угленосного ком-плекса Алдано-Чульманского района (Южная Якутия). – Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1973.
69. Kochnev Г. Н., Чернецова Л. В. Отчет по поисковым работам на Бурпалинской аномалии никеля за 1981–1983 гг. Т. 1, 2. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1983.
70. Кошлияк В. С., Лучагов Д. Г. Геологическое строение северо-западной части Алдано-Чульманского угле-носного района (Отчет по поисковым работам на Алдакайской угленосной площади). – Чульман: ЮЯКЭ, 1966.
71. Кошлияк В. С., Зализняк М. И. и др. Геологическое строение Бурпала-Синсирикской и Ниректа-Холодни-канской угленосных площадей (Окончательный отчет по поисково-разведочным работам в междуречье Яко-кит–Синсирик в 1962–1966 гг.). Т. 1–4. – Чульман: ЮЯКЭ, 1967.
72. Максимов Е. П., Бирюлькин Г. В. и др. Структурно-формационная карта Южной Якутии масштаба 1 : 500 000. Т. 1, 2. – Якутск: ЦКТЭ, 1982.
73. Малков Л. Н., Брейдо А. И. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на терри-тории листов О-51-99-А, Б, В, Г; О-51-100-А, В; О-51-112-А, В-б (по работам Олдонгсинской партии в 1977–1979 гг.). Т. 1–5. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1980.
74. Одуд-Сичевой В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Сыллаха, Намарака и левых притоков реки Тунгурчи (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах Верхне-Сыллахской партии масштаба 1 : 50 000 за 1969–1970 гг.). – Чульман: ЮЯКЭ, 1971.
75. Осипович К. Ю. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной на Белькачинской площади в 1987–1989 гг. (Гравиметрическая партия № 3/87-89). Листы О-51-88–90, 101–107, 112–119, 129–131; О-52-10–12, 22–24, 34–36; О-53-1, 13, 25, 26; Р-52-142–144; Р-53-133; О-53-27. Т. 1, 4. – Якутск: ЦПСЭ, 1989.
76. Пахомов А. Н., Степанов В. Д. и др. Геологическое строение и угленосность западной части Усмунско-го района (Отчет по результатам работ Усмунской поисковой партии за 1970–1972 гг.). Т. 1–3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1972.
77. Пачерская И. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Верхне-Тимптонского золото-носного района. Листы О-51-142-Б-г; О-51-143-А, Б, В, Г; N-51-10-Б-а, б; N-51-11-А-а, б (масштаб 1 : 50 000) и общих поисков золота в бассейнах рр. Иенгра и Тимптон за 1987–1992 гг. Кн. 1–3. – Алдан: Алдангеология, 1992.
78. Петрова И. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения р. Чульман (Отчет Верхне-Чульманского отряда о результатах полистной геологической съемки масштаба 1 : 50 000 (ли-сты О-51-128-Г-г; О-51-129-А, Б, В-а, в, Г-б, г) и геологического доизучения площади масштаба 1 : 50 000 (ли-сты О-51-128-Б-в, г, Г-а, б; О-51-129-В-б, г, Г-а, в), проведенными в 1993–1999 гг.). Т. 1, 2. – Чульман: Южякутгеология, 1999.
79. Подъячев Б. П. и др. Отчет о геохимических поисках масштаба 1 : 200 000 в зоне Малого БАМа Южной Якутии на территории листов О-51-100-Б, Г, 101–103, 112-Б, Г, 113–119, 125–131, 140–143; N-51-9–11 (по ра-ботам Амидчинской геохимической партии № 2/78 в 1978–1983 гг.). Т. 1–4. – Якутск: ГФЭ № 6, 1983.
80. Подъячев Б. П. Отчет о геохимических поисках масштаба 1 : 200 000 в зоне Малого БАМа Южной Якутии (территория листов О-51-104, 105, 106, 107, 108; О-52-76-В-в, г, 85-А, В, Г, 86, 87, 88-А, 97, 98, 99). В 3 кн. – Якутск: ЦПСЭ, 1989.
81. Прусаков В. М. и др. Отчет о результатах комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 200 000 в пределах листов О-51-XXVI, XXVII, XXVIII, XXIX-117в; XXXIII, XXXIV, XXXV, XXXVI-143; N-51-V-10; VI-11 (в пределах ЯАССР) по работам Чульманской гидрогеологической пар-тии № 11/76 в 1975–1979 гг. – Якутск: ЦГСЭ, 1979.

82. Салашин В. Г., Воробьев П. А., Адаменко Ю. В. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов О-51-103, 104 (Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 50 000 на пьезокварц, проведенных Телетейской партией в 1960 г.). Т. 1, 2, 3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1961.
83. Самохвалова Л. Д. Отчет о результатах поисковых работ на площади Унгринского гравитационного минимума за 1994–1997 гг. Т. 1, 2. – Чульман: Южякутгеология, 1997.
84. Сафонов А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения рр. Сыллах, Тунгурча, Амедини (Кабактанский рудный район) (Отчет Становой партии о результатах доизучения и геологического картирования масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1988–1992 гг. на площади листов О-51-112-Б, Г-а, б; О-51-113-А, Б, В, Г; О-51-114-В-в; О-51-125-Б-а, б; О-51-126-А). В 3 кн. – Верхний Бестях: Ленское, 1994.
85. Сафонов А. М. Геологическое строение и полезные ископаемые Тунгурча–Амедини–Алданского междуречья (Отчет Алдано-Амедининской партии о результатах доизучения и геологического картирования масштаба 1 : 50 000, проведенных в 1993–1996 гг. на площади листов О-51-114-А-а, в, г; О-51-114-В-а, б, г; О-51-114-Г; О-51-115-В; О-51-126-Б-а, б; О-51-127-А). В 3 кн. – Чульман: Южякутгеология, 1998.
86. Сикач Б. А., Мухамбеткалиев Б. Б. Отчет о результатах геологоразведочных работ, проведенных на Буторичинском месторождении флогопита летом 1961 г. Лист О-51-66 (Якутская АССР). Т. 1, 2, 3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1963.
87. Сикач Б. А., Мухамбеткалиев Б. Б. Геологическое строение и перспективы восточной части Усмунского угленосного района (Отчет о работах Аэрофотогеологического отряда ЮЯКЭ в 1976–1978 гг.). Т. 1, 2, 3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1978.
88. Степанов В. Д. Геолого-промышленная оценка прогнозных ресурсов углей и горючих сланцев Республики Саха (Якутия). Т. 1–3. – Чульман: Южякутгеология, 1998.
89. Степанов Г. Я. и др. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной в 1979–1981 гг. в бассейне рек Унгра–Тимптон–Сутам (Тимптонская площадь). Т. 1–8. – Якутск: ГФЭ № 6, 1981.
90. Степанов Г. Я. и др. Отчет о результатах аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000, проведенных на Усмунской площади в 1981–1983 гг. Т. 1–6. – Якутск: ГФЭ № 6, 1984.
91. Стогний В. В., Стогний Г. А. и др. Отчет о результатах опытно-методических и поисковых геолого-геофизических работ на Унгринской площади за 1982–1985 гг. – Якутск: ГФЭ № 6, 1985.
92. Харитонов С. П., Одуд-Сичевой В. А. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-51-76-В-в, г; О-51-77-В-в, г; О-51-77-Г-в, г; О-51-88-А, Б, В, Г; О-51-89-А, Б, В, Г; О-51-100-Б-а, б (по работам Нелиюкинской партии в 1977–1983 гг.). Т. 1–4. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1983.
93. Харитонов С. П., Одуд-Сичевой В. А. и др. Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов О-51-78-В-Г; О-51-79-В; О-51-90-А, Б, В, Г; О-51-91-А, Б, В, Г (по работам Чугинской партии за 1980–1987 гг.). Т. 1–5. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1987.
94. Харитонов С. П., Одуд-Сичевой В. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Алдано-Чульманского угленосного района (Отчет Амедининского отряда о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на площади листов О-51-103-А, В-а, б, г, Г; О-51-104-В и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 на площади листов О-51-103-Б-а, в, г, проведенных в 1986–1991 гг.). Т. 1, 2. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1991.
95. Чижсов А. Б. и др. Сводный отчет по мерзлотно-гидрогеологической и инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 500 000 (по работам 1961–1962 гг.). – МГУ, 1964.
96. Юшманов В. В., Исаев Ю. С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна верхнего течения реки Амедини. Листы О-51-113-Г; О-51-114-В; О-51-125-Б-а, б; О-51-126-А-а, б (Отчет о работах Кабактанской партии за 1968–1969 гг.). – Чульман: ЮЯКЭ, 1970.
97. Юшманов В. В., Исаев Ю. С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения р. Верх. Сирик и нижнего течения р. Куртах. Листы О-51-114-Г; О-51-126-Б (Отчет о геологосъемочных и поисковых работах Куртахской партии масштаба 1 : 50 000 за 1969–1970 гг.). – Чульман: ЮЯКЭ, 1971.
98. Янополец О. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Алдано-Чульманского угленосного района (Отчет Тимптонского отряда о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на площади листов О-51-130-А-в; О-51-130-Б-а, б, г и геологического доизучения на площади листов О-51-118-А, В, Г; О-51-130-А-а, б, г; О-51-130-Б-в, проведенных в 1990–1997 гг.). Т. 1–3. – Чульман: Южякутгеология, 1997.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа О-51-XXVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечания, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
II-1	11	Алданское	К	[88]	Поисково-оценочные работы
II-1	13	Кускадайское	К	[88]	Поисково-оценочные работы
II-2	2	Левоалдакайское	К	[88]	Поисково-оценочные работы
II-2	3	Барылахское	К	[88]	Поисково-оценочные работы
II-3	2	Алдакайское	К	[88]	Поисково-разведочные работы
II-4	2	Синсирикское	К	[88]	Поисково-разведочные работы
II-4	4	Унгринское	К	[88]	Поисково-разведочные работы
III-4	1	Бурпалинское	К	[88]	Поисково-разведочные работы

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа О-51-XXVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-2	4	Левый склон долины р. Алдан	[94]	ПМ. Гематитовые руды в кварцитах образуют согласные тела, линзы, протяженностью 2-2,5 км. Содержания Fe _{общ} - 8,94-43%, Fe _{магн} - 0,37-1,49%, P - 0,01-0,05%, S<0,05%
I-2	5	Левый склон долины р. Алдан	[94]	ПМ. Гематитовые кварциты в виде линз в кварцитах. Протяженность линз - 0,7 км. Содержания Ti - 0,2-1,03%, P - 0,01%, S<0,1%, Fe _{общ} - 15,36-44,48%, Fe _{магн} - 0,07%
II-1	2	Водораздел р. Амедини и руч. Безымянного (напротив устья руч. Подгорного)	[94]	П. Гематитовые руды вмещаются кварцитами и приурочены к тектонической зоне. Руды образуют пластообразные темно-красные тела субмеридионального простирания
<i>Титан</i>				
IV-1	5	Р. Большая Олонгра	[85]	ШП. В шлиховых пробах повышенное содержания ильменита (1,1-17,9 кг/м ³). Протяженность потока - 5,6 км
IV-1	7	Руч. Ниричи	[85]	ШП. В шлиховых пробах повышенное содержания ильменита (1,0-10,5 кг/м ³). Протяженность потока - 4,3 км
IV-1	9	Руч. Кедерки	[85]	ШП. В шлиховых пробах повышенное содержания ильменита (1,0-11,0 кг/м ³). Протяженность потока - 4,3 км
IV-1	11	Левый приток р. Большая Олонгра	[85]	ШП. В шлиховых пробах повышенное содержания ильменита (4,6-18,0 кг/м ³). Протяженность потока - 3,8 км
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
II-1	1	Верхнее течение руч. Ночной (правый приток р. Амедини)	[94]	ПГХО. В двуслюдяных гнейсах и кварцитах с вкрапленностью пирита Cu - 0,005-0,1%
II-1	7	Водораздел р. Алдан-руч. Семирик 1	[94]	ПГХО. В окварцованных биотит-силлиманитовых гнейсах Cu - 0,003-0,15%, Zn - 0,01-0,03%
<i>Свинец</i>				
I-2	1	Правобережье р. Амедини	[94]	ПГХО. В брекчированных окварцованных доломитах Pb - 0,3%, Sb - 0,008%, Ag - 0,0008%
<i>Цинк</i>				
I-1	5	Правобережье р. Амедини	[94]	ПГХО. В гранитоидах с вкрапленностью пирита Zn - 0,003-0,03%, Sn - 0,0008-0,03%
II-1	4	Левобережье руч. Подгорный (правый приток р. Амедини)	[94]	ПГХО. В окварцованных эпидотизированных гранитах Zn - 0,05%
<i>Никель</i>				
III-4	4	Бассейн руч. Теневой-Кривой (правобережье Лев. Унгры)	[57]	ПГХО. В пирит-пирротиновых рудах, вмещаемых ультрабазитами, Ni - 0,01-1,0%
<i>Молибден</i>				
I-1	4	Левобережье Амедини	[94]	ПГХО. В окваркованных доломитах и гранитоидах Mo - 0,01%, Ag - 0,0001%
IV-3	8	Среднее течение р. Мал. Унгра	[57]	ПМ. Рассеянная вкрапленность молибдена в метадиоритах куртакского комплекса. Содержание Mo - до 1%
IV-3	9	Бассейн р. Лев. Унгра	[57]	ПГХО. В карбонат-кварцевых прожилках Mo - 0,003-0,005%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Вольфрам				
I-2	9	Левобережье р. Алдан	[94]	ПГХО. В биотитовых гранитах катаклизированных W - 0,005-0,1%, Mo - 0,003-0,5%
II-1	5	Бассейн руч. Подгорный	[94]	ПГХО. В окварцованных породах W - 0,002%
Олово				
I-1	6	Правобережье р. Амединчи	[94]	ПГХО. В гранитоидах Sn - 0,0015-0,003%
I-2	3	Левобережье р. Алдан	[94]	ПГХО. В гранитоидах Sn - 0,0008-0,0015%
Мышьяк				
I-1	1	Правый склон долины Буричэ	[94]	ПГХО. В окварцованных доломитах, кварцитах, гранитах As - 0,008-0,03%
I-1	2	Правый склон долины Буричэ	[94]	ПГХО. В окварцованных доломитах As - 0,005-0,01%
I-1	8	Правобережье р. Амединчи	[94]	ПГХО. В окварцованных гнейсах и кристаллических сланцах As - 0,005-0,01%
Благородные металлы				
Золото				
I-2	7	Р. Алдан	[19]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 3 км
I-3	2	Водораздел руч. Телентей и правого его притока	[84]	ВГХО. Площадь ореола - 7,5 м ² . Содержание золота - 5-10 фоновых
I-4	1	Р. Алдакай	[80]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 4,5 км
II-1	6	Р. Алдан, ниже руч. Семирек 2	[19]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 6,5 км
II-1	8	Руч. Семирек 1	[54]	П. Непромышленная россыпь золота
II-1	9	Семирек. Левобережье р. Алдан (приусыевая водораздельная часть ручьев Семирек 1 и 2)	[84]	ПМ. Глыба кварца с сульфидами. Содержание Au - 0,1-5,6 г/т
II-1	10	Руч. Семирек 2 (руч. Зловредный)	[54]	ШП. Единичные знаки, самородки. Протяженность - 1 км
II-1	12	Руч. Манматр	[54]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 3 км
II-2	1	Р. Алдан, ниже устья р. Барылах-Ологра	[84]	ШП. Протяженность - 3,5 км. В шлихах единичные знаки золота
II-3	1	Водораздел р. Алдакай	[80]	ВГХО. Площадь - 4 км ² . Содержание Au - 0,01-0,03 г/т, Ba - 0,05-0,2 г/т
II-4	1	Р. Синсирик	[80]	ШП. Единичные знаки золота
II-4	3	Левый склон р. Синсирик	[80]	ВГХО. Площадь - 2,4 км ² . Содержание Au - 0,001-0,01 г/т
III-1	1	Водораздел рр. Делинде-Безымянная	[85]	ПГХО. Площадь - 1,5 км ² . В пределах ореола развиты граниты катаклизированные (Au - 0,02 г/т), песчаники (Au - 0,002-0,02 г/т), диориты (Au - 0,03 г/т)
III-1	2	Водораздел рр. Алдан-Кускадай-Олонгра	[85]	ПГХО площадью 4,5 км ² , приуроченный к метагаббро с кварцевыми жилками мощностью до 20 см. Содержание Au - 0,005-0,05 г/т, в биотитовых гранито-гнейсах - 0,05 г/т
III-1	3	Водораздел руч. Безымянного и вышележащего левого притока (бассейн р. Алдан)	[85]	ПГХО. Площадь - 7,2 км ² . В пределах ореола развиты метадиориты куртаксского комплекса, в различной степени рассланцованые. Содержание Au - 0,02-0,5 г/т
III-1	4	Водораздел рек Алдан-Чея	[85]	ПГХО. Площадь - 4,0 км ² . Метадиориты и метагаббро куртаксского комплекса иногда окварцованные. Содержание Au - 0,005-0,02 г/т
III-2	1	Р. Кускадай-Олонгра (старое название - Бол. Олонгра)	[54]	ШП. Протяженность - 8 км. В шлихах единичные знаки золота
III-2	2	Левый приток р. Кускадай-руч. Буйный	[54]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 3,4 км
III-2	3	Бассейн р. Кускадай-Олонгра, в верхнем течении	[85]	ПГХО. Площадь - 1,8 км ² . В пределах ореола развиты метадиориты, плагиограниты катаклизированные. Содержание Au - 0,02 г/т
III-2	4	Бассейн р. Барылах Олонгра, верховье	[85]	ПГХО. Площадь - 1,5 км ² . Развиты метадиориты гранитизированные и полевошпат-карцевые образования, содержащие Au - 0,02 г/т
III-2	5	Водораздел р. Кускадай-	[85]	ПГХО. Площадь - 3,5 км ² . В пределах ореола

П р о д о л ж е н и е п р и л . 2

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		Олонгра-руч. Крутой, в верховье		опробованы метадиориты плагиогранитизированные, амфиболитизированные, содержащие Au - 0,02 г/т
III-4	2	Бассейн руч. Кривой-Теневой	[57]	ПГХО. Площадь - 4,5 км ² . В пределах ореола опробованы окварцованные, обожренные милониты с сульфидами в кварцевых прожилках, содержащих Au - 0,1 г/т, Ag - 0,0001-0,07%, Pb - 0,1-1,0%
III-4	5	Водораздел пр. Бурпала-Лев. Унгра	[57]	ПГХО. Площадь - 2,4 км ² . Опробованы песчаники, милониты с сульфидно-кварц-карбонатными прожилками, содержащие Au - 0,06-0,2 г/т
III-4	6	Правобережье р. Бурпала (среднее течение)	[57]	ПГХО площадью 1,0 км ² в кварцито-gneйсах катаклазированных с вкрапленностью пирита. Содержание Au - 0,1-0,2 г/т
III-4	7	Р. Левая Унгра	[54, 57]	ШП. Единичные знаки
III-4	9	Долина р. Правая Унгра, выше устья руч. Анабыл в 2 км	[57]	ПГХО. Площадь - 1,2 км ² . Метагаббро рассечены жилками кварцевого, сидерит-кварцевого состава с вкрапленностью пирита, гематита. Содержание Au - 0,003-1,0 г/т
III-4	10	Долина р. Анабыл, в приступьевской части	[57]	ПГХО. Площадь - 0,5 км ² . Милонитизированные мясо-красные граниты в коренных обнажениях. Содержание Au - 0,1 г/т (пробирный)
IV-1	1	Водораздел пр. Алдан-Мал. Олонгра	[84]	ПГХО Площадь - 2,8 км ² . В пределах ореола развиты метадиориты катаклазированные, амфиболизированные; габбронориты; биотитовые гнейсы, содержащие Au - 0,02-0,03 г/т
IV-1	2	Водораздел пр. Бол. Олонгра-Мал. Олонгра	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 6,0 км ² . В пределах ореола развиты габбро, амфиболовые кристаллические сланцы, биотитовые гнейсы, рудные амфиболиты, содержащие Au - 0,002-0,02 г/т, иногда Ag - до 0,7 г/т (в рудных амфиболитах), Cr, Ni - 0,1%
IV-1	3	Правый водораздел р. Чея	[84]	ПГХО. Площадь - 8,6 км ² . Чарнокиты олонгринского комплекса содержат Au - 0,02 г/т, Ag - 0,2 г/т, Cr - 0,15%, Ni - 0,1%
IV-1	4	Р. Бол. Олонгра	[54]	ШП. Протяженность - 18 км. Содержания знаковые даже в шурфах, пройденных в 1949-1950 гг. (по старым материалам идет как россыпь)
IV-1	6	Водораздел руч. Неричи-р. Алдан	[84]	ПГХО. Площадь - 6,4 км ² . В пределах ореола развиты чарнокиты олонгринского комплекса, биотитовые гнейсы, гранито-gneйсы
IV-1	10	Бассейн руч. Кедерки	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 2,2 км ² . В поле ореола развиты диориты, метадиориты, чарнокиты, кварц-полевошпатовые породы. Содержание Au - 0,002-0,3 г/т
IV-2	1	Правый водораздел р. Мал. Олонгра	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 2,5 км ² . Опробованы плагиограниты и метадиориты. Содержание Au - 0,02-0,07 г/т
IV-2	2	Водораздел руч. Попутный	[84]	ПГХО. Опробованы плагиограниты и метадиориты. Низкие содержания золота
IV-2	3	Водораздел руч. Попутный-р. Кускадай-Олонгра	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 4,0 км ² , в пределах ореола развиты метадиориты и метагаббро с жилками кварц-полевошпатового состава, амфиболизированные, иногда рассланцованые. Содержание Au - 0,02-0,05 г/т
IV-2	4	Р. Малая Олонгра	[84]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 3 км
IV-2	5	Левый водораздел р. Мал. Олонгра, напротив руч. Попутный	[84]	ПГХО. Площадь - 1 км ² . Развиты метадиориты рассланцованые, плагиограниты, чарнокиты. Содержание Au - 0,02-2 г/т
IV-2	6	Верховье р. Кускадай-Олонгра	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 6,6 км ² . В пределах ореола развиты метадиориты рассланцованые, габбродиориты, чарнокиты олонгринского комплекса. Содержание золота - 0,02-0,5 г/т
IV-2	7	Правый борт р. Малая Олонгра	[84]	ПМ. Опробованы обломки молочно-белого кварца лимонитизированного по трещинам.

П р о д о л ж е н и е п р и л . 2

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				Содержание Au - 1,0 г/т
IV-2	8	Руч. Боковой	[54]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 2 км
IV-2	9	Вершина Большой Олонгры	[54]	ШП. Единичные знаки
IV-2	10	Южный борт оз. Горного	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 1,5 км ² , опробованы метадиориты, диафториты оталькованные, хлоритизированные, пиритизированные, эпидотизированные и кварц-полевошпатовые породы. Содержание Au - 0,02-2,0 г/т
IV-3	1	Левобережье руч. Пастбищный	[84]	ПМ. Бластомилониты граносиенитового состава с кварцевыми прожилками и вкрапленностью сульфидов. Au - 0,05 г/т
IV-3	2	Водораздел руч. Пастбищный-р. Мал. Олонгра	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 5 км ² . Опробованы метадиориты гранитизированные и рассланцованные (ореол выделен по 17 сколовым пробам). Содержание Au - 0,02-3,0 г/т
IV-3	3	Р. Левая Унгра, приусտъевая часть с р. Средняя Унгра	[54]	ШП. Протяженность - 6,0 км. Золото знаковое. Единичные самородки до 2 г, известны проходки шурпов 1950 г. Поток приурочен к ледниковым отложениям. Мощность торфов - 9,5 м (по материалам [54] - россыпь)
IV-3	4	Р. Сред. Унгра, приустьевая часть	[54]	ШП. В шлихах единичные знаки золота. Протяженность - 2,8 км. Мощность торфов - 11,0 м
IV-3	5	Левый приток р. Лев. Унгра (ниже устья р. Мал. Унгра)	[54]	ШП. Протяженность - 1,5 км. Мощность торфов - 2,0 м. Золото знаковое (по материалам [54] - россыпь)
IV-3	6	Бассейн pp. Сред. и Лев. Унгра	[57, 84]	ПГХО площадью 12,0 км ² . Амфибол-плагиоклазовые кристаллосланцы, плагиограниты, катаклазиты по ним и кварц-хлорит-серicitовые сланцы с кварц-карбонатными, кварцевыми прожилками, иногда с вкрапленностью пирита и халькопирита. Содержание Au - 0,01-0,2 г/т. В отдельных пробах Ag - 4,6 г/т, Mo - 0,001-0,008%, Zn - 0,02-0,08%, Cr - 0,15%, Ni - 0,01%
IV-3	7	Правый борт р. Прав. Унгра	[57]	ПМ. Коренной выход расслоенных диоритов, рассеченный дайкой эгириновых сиенитов, содержащих зону выщелоченных катаклазитов с пиритом мощностью 1,0-3,6 м. В зоне наблюдается разнонаправленные прожилки баритового и карбонат-кварцевого состава. Содержание Au - 0,1 г/т
IV-3	10	Р. Лев. Унгра	[54, 57]	ШП. Протяженность - 8 км. Золото в шлихах знаковое
IV-3	11	Водораздел pp. Лев. и Сред. Унгра	[57]	ПГХО. Площадь - 3,0 км ² . Опробованы катаклазиты по кварц-полевошпатовым породам, андезитовые порфиры, окварцованные и карбонатизированные, амфибол-плагиоклазовые кристаллические сланцы с пиритом. Содержание Au - 0,1-0,27 г/т, в шлихах из делювия Au - 1-4 зн.
IV-3	12	Прав. склон долины р. Лев. Унгра	[57]	ПМ. Молочно-белый кварц с пиритом, халькопиритом, выщелоченные. Содержание Au - 0,005-0,2 г/т и до 0,3 г/т в метасоматитах, метадиоритах, биотитовых гнейсах
IV-4	1	Правый склон р. Анабыл	[56]	ПМ. Среди катаклазитов - глыбы кварца с амфиболом, пиритом, слабо гематитизированные и лимонитизированные. Содержание золота - 0,1 г/т
IV-4	2	Левый склон р. Правая Унгра	[56]	ПМ. Обломки кварц-полевошпатовых пород с жилками кварц-карбонатного состава. В экзоконтактах породы сульфидизированные. Содержание Au - 0,08 г/т
IV-4	3	Русло р. Правая Унгра	[57]	ПГХО. Площадь - 1,5 км ² . В пределах ореола развиты диориты и плагиоклазиты, рассеченные мелкими прожилками кварцевого и кварц-

П р о д о л ж е н и е п р и л . 2

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				карбонатного состава, мелкими тектоническими зонками (диафторитами). В жилах вкрапленность пирита и галенита. Содержание Au - 0,1-0,4 г/т, Pb - 0,2-0,7%
IV-4	4	Р. Правая Унгра (среднее течение)	[54]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 5 км
IV-4	5	Водораздел рр. Сред. Унгра-Прав. Унгра	[57]	ПГХО площадью 2 км ² . В пределах ореола опробованы диафториты и диафторированные породы, прорванные мелкими жилками кварц-карбонатного состава с вкрапленностью пирита и галенита. Содержание Au - 0,1-0,4 г/т, Pb - 0,1%. В отобранных шлихах знаки золота
IV-4	7	Правобережье руч. Соловий	[57]	ПМ. Кварцевая жила мощностью 5 м. Кварц серовато-белого цвета с окисленным и частично выщелоченным пиритом. Содержание Au - 0,003 г/т
<i>Серебро</i>				
IV-1	8	Водораздел рр. Алдан-Бол. Олонгра	[85]	ПГХО. Площадь - 2,8 км ² . В метадиоритах и метагабро чарнокитизированных, скарнированных Ag - до 0,2 г/т
<i>Платина и платиноиды</i>				
III-4	4	Бурпалинское. Бассейны руч. Теневой и Кривой	[57, 58, 59]	П. В расслоенной интрузии базитов - комплексное сульфидно-медно-никелевое оруденение. В разрезе интрузии 3 уровня сульфидных рудных тел. Рудные минералы: пирротин, пентландит, халькопирит, пирит, магнетит. Руды содержат минерализацию платиноидов (платина, палладий, родий, рутений). Проявление разбурено одиночными скважинами
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Оптические материалы				
<i>Кварц оптический и пьезоэлектрический</i>				
I-2	6	Правобережье р. Алдан	[82]	ПМ. Кварциты с жилами молочно-белого кварца, в котором пустоты выщелачивания выполнены горным хрусталем
I-2	8	Левобережье р. Алдан	[82]	П. Кварциты с жилами молочно-белого кварца, в котором пустоты выщелачивания выполнены горным хрусталем
I-2	10	Левобережье р. Алдан	[82]	ПМ. Кварциты, вмещающие кварцевую жилу. Кварц шестоватый
I-2	11	Левый склон руч. Телетей, правый приток р. Алдан	[82]	П. Среди кварцитов - жилы кварцевые. Кварц шестоватый, друзовидный. Размеры кристаллов - до 18x9 см
I-2	12	Левый склон руч. Телетей	[82]	ПМ. В гранитах россыпь шестоватого и массивного кварца
I-2	13	Водораздел руч. Телетей и р. Алдан	[82]	ПМ. Сильно гранитизированные и биотитовые гнейсы с жилами шестоватого кварца
I-2	14	Правый склон руч. Телетей	[82]	ПМ. Кварциты с жилами кварца, иногда полу-прозрачного. Размер кристаллов - до 10 см
I-2	15	Левый склон долины руч. Телетей	[82]	ПМ. Молочно-белый шестоватый кварц среди биотитовых гнейсов гранитизированных
I-3	1	Правый склон долины Алдана	[82]	П. Кварцевая жила в кварцитах. Кварц друзовидный, мутный
Химическое сырье				
<i>Флюорит (флюс)</i>				
I-1	3	Левобережье р. Буричэ	[94]	ПМ. Кварц-флюоритовые жилы в доломитах
I-1	7	Левобережье р. Амедичи	[94]	ПМ. Кварц-флюоритовые жилы в доломитах
I-2	2	Базисное. Водораздел рр. Алдан-Амедичи	[94]	П. Жилы и линзы кварц-флюоритового, флюоритового состава в доломитах
Горнотехническое сырье				
<i>Графит</i>				
III-4	8	Правобережье р. Хончегра	[57]	ПМ. Среди кварцитов и амфибол-биотитовых гнейсов - прослои графит-плахиоклазовых кристаллических сланцев, содержание в них графита - 25-40%

Окончание прил. 2

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-4	6	Верховые руч. Анабыл	[58]	П. В амфибол-кварц-плагиоклазовых, кварц-плагиоклазовых породах вкрапленность графита - от 2 до 10%, в плагиоклазитах - 10-50%
Поделочные камни				
<i>Кварцит</i>				
II-1	3	Правобережье руч. Подгорный	[94]	П. Кварциты с красивой окраской зеленых, голубых тонов, полосчатым и пятнистым рисунками

Электронное научное издание

Кардаш Е. А.

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

Издание второе

Серия Алданская

Лист О-51-XXVIII (оз. Большое)

Объяснительная записка

Редактор, корректор *A. A. Ситчихина*

Технический редактор, компьютерная верстка *E. A. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2019. Тираж 50 дисков. Объем 100 Мб
Зак. 41815500

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru