

**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
(Госкомгеологии РС(Я))

Государственное горно-геологическое предприятие «Южякутгеология»
(ГТГП «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(084.3М200)(571.56-13)«2002»
ББК 26
Г72

Автор
Е. А. Кардаш

Редактор *А. М. Сафонов*

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

Г72 **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, Роснедра, Госкомгеологии РС(Я), ГГГП «Южякутгеология». – 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**

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(084.3М200)(571.56-13)«2002»
ББК 26

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 27 мая 2003 г.

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

© Роснедра, 2019
© ГГГП «Южякутгеология», 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. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полез- ных ископаемых листа О-51-XXVIII Государственной геологической карты Российской Феде- рации масштаба 1 : 200 000</i>	<i>116</i>
<i>Приложение 2. Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных иско- паемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных гео- химических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа О-51-XXVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000</i>	<i>117</i>

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. Амедици, 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 Амедици, 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. Амедици, Унгра, Бол. Олонгра. Наиболее крупной из них является р. Амедици. По рекам Алдан, Амедици 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 Амедици 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 обычен 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, Амедици, 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 стланика, 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 космofотоснимки 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 подготавливался 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 сколового 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. Сколовое опробование проводилось в ходе геологосъемочных маршрутов, преимущественно через 250–300 м.

Все виды работ по ГДП выполнены коллективом Верхне-Алданского отряда ГГП «Юж-якутгеология». Контрольно-увязочные, 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 каменно-угольного месторождения и Бурпалинского ультрабазит-базитового массива. Помимо геологосъемочных и поисковых работ здесь в значительном объеме проводились научно-исследовательские и тематические работы.

При проведении аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 (Серкин Н. Н., 1958) на левобережье р. Амедичи 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 электроразведочная 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 несостоятельность предположения о наличии в разрезе сверхмощного пласта. В разрезе насчитывается 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 C_1+C_2 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 C_1 составили 92,1 млн т, забалансовые – 6,2 млн т. Угли обеих 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 Унгринский гравитационные минимумы, происхождение которых объяснялось блоковой тектоникой кристаллического фундамента. В 1962 г. в целях изучения строения рельефа кристаллического фундамента и определения мощности мезозойских отложений Локучакинской электроразведочной 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 (Роголев 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. Амедичи (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 (Кичул В. И. и др., 1964). В результате исследований установлено, что докембрийские образования разделяются на три комплекса: верхнеалданская свита иенгской серии, унгринский комплекс и образования типа субганского комплекса. Дано расчленение гранитоидов на возрастные и генетические типы, определено их место в сложной геологической истории древнего докембрия 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 вкрест, так и по простиранию. 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. Унгры Многовершинной партией ЮЯКЭ были проведены поисково-съёмочные 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-молибденурановая 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 Надвиговой (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 формации расслоенных ультраосновных-основных интрузий. Массив является потенциально никеленосным.

В этом же районе 1979–1980 гг. ГФЭ № 6 ЯПГО [89] на Бурпалинском массиве проводит аэромагнитную съёмку масштаба 1 : 50 000 и наземные комплексные геофизические исследования. На участке Теневой проведено районирование полей и сделана разбровка 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 вкрапленных и густо вкрапленных пирротиновых руд с содержанием Ni – 0,1–0,5 %. Даны рекомендации к их проверке бурением.

В 1981–1983 гг. на участке Теневой ЮЯКЭ проводит 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 съёмки 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 беркакитской свит.

В 1978–1983 и 1986–1988 гг. Амедичинской 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 моноэлементных и полуэлементных геохимических карт по видам опробования и сводная геохимическая карта. Детальные поисковые работы велись на трех участках: Семирик (золото-вольфрамовое рудопроявление), Теневой (сульфидно-медно-никелевое рудопроявление 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. Беркакитская 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 пласты, несущие платинометалльное оруденение, подсчитаны прогнозные ресурсы по категории P_1 и P_2 .

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 в 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 проводит 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 P_2 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 Амедичинский и Нимныро-Мелемкёнский блоки. По геофизическим данным выделена субмеридиональная Амедичинская зеленокаменная структура и участки преимущественного развития метабазитов, с которыми связываются перспективы на золотое оруденение.

В 1986–1991 гг. Амедичинским 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 $P_1+P_2+P_3$ в количестве 752 млн т, выявлены флюоритовая и графитовая

минерализация. Подсчитанные прогнозные ресурсы флюорита по категории P_2+P_3 составили 8,5 млн т, графита по категории P_3 – 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–ГТП «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), олёкминский 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 ГТП «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 проводит поисковые работы ГТП «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 пласты весьма тонкие и тонкие, невыдержанные, пласты K_{33} и B_6 в северо-восточной части площади минимума относительно выдержанные, средние по мощности. Мощные угольные пласты при проведении поисковых работ не выявлены. Угли марок К и ОС. Прогнозные ресурсы углей составили по категории P_2 – 155,7 млн т, по категории P_3 – 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 ЭОНОТЕМА

Чугинская толща (AR₂ĉg). 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 диопсидсодержащих 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, фельдшпатизации. В целом же по специфическому литологическому набору пород они достаточно уверенно могут быть отнесены к бурпалинской (чугинской) толще. Они слагают изометричный в плане блок на междуречье Правой илевой 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 фельдшпатизации, несколько затусевывается.

Состав пород довольно однообразен. Обычно это амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы. Последние зеленовато-серого цвета с черными пятнами и полосами реликтового амфибола, 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 амфибола породы. Состав: буро-зеленая роговая обманка – 7 %, плагиоклаз-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+серицит).

Изредка в разрезе отмечаются линзовидные, часто будинированные прослои ортоамфиболитов черных крупнозернистых пятнистых (белые каемки полевых шпатов облекают каждое зерно амфибола). 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 специфическому 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 порфиобластовую 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 (AR₂am). К амедицинской серии с большой долей условности отнесены выходы амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов и кристаллосланцев, которые рассматривались в сагарской толщ (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 их диафторированными 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 толщ, в которой наряду с мелкозернистыми амфиболовыми кристаллосланцами, иногда с гранатом, присутствуют гранат-биотитовые, биотитовые микрогнейсы, иногда с силлиманитом.

Таблица 1

Минералогический состав пород чугунской толщи (вес. %)

№ п/п	Название пород	№ шли-фов	Собственно породообразующие									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 балаланахские сланцы диагностируются как оливиновые толлиты.

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

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

Под микроскопом биотитовые гнейсы имеют бластокатакlastическую, 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 давленные реликты сосюритизированного плагиоклаза (до 5–7 %) и роговой обманки (единичные зерна). В экзоконтакте с гранитами отмечаются порфиروبласты андалузита и фибролита (до 1–2 %). Акцессорные 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 %. Акцессорные минералы: сфен – 1 %, магнетит – 2 %, апатит – 1–2 %.

Мощность образований амедичинской толщи более 100 м.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Ярогинская серия (PR¹jar). Породы ярогинской 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. Амедичи на границе с Южно-Якутским каменноугольным бассейном. Впервые эти породы были закартированы здесь Л. М. Реутовым и включены в состав амедичинской серии верхнего архея. Такой же точки зрения придерживались и геологи, проводившие ГС-50 [85, 86], которые также включали их в разрез амедичинской серии верхнего архея в составе кыллахской и бурывчанской свит.

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

Выходы пород ярогинской серии в виде узких тектонических пластин, часто перекрытых платформенными отложениями венда, юры или четвертичными образованиями в долине р. Амедичи 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. Амедичи (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 невыдержанные по простиранию прослои слюдяных, иногда с силлиманитом, андалузитом, гранатом, кордиеритом, серицитом тектоносланцев и гематитовых кварцитов. В отдельных сечениях отмечены тела metabазальтов. Встречаются также гематитовые кварциты с прослоями гематитовых руд. Но крайняя невыдержанность по простиранию 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 ярогинской серии прослежена вдоль западной границы зоны Реутова в бассейне притоков р. Амедици – кл. Подгорного, Тихого и Буричэ, шириной до 15 км.

В пределах листа, по данным С. П. Харитонova [94], нижняя часть свиты представлена преимущественно диопсидовыми разновидностями гнейсов и кристаллосланцев, в средней части – преимущественно кварцито-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. Ярогу.

На данной площади выделяется два выхода бурывчанской свиты:

1. На левобережье р. Алдан меридиональный тектонический клин пород ярогинской 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 metabазальтов, 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, скаполит-гематит-мусковитовые и др.

В таблице 2 приведена краткая характеристика пород ярогинской серии.

В таблице 3 приведены результаты химических анализов по породам ярогинской 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_3 и общего железа.

По магнитной восприимчивости породы ярогинской 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)_а и графиках (ΔT)_а, выходы свиты картируются по изрезанному интенсивному положительному полю с отдельными аномалиями до 20 000 нТл над рудами и магнетит-гематитовыми кварцитами. Плотность пород ярогинской 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 metabазальтов – 2,92 г/см³. Повышенное 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 повышенные значения Cu, Ni, редко – Cr, Mo. Кроме того, в метасоматитах и метасоматически измененных карбонатных породах отмечаются 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 ярогинской 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, микрокварциты	Псаммитовая, гравийнопсаммитовая с регенерационным, регенерационно-поровым типом цемента; бластопсаммитовая, лепидогранобластовая, порфиропойкилобластовая	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-двуслудяной, андалузитовый, кварц-гематитовый	2320/1, 2380, 2382, 2384/1, 3297/1, 5236, 5236/1
3	Метаалевропелиты, узловатые микрокварцито-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%, тремолит - 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 микро-нематогранобластовой, лепидонематобластовой основной тканью	Массивная, миндалекаменная	Порфиновые выделения: плагиоклаз - 5-10%, оливин - 0-5%, авгит - 0-3%. Основная ткань: амфибол - 25-55%, плагиоклаз - 20-40%, биотит - 0-30%, рудный - 0-2%, сфен - 1-3%, миндали кварца с турмалином - 0-30%	1283, 2199/3, 7317, 7317/1, 5236/2, 1967/2

Таблица 3

Химический состав пород ярогинской 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

Примечания. * – анализы Амедицинского 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; T-2-3 – пирротин-флогопитовая метасоматическая порода с реликтами карбоната; T-2-38 – мрамор с серицитом, тремолитом, апатитом; T-5-5 – пирротин-карбонат-флогопит-амфиболовый метасоматит; T-6-25 – мрамор с лимонитом, кварцем, апатитом; T-8-4 – мрамор, метасоматически изменен (с гематитом, флогопитом, флюоритом); T-8-33 – мрамор (катаклазирован с пятнами пирротин-флюорит, мусковит-амфиболовым метасоматитами).

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМЫ

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Порохтахская серия (V–Є₁pr). Морские, преимущественно карбонатные, отложения вендско–раннекембрийского возраста встречаются только в северной части листа.

По своему структурному положению отложения порохтахской 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 невыдержанными 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 приустьевой части руч. Подгорный и 9 м на правом склоне долины руч. Телетей. Далее в южном направлении отложения венда–нижнего кембрия полностью выклиниваются.

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

– песчаники полевошпат-кварцевые среднезернистые неяснослоистые	2–3 м
– песчаники полимиктовые мелкозернистые желтовато-серые серицитизированные	1–3 м
– доломиты алевролитистые буровато-серые окремненные слабо гематитизированные	10 м
– доломиты карбонатизированные буровато-светло-серые	10 м
– доломиты серые окремненные (окварцованные) с прослоями 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 песчаных, 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 %). Акцессорные 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 – разномасштабный кварцевый песчаник или песчаный 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). Песчаные доломиты содержат примесь терригенного материала алевролитовой и песчаной размерности до 25 % и приурочены к низам толщи. Залегают в виде маломощных прослоев, невыдержанных по простиранию, 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 окварцованных 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 сцементированных халцедоном.

На АФС площади выходов порохтавской серии резко выделяются темным фототонном, 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 ЭОНОТЕМА

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, беркакитская 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 – алевролитово-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. Беркакитская свита обогащена тонкозернистыми породами, но в меньшем количестве, чем дурайская. Основу ее разреза составляют песчаники мелкозернистые, содержащие

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

Общая мощность юрских отложений изменяется от 800–900 м в междуречье Амедици–Алдан до более 3 300 м – в междуречьелевой 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 залегающих пластов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Юхтинская свита (*J.juh*). 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 перекрывается более молодыми отложениями дурайской свиты. Свита представляет собой выдержанный 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 разнородных неотсортированных песчаников с маломощными прослоями и линзами гравелитов. Выше залегает алевроито-песчановая 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 песчановая толща мощностью до 120 м. Она представлена преимущественно мелкозернистыми песчаниками, в разной степени насыщенными алевроитовым или среднезернистым песчаным материалом. Песчаники как крапчатые, так и лишенные этого характерного для отложений юхтинской свиты литологического признака. В разрезе песчановой 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 алевролитово-песчаниками, песчаниками алевроитовыми и алевролитами характерного бурого 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-алевроитовым 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 выдержанным.

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 составляет 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 – разнотерный 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 разнотерных 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 эффузивами, алевролитами. Заполнителем служит кварцевый песчаный материал со смешанным цементом: обычно пленочно-поровый 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 атрита. 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 эффузивы. Акцессорные минералы весьма немногочисленны (от единичных зерен до 2 %), представлены цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом – в нижней части свиты, выше к ним добавляются турмалин, гранат, эпидот. В целом они составляют турмалин-apatит-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 контактовый, 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 – кристаллическо-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. Наблюдается 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 контактовый, 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 сглаженные 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 сглаженного 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 поздне триасовый–раннеюрский возраст определенно указывают *Annulariopsis microphylla* Vas., *Neocalamites* sp., *Phlebopteris* 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 Амедици–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 гравелитистыми 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 прослоями глинисто-алевритовых пород. Среднезернистые песчаники в составе пачки отличаются невыдержанностью по простираанию и выклиниваются в пределах нескольких десятков метров. Выше залегает 140-метровый горизонт, сложенный мощными пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями углей. Угленосность толщи увеличивается вверх по разрезу и верхняя 70-метровая пачка включает невыдержанные, расщепляющиеся угольные пласты 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 прослоями 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 пласты Д₅ и Д₁₉, 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 пласты. Для пород дурайской свиты обычны пологоволнистая, косоволнистая и мелкая косая типы слоистости, по плоскостям наложения – 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 пласты Д₁₁, Д₁₅ и Д₁₉. 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 Д₁₉) 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 углевымещающих 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 составляют 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 алевролитовые, тонкозернистые, алевролитопесчаники). 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, эффузивами 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-apatит-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 от отдельных обломков до 10 %, размер частиц – 0,1–0,5 мм [96]. Цемент в песчаниках – 15–20 %, в отдельных случаях до 35 %. По типу он поровый, контактовый, иногда пленочный и базальный, по составу – глинисто-гидрослюдистый, кремнисто-серицитовый, 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. Цемент 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 стекляннм, 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 фюзенизированных 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 осыпи 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. Гравелитистые 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 большей части дурайской свиты характерен более темный тонкополосчатый или крапчатый фототон. Часто наблюдаются верховые болота. Угольные пласты 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 встречаемых 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 среднеюрским папоротникам, однако со значительной примесью позднеюрских форм. Отмечается большое разнообразие видового состава папоротников родов *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia*, обилие чекановских, гинговых 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 «Гынахын-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, беркакитской и нерюнгриканской свитами, залегающими между собой согласно и по надвику 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 составляют до 8 % объема свиты и встречаются по всему разрезу в виде линз или маломощных прослоев. Пласты кабактинских песчаников имеют мощность до 40–60 м. Они хорошо выдержаны по простираанию. 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 углепроявления, 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 1110 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 пласты 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 пласты K_{13} – K_{17} [96]. Пласты 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 алевролитовых 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 пласты угля связаны с верхними частями ритмов мощностью около 110–160 м.

Кабактинским отложениям характерны внутриформационные размывы, 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 пласты K₈–K₉, K₁₁–K₁₃, K₂₄–K₂₅. 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 темно-вато-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 эффузивами, кварц-хлоритовыми сланцами. В песчаниках нижнекабактинской подсвиты отмечен пирокластический материал (до 10 %) [96]. Акцессорные минералы: сфен, гранат, эпидот, циркон, слюды, также встречаются апатит, лейкоксен, ильменит. Комплекс акцессорных минералов (эпидот–гранат–сфен) является корреляционным признаком для верхнеюрских отложений [4, 17]. Аутигенными являются хлорит, лейкоксен, реже – кварц, редко – цеолит. Цементов 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-ломонтиновый и ломонтитовый.

Алевролиты обычно темно-серого цвета с пологоволнистой и горизонтальной, реже волнистой и мелкой косою 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 параллелепипеидальная. 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 песчанников, а растительность редкая и представлена ягелем, стланиками, сосной, реже – лиственницей. Отсутствуют верховые болота.

На АФС в районах расчлененного рельефа отложения свиты характеризуются светлым фототонном и грубополосчатым фоторисунком, то есть сравнительно редким чередованием относительно широких светлых полос (мощные песчаниковые пачки) с узкими темными полосками (алевритовые пачки с приуроченными к ним угольными пластами). В районах с пологоувалистым 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 родов *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Elatocladus*, *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., *Brachyphyllum* sp. (р. 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* Krysh. [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_3br). 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 алевролитно-песчаниковая 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 грубозернистые песчаники встречаются по всему разрезу свиты. В ее основании на водоразделах между руч. Хоктоkit, р. Алдакай и истоками р. Амнунначи в толще мелко-среднезернистых песчаников залегают многочисленные пласты и прослои гравелитов (дресвяников) и крупнозернистых песчаников, изредка – мелкогалечных конгломератов и песчаников алевролитовых. 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 алевролитовых 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 пласты. 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 углепроявлений 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 углепроявлений. 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 составляют 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 – алевроитовыми. Песчаники беркакитской 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 плагиоклазы), 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 эффузивами. Акцессорные минералы: циркон, апатит, гранат, сфен, биотит, монацит, рутил, магнетит, зеленая роговая обманка, ортит. Цемент обычно 5–10 %, по типу он поровый, пленочный, реже – соприкосновения, по составу – гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, кремнисто-гидрослюдистый, по структуре – тонкоагрегатный. Нередко встречаются песчаники с поровым ломонитовым 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 составляют до 2 % объема беркакитской свиты, образуя многочисленные невыдержанные пласты, 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.

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

Возраст беркакитской 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., *Elatocladus* sp. [83].

Нерюнгриканская свита (J_3nr). Отложения, завершающие разрез мезозойского комплекса, распространены ограниченно в междуречье Синсирик–Прав. Унгра. Они согласно залегают на отложениях беркакитской свиты, слагая ядро Унгринской синклинали, и представлены переслаиванием пачек песчаников (от крупно- до мелкозернистых) и гравелитов. Тонкозернистые породы, вмещающие угольные пласты, 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 нерюнгриканской свиты достигает 525 м [83]. Этим отложениям свойственен очень невыдержанный гранулометрический состав. Породы нередко разномзернистые 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 прослоями крупнозернистых и гравелитов, с тенденцией погрубения 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 – эффузивами и метаморфическими породами. Акцессорные 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. Цемент в алевролитах – 10–30 %, он базального типа, гидрослюдисто-хлоритовый тонкочешуйчатый.

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

На фотоснимках граница между беркакитской и нерюнгриканской свитами хорошо дешифрируется благодаря характерному светло-серому крапчатому фототону, присущему мощным песчаным 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 хвощовых 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., *Butefia* 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 беркакитской 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 размывы, 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 ЭРАТЕМА

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–олигоцен.

ЭОЦЕН

Унгринская свита (αP_2un). 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 ледниковыми 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 Амедици, 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, гальки архейских пород, лимонитизированные с поверхности, порой разрушенные, вмещаемые 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, вмещаемых 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, вмещаемых песком. Песок разнотернистый (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), гальки – юрскими песчаниками и алевролитами, иногда «лакированными». Ритмичность обусловлена более крупными валунами. Мощность ритмов 0,85–1,15 м. Внутри ритмов отмечаются микроритмы мощностью 0,1–0,3 м. Нижняя часть слоя пересыпана валунно-галечным материалом на 3–4 м.....6–7 м

4. Конгломераты слабо литифицированные – гальки юрских и архейских пород, плотно сцементированные дресвой алевролитов и углистым веществом. В конгломератах наблюдается ритмичность осадконакопления, обусловленная наличием слоев, 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. Механошиним 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*, реликтивно 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. Чей и Кедерей в интервале абсолютных высот 880–1 000 м, относительные высоты над дном долины Алдана составляют 90 м.

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

1. Почвенно-растительный слой.....	0,03 м
2. Уплотненные, угловатые и полуокатанные обломки архейских пород (примерно 60–70 %), вмещаемые 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

Мандыгайская свита ($LplNmn$) 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. Мандыгай (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, алевроита 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 алевроитов 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 мандыгайскую свиту лимний, палюстрий голоцена и нерасчлененные склоновые отложения.

Аллювиальные нерасчлененные отложения (aN?) предположительно неогенового возраста установлены в долине р. Алдан в приустьевой части ручьев Семирик 1 и 2 на абсолютных отметках 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. Семирик по данным ВЭЗ 10–15 м.

Разрез отложений палинологически не изучен. Древность их всегда подчеркивалась предшественниками. Отложения сопоставимы с аллювием пятой и шестой надпойменных террас рек Алдана и Олёкмы, датируемых неоген–эоплейстоценом, что позволяет с долей условности отнести 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 гляциальными, гляциофлювиальными, аллювиальными отложениями.

Среднее звено

Тазовский горизонт. *Аллювиальные отложения (aQ_{III}; a⁴litz*)* горизонта слагают четвертую надпойменную террасу р. Алдан высотой 49–55 м над урезом воды, располагающуюся на абсолютных высотах 1 018 м в приустьевой части руч. Чая. 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 дрсевой, редко – хорошо окатанной галькой, угловатыми обломками, с незначительной примесью глины	0,12 м
4. Супесь с дрсевой, с хорошо окатанными обломками	0,13 м
5. Песок разнотернистый 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 отложений как тазовское.

Мощность аллювия предположительно больше 10 м.

Гляциальные отложения (gQ_{III}; glitz) установлены в южной и юго-восточной части территории 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 гляциальных отложений до 15–25 м [57].

Верхнее звено

Сюда входят аллювиальные отложения казанцевского межледниковья, 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* ($\alpha^3\text{III}kz$) 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* ($gl\text{III}mr$) 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. Валун 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 подпруживают 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 отломами, 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 гравелитистую смесь.

Муруктинский–каргинский горизонты. Отложения горизонтов слагают *гляциофлювиальную* (fQ_{III} ; $flllmr-kr$) и *вторую аллювиальную* ($a^2lllmr-kr$) *террасы* рек Лев. и Прав. Унгра, Бол. 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 межледниковья.

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. Унгре. Эти террасы в бассейне Унгры имеют двухъярусное строение. Но существует мнение В. А. Клишейко, 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 разнoзернистый глинистый желтовато-серого цвета	0,2–0,5 м
3. Валунy размерoм до 30 см и галька средней окатанности с примесью песка разнoзернистого глинистого желтовато-серого	0,5–1,5 м
4. Валунy размерoм до 0,8 м, галька и гравий средней окатанности с примесью песка разнoзернистого глинистого желтовато-серого и с линзами песка гравелитистого серого грубoзернистого	1,5–4,5 м
5. Валунy размерoм до 30 см, галька и гравий хорошей окатанности с примесью песка разнoзернистого 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 разнoзернистого буровато-серого со следами слоистости.....	0,5–1,7 м
4. Валунy размерoм до 30 см, галька и гравий средней и хорошей окатанности, с примесью разнoзернистого песка буровато-серого цвета, с линзами мощностью до 20 см, протяженностью до 2–3 м среднoзернистых и гравелитистых песков, содержащих илистые частицы. Уплотненные валунy 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. Валунy размерoм до 20–30 см и галька хорошей окатанности с примесью песка разнoзернистого хорошо отмытого	4,6–6,2 м

Мощность разреза 7,0–13,2 м.

Практически аналогичные разрезы наблюдаются и по Лев. Унгре.

Муруктинско–каргинские гляциофлювиальные отложения изучены в долине р. Алдан, в приустьевой части р. Бол. 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 стадияльных 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 (gllsr)* 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. Валунны 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^{pt}III₃–Н)*, 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. Чейя [85] представлен (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,1 м
2. Супесь бурая, буровато-желтая с прослоями 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 прослоями 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 разномерный с дресвой (5 %), галькой (10–15 %)	0,8 м
10. Песок желтовато-серый с илито-глинистыми включениями, с мелкой галькой и с реликтами корневой системы растений	0,45 м
11. Песок серовато-желтый разномерный с галькой (20 %)	0,45 м
12. Песок темно-серый разномерный 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 косою слоистостью	0,4 м
4. Песок среднезернистый желто-коричневый	0,02 м
5. Галька и гравий осадочных пород (75 %) с заполнителем из разномерного песка	0,33 м
6. Валунно-галечные отложения с заполнителем из разномерного песка. Каменный материал представлен осадочными и метаморфическими породами	2,0 м
7. Несортированные валуны, глыбы, галька, гравий осадочных и метаморфических пород, цементированные супесью серого цвета; каменность – 80 %	0,8 м

Общая мощность по разрезу 4,0 м.

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

По рекам Лев., Сред., Прав. Унгры 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. Унгры первая надпойменная терраса имеет следующий обобщенный разрез:

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

Мощность отложений 2,65–4,4 м.

По мере удаления от конечных морен разномерный 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 – разномерный, желтовато-серый со следами косою слоистости	0,25–0,45 м
3. Галька и гравий хорошей окатанности с примесью серого разномерного песка с включениями отдельных валунов	0,4–0,6 м
4. Валунный размер 0,4 м, галька и гравий хорошей окатанности с примесью песка разномерного 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 подразделу относятся *аллювиальные отложения русла, поймы и первая надпойменная терраса* ($\alpha^{p+1}Q_{III-H}$; $\alpha^{p+1}III_4-H$) долины р. Алдан и *гляциофлювиальные отложения* (fQ_{III-H} ; $fIII_4-H$) рр. Прав., Сред. и Лев. Унгры у южной границы листа.

Разрез аллювия пойменной и старичной 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 слоями углефицированного вещества мощностью до 1,0 см. Выше их – суглинки содержат многочисленные слои 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 песчаная 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_n ; l, plH) развиты в вершине р. Буричэ, в долине р. Алдан и его притоков на площадках первой и второй надпойменных террас, реже – склонов, на участках спущенных или заболоченных озер, подпруженных 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 полей (gQ_n ; 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

Интрузивные и метаморфические образования составляют большую часть территории листа. Среди них наиболее распространены докембрийские метаморфогенные и ультраметагенные образования. Интрузивные образования составляют незначительную часть площади и имеют возрастной интервал от докембрия до мезозоя.

РАННЕАРХЕЙСКИЕ–РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ, УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннеархейские–раннепротерозойские метаморфогенные, ультраметагенные и интрузивные образования составляют 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 интрузивные образования позднеархейского и протерозойского возраста. Ранне-среднеархейские метаморфогенные образования представлены куртахским комплексом, позднеархейские – олонгринским комплексом, позднеархейские–раннепротерозойские – неритинским комплексом. Ультраметагенные образования представлены алдано-чугинским комплексом. В качестве интрузивных выделяются позднеархейский бурпалинский метагаббро-диоритовый комплекс, раннепротерозойские верхнечугинский метадолеритовый, каменковский лейкогранитовый, сектолачинский умереннощелочной, куранахский метадолеритовый, амедичи-курмуканский монцодиоритовый и торский долеритовый комплексы.

Куртахский комплекс метаанортозит-габбровый ($v\delta; v; vAR_{1-2}k$). Породами куртахского 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 Амедичи–Алдан–Мал. Олонгра–Кускадай–Олонгра–Синсирик характерно преобладание в разрезах лейкократовых метадiorитов 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 метадiorитов, но они не играют существенной роли.

Совершенно другой тип разрезов в поясе развития чарнокитоидов. Он характеризуется довольно частым чередованием пород олонгринского эндербит-чарнокитового комплекса и в разной степени переработанными породами куртахского 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 куртахского 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 куртахского 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 куртахского комплекса, обусловлена наложенными процессами: степенью проявления зеленосланцевого диафтореза, плагио- и плагиомикроклиновой гранитизации, количеством и составом эндербит-чарнокитовых тел с широкими ореолами амфиболитизации, биотитизации по уже диафторированным метадiorитам. 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 метагбро, метадiorитов и метаплагиогранитов, причем, первые являлись «матрицей», на которую накладывались все последующие процессы.

В пределах комплекса выделяются две группы пород: основные (нориты, габбронориты, 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 минералогический 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 линзовидных 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-цоизитом, 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 калиевых и фемических минералов и формированием пород со своими структурно-текстурными построениями.

Максимальные преобразования прошли в зоне развития пород эндербит-чарнокитового комплекса. Здесь в породах куртахского 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, вроски 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. Наблюдается также псевдоморфная структура, обусловленная практически полным замещением первичных минералов криптокристаллическим агрегатом низкотемпературных минералов зеленосланцевой фации. Структуры и текстуры пород куртахского 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.

Акцессорные 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+apatит+циркон+плагиоклаз+пироксены → кварц II+рудный II+apatит 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-цоизитом, 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 куртахского 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, метадiorитами, образуя то маломощные зоны послойных мигматитов, то обширные зоны повышенной плагиогранитизации, где метадiorиты 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 метадiorитах 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 куртахского комплекса (вес. %)

№ п/п	№ пробы	Название пород	Химический анализ													
			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.	Сумма
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 куртахского комплекса

№ п/п	№ пробы	Важнейшие петрохимические коэффициенты						Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
		$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}},$ вес. %	$\frac{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})}{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})},$ вес. %	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{TiO}_2}{\text{вес. \%}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{вес. \%}}$	$\frac{\text{Na}_2\text{O}}{\text{K}_2\text{O}},$ вес. %	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3},$ мол. кол.	s	a	c	b	a'	c'	f	m'	n'	n	t	fl	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: сосюритизированный плагиоклаз (40–61 %), кварц (33–45 %) и примесь аксессуаров в единичных зернах, редко до 1 % рудного минерала и апатита. Кроме перечисленных минералов, встречаются изъеденные реликты метадiorитов, 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 куртахскому комплексу с некоторой долей условности отнесены дайки ультраосновных пород, развитых, в основном, в южной части листа.

Ультраосновные и основные породы, слагающие дайки куртахского 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 претерпевают 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 (орто- и клинопироксен, роговая обманка, редко – оливин) аналогичны описанным выше. Плагиоклаз короткостолбчатый, представлен лабрадором и битовнитом, часто сильно замещается криптокристаллическим агрегатом цоизита. Из аксессуарных минералов, кроме титаномagnetита, апатита и граната, отмечаются циркон, сфен.

Олонгринский эндербит-чарнокитовый комплекс (е \checkmark AR₂O). К олонгринскому 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 метадiorитами 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. По-видимому, они являются метаморфогенно-метасоматическими образованиями.

Породы олонгринского 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 куртахского 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 габброноритах наблюдается более выраженный идиоморфизм плагиоклаза относительно фемических минералов – диоритовая структура; отмечаются включения идиоморфных зерен ранней генерации в ксеноморфных минералах второй генерации – пойкилоофитовая структура; выполнение интерстиций между зернами плагиоклаза 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 средне-крупнозернистым 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, габброноритами. Все это наиболее характерно для кварцевых диоритов, где на фоне массивной основной ткани с магматическими структурами, наблюдается метасоматическое замещение кварцем, более кислым плагиоклазом, 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 порфиробласты. Новообразованные минералы ориентированы в одном направлении, что придает породе гнейсовидную текстуру, в то время как раннеобразованные минералы сохраняют изометричную форму и разную ориентировку. Основными породобразующими 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 породобразующих 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 ассимилированные ксенолиты метадiorитов. Содержание плагиоклаза устойчиво во всех разновидностях, кроме чарнокитов, где оно снижается за счет появления калишпатов. Акцессорные минералы представлены апатитом, титаномagnetитом, 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 пойкилитовыми структурами. Минералогический состав однообразен: представлен микропертитом с небольшой примесью щелочного (эгирин, эгирин-авгит), реже – моноклинного (диопсид), ромбического (гиперстен) пироксенов и рудного минерала. Акцессории представлены апатитом и цирконом. Порода в разной степени замещается альбитом, который в виде каемки развивается вокруг микропертита. Кроме того, наблюдается развитие мелкозернистого агрегата биотита, волокнистого амфибола, эпидота, серицита вокруг зерен пироксенов, нередко образующих агрегаты радиально-лучистого и зонального строения с последовательностью амфибол-биотит-эпидот-серицит.

Плагиоклаз двух генераций: магматический и метасоматический. Калишпат наблюдается в нескольких генерациях. Наиболее ранний встречается в диоритах и кварцевых диоритах, имеет по отношению к плагиоклазу 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 вростками ранее образованных пироксенов и плагиоклаза. Калишпат II наблюдается в виде антипертитовых вростков в мета-

соматическом плагиоклазе – мелкие зерна неправильно-призматической формы, размером 0,1–0,3 мм, не содержит двойников. Наиболее поздний метасоматический микроклин содержит веретенообразные пертитовые вроски и наблюдается в чарнокитах в виде зерен неправильной формы с характерными микроклиновыми двойниками, разьедает и замещает все минералы. В мангеритах калишпат представлен микропертитом, который образует неправильные призматические зерна, размером 0,5–3,0 мм, состоящие из тонкого сростания калишпата и альбита.

Кварц в чарнокитоидах встречается в двух генерациях: магматический в кварцевых диоритах в виде изоморфных зерен, выполняющих промежутки между плагиоклазом, 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 разьедает ранее образованные (магматические минералы).

Пироксены наблюдаются в двух генерациях. Пироксен первой генерации представлен мелкими (0,3–0,5 мм) идиоморфными зернами, образующими включения в плагиоклазе и пироксенах более поздних генераций. Вторая генерация пироксенов образует зерна короткостолбчатой, полигональной, нередко ксеноморфной формы, выполняющей интерстиции между листочками плагиоклаза, либо образуя сростки нескольких зерен. Ромбический пироксен представлен гиперстеном, моноклинный – 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 (плагиоклаз 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, пироксенах II; вторая – более крупные ксеноморфные зерна (0,1–0,5 мм), выполняющие интерстиции между плагиоклазом I и пироксеном II. На наиболее поздней метасоматической стадии минерал образуется при замещении пироксенов роговой обманкой, биотитом и находится в сростании с последними, образуя разнотельные ксенобластовые зерна (0,1–1,2 мм).

Из аксессуарных минералов, практически во всех породах, присутствует апатит, редко – циркон и гранат. Апатит ранней генерации образует идиоморфные короткостолбчатые зерна в пироксенах и плагиоклазе I. Апатит II более ксеноморфен, находится в сростании с рудным минералом II. Циркон образует идиоморфные короткостолбчатые бипирамидальные зерна размером 0,05–0,2 мм. Гранат наблюдается в сростках с плагиоклазом 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: габбронориты, диориты, мангериты.

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

При этом наблюдается последовательный ряд метасоматических преобразований: габбронориты, 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 SiO₂ кислого плагиоклаза, 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 контактово-метасоматических пород.

Метасоматические породы кварц-полевошпатовые выделяются среди диафторированных пород куртахского 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 полевошпато-кварцевых метасоматитов.

Параллельно с кремнещелочными метасоматитами, в эндоконтакте чарнокитоидов в породах куртахского 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 куртахского 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 контактово-метасоматических образований – от 0,13 до 27 ед. СИ при колебании средних значений от $(4,72-5,0) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ у пятнистых метасоматитов до $18,14 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ – у пироксенов, кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются наиболее низким значением этих параметров (2,75 г/см³ и $0,17 \cdot 10^{-5}$ 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, горнблендиты 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, габронориты	Среднее по комплексу	Пятистые меланократовые	Пироксениты, горнблендиты	Кварц-полевошпатиты
				пироксеновые	двупироксеновые							
	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) пластообразными и линзовидными телами интрузивных пород бурпалинского комплекса протяженностью до 100–200 м. Литологический состав пластовых тел относительно однороден – гранатомовые 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 обязано процессам, связанным с внедрением тел диоритов. По простирацию 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 мясо-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 аутометасоматический характер и характеризуются парагенетическими ассоциациями: альбит, хлорит, актинолит, соссюрит, кварц; серпентин, тальк, карбонаты, тремолит.

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 следовавшие за аутометасоматозом, 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 Заварицкому
1	3103	Авгитовый 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	Метагаббро	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	Габбро (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 габбро (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 порфиринов, 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 правом берегу 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.

Приконтактные изменения даек представлены окварцеванием, хлоритизацией, катаклазом, убогой вкрапленной 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-серицит-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 (γgAR_2-PR_1ac). 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 ороговикование и кремнещелочной 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 AR_1 , то относились к лептинитам (лептинитовая толща [36]), молодым гранито-гнейсам, тектонитам, породам инфракомплекса [35]. На прилегающих с севера листах они отнесены к гранито-гнейсам AR_2 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 ороговикованные 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 катаклазированы, лимонитизированы и т. д. Их петрографический состав устанавливается при детальных петрографических исследованиях, что обусловило их отнесение то к гнейсам, то к гранито-гнейсам, лептинитам, милонитам, тектоно-метасоматитам.

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 вскрытых тел.

Гранито-гнейсы развиты на водоразделе руч. Буухтэлээх-Агар и руч. Желтула, западнее и вдоль северной кромки листа О-51-XXVIII. Они претерпели частичное ороговикование 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 роговоковую (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. Плагноклаз представлен олигоклазом, корродируется микроклином. Биотит зеленовато-коричневый, в ороговикованных участках – красно-коричневый, образует обогащенные участки, линзы в плагногнейсе, в микроклиновом мигматите сохраняется в единичных лейсточках. Амфибол светло-зеленого цвета нередко замещается биотитом. Диопсид отмечается в реликтах, замещенных амфиболом, бесцветный бледно-зеленого цвета.

Роговики и ороговикованные гранито-гнейсы представляют собой тонкозернистый (0,03–0,1 мм) агрегат, состоящий из полигональных зерен кварца, калишпата и плагноклаза с примесью коричневатого-красного биотита, реже – синевато-зеленого амфибола и мелкой сыпью магнетита, количество которого увеличивается до 3–5 %. В незначительных количествах, чаще – в единичных зернах, присутствует гранат и сфен. Из аксессуарных минералов отмечаются апатит, циркон.

Плагногнейсы – внешне среднезернистые сланцеватые серые, буровато-серые породы. Микроструктура лепидогранобластовая, переходящая в ороговикованных участках в тонкозернистую, мозаичную, а в метасоматически измененных породах – в более крупнозернистую гетерогранобластовую. Текстура породы сланцеватая, в гранитизированных разностях – неясногнейсовидная, линзовидно-полосчатая, в ороговикованных и метасоматически измененных – пятнистая. Ороговикованные 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 мелкозернистого коричневатого-красного биотита, иногда появляются сетчатые порфиобласты 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 вросстки замещаемой породы. Аксессуарные минералы: апатит, циркон, редко – гранат.

Амфиболиты, амфибол-плагноклазовые и клинопироксен-плагноклазовые частично амфиболитизированные породы внешне черные массивные и неясногнейсовидные. Под микроскопом структура гранобластовая, гетерогранобластовая, лепидогранобластовая; текстура массивная, параллельная, линзовидно-полосчатая, пятнистая. Часть амфиболитов и амфибол-плагноклазовых кристаллосланцев произошли за счет диафорической 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 $((1\,000\text{--}1\,500) \cdot 10^{-6}$ 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-редкометалльной группы (церий, лантан, ниобий, бериллий).

Неритинский комплекс (vk,vk-gAR₂-PR_{1n}). 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 амедичинскую 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		Плаггиогнейсы, частично ороговикованные			Амфиболиты и амфибол-плаггиоклазовые 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.												

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, неяснолинзовидно-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, неясногнейсовидная, 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, 5275/5, 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, гнейсовидная	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 – кварцито-гнейсовая.

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 прослоями железистых, полевошпатовых, силлиманитовых и, редко, гранатсодержащих кварцитов с линзами, прослоями гнейсов и кристаллосланцев биотитовых и биотит-амфиболовых. Мощность разреза составила 360 м.

В связи с пересмотром сложившегося представления об условиях 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. Отмечаемые пологонаклонные лежащие 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 реликтов псаммитовых структур не установлено. Реликты псаммитовых структур, конгломераты, следы волновой ряби, описанные в кварцитах, кварцито-песчаниках Амедицинской 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 глиноземистые 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 правом берегу р. Алдан, в бассейне его притока руч. Амунукачи (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 разноминеральными пятнистыми линзовидно-полосчатыми и далее к центру переходят в белые крупнозернистые гнейсовидные мономинеральные кварциты;
- в краевых частях тел наблюдаются структуры разведения 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 железомagneзиальных 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 метасоматическим кварцитов (мономинеральных, кордиеритовых, силлиманитовых и др.), содержащих редкие маломощные тела основных железомagneзиальных 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 (бурой, розовато-бурой, 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 (бластокатакластическая, бластомилонитовая) и очковой, свилевой 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 образованием вторичных гематит-мусковитовых, турмалин-микроклин-мусковитовых кварцитов и кварцито-сланцев, кварц-мусковитовых сланцев.

Наиболее интенсивные вторичные преобразования породы неритинского комплекса претерпели в пределах Амедичинской 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-двуслюдно-кварцевыми, турмалин-кварцевыми, кварц-мусковитовыми метасоматическими породами), но сохранившимися в будинах, тектонических клиньях фрагменты реликтовых крупнозернистых гнейсовидных кварцитов и кварцито-сланцев с реликтами кордиерита, sillиманита, антофиллита. Вторичные образования характеризуются мелкозернистой бластокатакlastической, 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 (плагноклаз, микроклин, биотит, роговая обманка, кварц I);
- метасоматические минералы, образовавшиеся в процессе кислотного выщелачивания (кварц II, кордиерит, sillиманит, дистен, антофиллит-жердит, диопсид, магнетит);
- вторичные (наложенные), образовавшиеся в результате более поздних тектоно-метасоматических и контактово-метаморфических преобразований (кварц III, мусковит, фибролит, андалузит, ставролит, гематит, альбит, микроклин II, турмалин).

Основными 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 порфирибласты (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 железомagneзиальных 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, характеризующимися 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, кварцито-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. Эту 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	Компоненты	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
14	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	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂
		Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		Al ₂ O ₃	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	Fe 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 прокварцован, слабо кордиеритизирован; 5306/1 – биотитовый плагиогнейс микроклинизирован, прокварцован; 2502/4 – биотитовый плагиогнейс прокварцован, кордиеритизирован, антофиллитизирован; 5301, 5301/3, 7, 5306/6 – биотитовый гранито-гнейс прокварцован, слабо силлиманитизирован; 5230/4, 5 – кордиерит-кварцевый метасоматит с реликтами биотитового гранито-гнейса; 5231/2 – диоксид-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 кварцито-сланцах и $(0,11 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) метасоматически измененных биотитовых гнейсах, гранито-гнейсах. Значения плотности варьирует от 2,58 до 2,93 г/см³ при средних значениях $-2,69$ г/см³ в кварцитах и кварцито-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 Амедичинской зоне, часть из них отнесена к ярогинской серии, часть к бластомилонитам и к вторичным кварцитам и кварцито-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) ороговикованных биотитовых, биотит-силлиманитовых гнейсов, реже – кварцитов. В неритинской структуре все породы отнесены к амедичинской серии. Разрезы булгуняхтахской серии зачастую ничем не отличаются от таковых амедичинской: переслаивание.

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 Амедичинской зоне, но часть из них отнесена к ярогинской серии – к бластомилонитам по кварцитам и кварцито-гнейсам. Нижняя часть разреза, соответствующая булгуняхтахской свите [35, 36], выделяется в булгуняхтахской серии верхнего архея, объединяя в нее мелкие выходы ороговикованных биотитовых, биотит-силлиманитовых гнейсов, кварцитов. В тоже время, в пределах неритинской структуры те же породы отнесены к амедичинской серии, что ставит под сомнение возможность их раздельного 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 кварцито-гнейсов, в разной степени переработанных метадiorитов (группа А, Б, В). В пределах Амедичинской зоны, где часть пород комплекса превращена в бластомилониты, и это разделение практически невозможно.

Сектолачинский комплекс умереннощелочных гранитов ($\epsilon\gamma PR_{st}$). 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 – гипидиоморфнозернистая, 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). Акцессорные минералы представлены цирконом, рутилом, апатитом, сфеном, ортитом, магнетитом. В микроклине содержится до 20 % пертитовых 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 сфенсодержащим 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 тектоно-метасоматические 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 метадiorитов, метаплагиогранитов к метасоматитам довольно резкий, хотя в 300–400 м от контакта в метадiorитах появляются мелкие прожилки метасоматитов, пятна, линзы вновь образованных щелочного амфибола 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 метадiorитов и мелких тел метасоматитов.

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

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

Наиболее изучены кварц-микрпертитовые метасоматиты, которые занимают обширное поле на водоразделелевой и Средней Унгры. Эти метасоматиты наложены на метаплагиограниты и плагиогранитизированные метадiorиты куртахского 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 метадiorитов. 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 породообразующим минералом метасоматитов является микрпертит 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 микрпертитом. При этом порода приобретает светло-розовый,

серовато-розовый цвет. Одновременно с выщелачиванием олигоклаза и, частично, кварца и замещением их микропертитом 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, эгирин-авгитом, биотитом с включениями магнетита. При этом фемические минералы концентрируются в виде пятен и линз, обуславливая линзовидно-полосчатую текстуру.

Альбитовые и альбит-микропертитовые 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 (метагаббро, габбро-амфиболиты, амфиболовые кристаллосланцы). Поэтому щелочной метасоматоз здесь происходил несколько иначе. Во внешней зоне происходил вынос Са и привнос Na, что обусловило выщелачивание основных полевых шпатов и замещение их альбитом, местами с микропертитом, содержащим пойкилитовые вроски эпидота, серицита, актинолита. Одновременно по краям фемических минералов наблюдается замещение их щелочными амфиболами (арфведсонитом, баркевикитом). Далее к центру тел метасоматитов реликтов основных полевых шпатов остается незначительное количество, преобладает микропертит, в меньшем количестве – альбит, реликтовые фемические минералы замещаются полностью щелочными амфиболами, биотитом, иногда эгирин-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, эгирин-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×(10–15) см до 1–2 м шириной и до первых десятков метров протяженностью.

Микропертит 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 микропертитом; в кварц-микропертитовых метасоматитах отмечается более поздний кварц, образующий более крупные порфириобласты, нередко линзовидной формы, в сростании с микропертитом.

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

Эгирин-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 K_2O (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 габбро-диабазов, диабазов и метадиабазов, концентрирующихся в полосе северо-восточного (40–60°) простирания на водоразделах рр. Синсирик–Лев. Унгра и руч. Пастбищный–р. Мал. Унгра. Протяженность полосы даек – 10 км. В рельефе 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 габбро-диабазов 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-пертитовых гранитов. В зонах тектонических разломов породы, слагающие дайки, часто рассланцованы и диафторированы, сами дайки сохраняются в виде бундин среди тектонитов.

Краткая петрографическая характеристика метасоматических пород сектолачинского комплекса

№ п/п	Название породы	Структура	Текстура	Минералогический состав, вес. %	Номера шлифов
1	Метасоматит кварц-микропертитовый: а) с реликтами вмещающих пород, иногда с эгирин-авгитом, щелочными амфиболами и магнетитом	Гетерогранобластовая, пойкилопорфиробластовая, псевдоморфная	Гнейсовидная, линзовидно-полосчатая, пятнистая	Кварц - 23-38, микропертит - 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 амфиболами, биотитом с незначительной примесью реликтовых пород	Гетерогранобластовая, пойкилобластовая	Линзовидно-полосчатая, пятнистая	Кварц - 10-15, микропертит - 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-микропертитовые: а) содержащие реликты вмещающих пород с наложенным биотитом, щелочными амфиболами, эгирин-авгитом, магнетитом	Псевдоморфная, порфиробластовая, лепидогранобластовая	Сланцеватая, пятнистая	Альбит - 33-85, микропертит - 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, микропертит - 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
П- 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 диабазам; 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 микродиабазам, 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 титаномagnetитом (2–5 %). Кроме того, в виде аксессуара 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-цоизита 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 лейстами 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 (титаномagnetит) образуют в интерстициях резко ксеноморфные зерна размерами 0,1–1,0 мм. Замещаются лейкоксеном, сфеном, лимонитом. Отмечаются также рудные минералы поздней генерации, образующие мелкую до пылевидной сыпь. 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 диабазам 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

№ 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 (0,19–3,22)·10⁻⁵ до 39,2·10⁻⁵ 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 (qm;vPR₁vč). Породы комплекса представлены долеритами, габбродолеритами, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации. Они образуют в северо-западной части листа силлы и дайки субмеридионального северо-западного простирания с крутыми (70–90°) 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 Амедицинской зоны разломов. Ширина силлов достигает 1–1,5 км, протяженность – до 3–5 км (левобережье р. Амедици в районе устья руч. Семирик). Контакты даек и силлов резкие, прямолинейные.

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

Микроструктура пород бластоофитовая, гранонематобластовая, гетерогранобластовая, редко – гломеропорфиоровидная. Текстура массивная, пятнистая, сноповидная. 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: сосюртитизированный плагиоклаз – 5–20 %, авгит – 8–10 %. Акцессорные минералы представлены сфеном (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 $((0,24-10,10) \cdot 10^{-3}$ 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 верхнечугунского 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 нимырского комплекса центральной части Алданского щита, для которых имеются определения абсолютного возраста U-Pb методом по циркону в $2\,062 \pm 5$ млн лет [35]. В этот же комплекс включены гранитоиды выделяемого ранее ярогинского комплекса, для которого имеются многочисленные датировки K-Ar методом по слюдам: от $1\,862 \pm 20$ до $2\,026 \pm 130$ млн лет.

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

В строении массива принимают участие три группы пород:

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

3. Граниты средне-крупнозернистые, разнозернистые серые, розовато-серые, розовые массивные, нередко гнейсовидные, метасоматические с многочисленными скиалитами ороговикованных 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, магматические 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 такситовыми кирпично-красными. В экзоконтактах они сменяются мелко-крупнозернистыми, разнозернистыми серыми, розовато-серыми гнейсовидными, линзовидно-полосчатыми метасоматическими альбит-микроклиновыми гранитами с многочисленными ксенолитами ороговикованных метаморфитов. Эндоконтактовая зона мелкозернистых такситовых 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 аутометасоматической микроклинизации 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 кварцито-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-микроклиновые 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 рельефе, полого наклонен на юго-восток. Вдоль контакта постоянно наблюдаются ксенолиты ортоамфиболитов, сменяющиеся выше по разрезу ксенолитами кварцито-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 км². 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 (собственно, 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 (инфильтрационно-метасоматические), выполняющие трещины в породах.

Магматические граниты в центральных частях тел средне-крупнозернистые от коричневатокрасного до розового и розовато-серого цвета порфириовидные массивные лейкократовые с биотитом, в рассланцованных разностях приобретают буровато-серый, светло-серый цвет. Структура пород порфириовидная 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 микроклином, плагиоклаза – альбитом, лапчатое разрастание кварца, поэтому в породе наблюдается увеличение содержания того или иного породообразующего 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 вкраплениями 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 порфириовидную 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 породообразующих 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.

Акцессорные минералы гранитов представлены титаномagnetитом, сфеном, реже – цирконом, апатитом, ортитом, монацитом.

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

Плагиоклаз также представлен двумя генерациями. Ранний плагиоклаз (магматический) образует идиоморфные и гипидиоморфные призматически короткостолбчатые зерна во вкраплениях 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 порфиробласты неправильной формы, как не sdвойникованные, 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, разъедающими 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. Амедици, вдоль северной рамки листа (апикальная часть массива), и полосы 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 расстояния 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 разномасштабной мелко-крупнозернистой структурой, внешне имеют белый, розовый до красного цвет, гнейсовидную, пятнистую, реже – массивную, катакlastическую 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. Акцессорные минералы: апатит, циркон, сфен, титаномagnetит, magnetит, 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 гипидиоморфнозернистая, пегматоидная; текстура массивная, такситовая. Состоят эти граниты из кварца (20–42 %), микроклина (0–50 %), альбита (5–70 %), мусковита (3–8 %), турмалина (5 %). Акцессорные минералы: циркон, ксенотим, ортит. Микроклин образует неправильные зерна, сдвойникован, иногда с пертитовыми вросками альбита. Плагиоклаз (альбит) свежий, тонко сдвойникован, образует неправильные зерна, в жилах – иногда идиоморфные призматические зерна. Мусковит встречается в виде бесцветных листочков неправильной формы. Турмалин образует длиннопризматические зерна с ясным плеохроизмом, нередко концентрируется в гнездообразных обособлениях.

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 амедицинской 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 magnetита перекристаллизуются 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 – амфибола, наблюдается появление сетчатых порфиробласт граната, андалузита, ставролита, кордиерита.

На контактах с гранитами каменковского комплекса, помимо повторного контактового метаморфизма, накладывается на метаморфиты алданского комплекса, метасоматиты неритинского комплекса и тектоно-метасоматиты амедицинской зоны, наблюдается прогрессивный метаморфизм габбродолеритов амедици-чугинского комплекса и вулканогенно-осадочных от-

ложений ярогинской серии.

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

Отложения ярогинской серии в зависимости от местоположения относительно гранитного массива ороговикованы в разной степени. Во внешней зоне ороговикования породы хорошо сохраняют первичные (осадочные, эффузивные) 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. Эффузивные породы в экзоконтактах гранитов пятнами перекристаллизовываются, замещаясь криптокристаллическим агрегатом амфибола, биотита, эпидота и плагиоклаза. В непосредственной близости к массиву эффузивы метаморфизуются с образованием мелкозернистых ортоамфиболитов.

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 25,97·10⁻³ 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. %).

Амедичи-курумканский комплекс монцодиоритовый (qmPR₂ak). Породы комплекса представлены кварцевыми монцодиоритовыми порфиритами и умереннощелочными диоритовыми порфиритами, образующими крутопадающие дайки северо-восточного простирания шириной 10–70 м и протяженностью первые сотни метров. Дайки расположены на водоразделе р. Амедичи с ее притоками – руч. Тихий и Подгорный.

Внешне породы комплекса имеют черный, до розовато-темно-серого, цвет, они мелкозернистые, в эндоконтактах – порфиновые с афанитовой основной массой. Структура их порфириформная с гипидиоморфнозернистой, реже монцонитовой 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 %). Порфиновые выделения представлены плагиоклазом, редко – биотитом. Акцессорные минералы: апатит (2–3 %), сфен (2–6 %), рудный (2–4 %).

Породы амедичи-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 ярогинской серии на смежном с севера листе, на основании чего их возраст отнесен к раннему протерозою.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Торский комплекс (βPR₃t). 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 фототонном, 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 крутое.

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

№ 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 порфириды. 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.

Эндоконтактные 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 катклаз, эпидотизация, слабое окварцевание, сульфидизация, редко – карбонатизация и орогообразование. 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 %. Акцессорные минералы представлены рудным (1–3 %), сфеном (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, ниобия, 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 ($Na_2O+K_2O=4,19-5,88$ 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 ₂ O ₃	7,18	6,21	7,76	8,41	5,38	5,96	5,78	6,86
Al ₂ O 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 ₂ O	2,49	3,31	2,83	3,07	3,70	3,12	2,87	2,45
K ₂ O	1,63	2,27	1,50	2,11	2,18	2,01	1,32	2,44
P ₂ O 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								
Na ₂ O+K ₂ O	4,12	5,58	4,33	5,17	5,88	5,13	4,19	4,89
Na ₂ O/K ₂ O	1,52	1,46	1,89	1,45	1,70	1,55	2,17	1,00
$f=(FeO+Fe_2O_3)/FeO+Fe_2O_3+MgO$	0,59	0,75	0,70	0,75	0,67	0,66	0,66	0,66
$al'=Al_2O_3/(Fe_2O_3+FeO+MgO)$	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

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

Примечание: * – 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 $2,92 \text{ г/см}^3$ при вариациях $2,62-3,16 \text{ г/см}^3$.

Породы торского комплекса прорывают раннепротерозойские граниты каменковского комплекса и перекрываются отложениями венда, что позволяет датировать их поздним протерозоем. Абсолютный возраст, определенный К-Аг 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 (алл) 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 микропризматическизернистой 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 приконтактных 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, образующие обширные поля в междуречье Мал. Унгра–Лев. Унгра–Сред. Унгра.

Редкие кварцевые жилы отмечаются практически по всей Алдан-Унгра-Беркапитской 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 приконтактных частях вмещающих пород образуется кварц, серицит, хлорит, актинолит, асбест, сульфиды. Мощность приконтактных зон пиритизации составляет от нескольких сантиметров до первых метров.

Абсолютный возраст андезитового порфирита, определенный К-Аг 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 выделяется 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 впадины, 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 перекрытые 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 ярогинской 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 сдвига-взбросового типа с преобладанием сдвиговой составляющей, с частыми чередованиями раздувов и пережимов выполняющих их пород, вплоть до полного выклинивания

Амедицинская зона расположена вдоль западной рамки листа и протягивается от долины р. Алдан в субмеридиональном северо-западном направлении с переходом от северо-западного на юге до субмеридионального – в центре и вновь северо-западного – на севере. Зона хорошо прослеживается ввиду контрастности пород неритинского комплекса и ярогинской 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. Амедици и от 20 до 60° в долине р. Алдана (руч. Семирик). Направление падения восточно-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, моноклинално-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 ярогинской серии. Они известны в долине р. Амедици, а затем почти с 18–20 км разрывом в бассейне р. Ярогу–Ярогинский «грабен» (вне контура съемки). На остальной части зоны это обломки пород толщи. Параметры ярогинской тектонической линзы – 20×3,5 км. Для нее характерно кулисообразная смена пачек пород различного состава внутри линзы в целом. Выходы пород неритинского комплекса и ярогинской серии внутри зоны трассируются катаклазитами 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 катаклазированы 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 ороговикование.

В 5–8 км к северу от рамки листа О-51-XXVIII простираение 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 – клиппы 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 ороговикования, метасоматоза, катаклаза. 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. Амнунакачи) они выстилаются 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 лишнее раз указывает на его тектоническую природу. В осевой части структуры, установлено широкое развитие мелкой складчатости. Складки часто лежащие 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 точке 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 пологонаклонной зоне. Об этом свидетельствует достаточно интенсивное магнитное поле на правом берегу 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 куртахского 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 сдвиго-взбросо-надвиговой зоне, рассматриваемой обычно как Южно-Якутский надвиг. Южная граница пояса проходит в 70 км южнее (за пределами площади) по южному контакту пород куртахского 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 олёкминского, станового, куртахского 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-Амеди-Чульманской.

Бурпала-Солокитская подзона в пределах листа имеет ширину до 30 км и сложена она образованиями куртахского, 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 $15\text{--}20^\circ$, до 80° , чаще – $30\text{--}50^\circ$. 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 метадiorитов с ксенолитами графитовых кварцитов. Толща погружается на восток и развита широко на смежном листе.

В зоне надвигов на водоразделе рр. Лев. Унгра–Синсирик, метадiorиты 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-

стины, о чем 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 куртахского 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 куртахского комплекса, в переходной зоне (междуречье Синсирика–Прав. Унгра) – куртахского 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 следует только на междуречье Мал. Унгра и Сред. Унгра, где срезается Унгра-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 метадiorитов. 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 метадiorитами и различными по составу чарнокитоидами. Простирание 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 ($10-35^\circ$), редко – крутые ($65-70^\circ$) в северных и южных румбах. Чарнокитоиды сложены в наклонные лежащие, мелкие складки с погружением шарниров на северо-запад под углом $3-28^\circ$ ($315-325^\circ \angle 3-28^\circ$), реже – на юго-восток ($120-150^\circ \angle 15-20^\circ$). Характерным для этих складок является смена азимута погружения шарниров на противоположное ($325^\circ \angle 3-145^\circ \angle 4^\circ$, $158^\circ \angle 4^\circ-338^\circ \angle 22^\circ$). Редко картируются сжатые лежащие 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 $20-70^\circ$. Складки нарушены многочисленными разрывными нарушениями, представленными трещинами скола, зонами расщепления. Залегание разрывов согласное с простиранием складчатости ($60^\circ \angle 62^\circ$, $270-280^\circ \angle 40-70^\circ$). 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 приустьевой части р. Бол. Омолокит 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, лежащих 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 $270-280^\circ \angle 40-76^\circ$.

3. Субмеридиональная зона с пологими углами падения выражается в формировании мелкомасштабных субмеридиональных сжатых лежащих 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. Чей, на протяжении 2,63 км картируются коренные выходы чарнокитоидов и полевошпатизированных, чарнокитизированных метадiorитов. Общее простирание пород здесь северо-западное с падением на юго-запад под углами $26-63^\circ$ ($215-250^\circ \angle 26-63^\circ$). Породы осложнены мелкой складчатостью.

В южной части листа, в долине р. Алдан (от устья ручья Кривого и вверх на протяжении 8 км) коренные выходы метадiorитов в разной степени плагиомигматизированные диафторированные. Простирание полосчатости северо-восточное, субширотное с падением на юг-юго-восток под углами $28-52^\circ$ ($140-190^\circ \angle 28-52^\circ$). В породах фиксируются меридиональные сжатые, «Z-образные» складки с погружением шарниров на юг под углами $9-20^\circ$ ($190-188^\circ \angle 9-20^\circ$); 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 лежащие, сжатые «Z-образные» с субгоризонтальной и наклонной осевой плоскостью и шарниром, погружающимся на северо-восток под углом $8-36^\circ$ ($57^\circ \angle 28^\circ$, $28^\circ \angle 8^\circ$, $44^\circ \angle 27^\circ$, $44^\circ \angle 36^\circ$), редко – юго-запад $232^\circ \angle 28^\circ$, а также широтные сжатые наклонные, редко пологие складки с погружением шарниров на запад ($264-284^\circ$) под углами $8-30^\circ$. Иногда в диафторированных метадiorитах картируется зона сдвиговых деформаций: между двумя субпараллельными плоскостями, ориентированными по азимуту $298-300^\circ$ с падением на юго-запад ($40-42^\circ$), 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 расщепления со средними и пологими углами падения, сопровождающиеся формированием единичных мелкомасштабных лежащих подобных «Z-образных» меридиональных складок с субгоризонтальными осевыми плоскостями, падающими на юг-юго-запад под углами $10-30^\circ$ и погружением шарниров на юг ($188-190^\circ$) под углами $9-22^\circ$. 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. $92-110^\circ \angle 50^\circ$;

аз. пад. $98^{\circ}/38^{\circ}$ и штрихи скольжения – аз. пад. $38^{\circ}/22^{\circ}$.

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

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

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 $44^{\circ}/21^{\circ}$ и $44^{\circ}/36^{\circ}$. Осевые плоскости падают на юго-восток под углом $40-60^{\circ}$. В зонах милонитизации – зеркала скольжения с падением $308-318^{\circ}/54-80^{\circ}$, 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 ($280-284^{\circ}$) под углами $9-30^{\circ}$. Изредка встречаются флексуроподобные складки с погружением шарниров на запад под углами 8° ($264^{\circ}/8^{\circ}$). Зоны милонитизации шириной от 28 до 64 м, азимутом падения $178-198^{\circ}/32-68^{\circ}$, с зеркалами скольжения аз. пад. $195^{\circ}/32^{\circ}$ и штрихами скольжения $198^{\circ}/32^{\circ}$.

Материалы структурных исследований по р. Алдан достаточно хорошо увязываются с общегеологическими 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 AR_2-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 Верхнее-Тунгурской 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 олёкминского 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 принадвиговая 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 Усму́нским 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, Нерюнгри́канский 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 сдвиго-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 прости́рание 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. Алдака́й и р. Синсирик прости́рание 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–Алдака́й. 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, Кускада́й–Олонгра и Синсирик и уходит в междуречье Амеди́чи–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 структурам в докембрийских толщах. Они могут интерпретироваться как сдвиго-взбросовые (сбросовые) 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–Кускада́й–Олонгра–Синсирик–Барыллах–северо-восточный отрезок долины р. Алдака́й 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 Усму́нской впадин. Взбросо-надвиговая зона продолжается далее на юго-запад, где она выделяется в качестве Верхне-Тунгурчинской зоны надвигов.

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

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

щихся 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 простирания 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-надвику 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 разломами 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-Олонгринской 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-Амедицинского отряда [84, 85]) с внесением небольших коррективов 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 докембрием 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 регрессивного метаморфизма протометаморфического слоя и прогрессивного метаморфизма вулканогенно-осадочных образований станového 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 аргументированно показано, что развитие области уже в раннем протерозое шло по принципу сочленения континент—островная дуга (микроконтинент)—желоб—океаническая 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 регрессивного метаморфизма гранулитов, связанный с превращением островной дуги в Джугджуро-Становую складчатую область в результате поддвига 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 аргументируется и могут рассматриваться лишь как одна из возможных теоретических моделей.

История тектонического развития Джугджуро-Становой складчатой области рассматривалась 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, Олёкминской 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-Олёкмо-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 протокры связывается обычно формирование толщ курульгинской 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 закартированным 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 детальном петрохимическом и структурном исследовании. 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 (сланцы-кварцевые сланцы с гранатом и ставролитом, метапесчаники и метаалевролиты, пласты 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 регрессивный 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 толщ 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 посторогенно-го 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 вулканиды зеленокаменных

поясов и гранито-гнейсовое 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 (конкская свита);

– 3,15–3,0 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 Олёмкинской гранит-зеленокаменной области, где в разрезах зеленокаменных поясов намечаются две достаточно контрастные толщи: нижняя, существенно вулканогенная, с железистыми кварцитами (темулякитская 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 циклическом развитии с затуханием тектонической активности с запада на восток. С начальной стадией формирования гранит-зеленокаменных областей может быть связано, как на Украинском щите, широкое проявление толеитового магматизма, в ходе которого была сформирована хойкинская свита (подкомплекс) олёмкинского комплекса.

Как уже отмечалось выше, в одну возрастную группу с гранит-зеленокаменными образованиями попадают и породы станового комплекса, слагающие единые структуры с образованиями куртахского комплекса. На первоначальной стадии их изучения они нередко рассматривались в составе куртахского комплекса или как диафориты 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 Олёмкинской гранит-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 олёмкинскому комплексу. Выше уже отмечалось, что по петрохимическим характеристикам они ничем не отличаются ни от олёмкинских 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 олёмкинского 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 олёмкинского 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 Олёмкинской 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 скупивания – надвигов, зеленокаменные пояса Олёкминской 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 межблоковые структуры зеленокаменных поясов в Олёкминской области и субширотная зона сочленения плит с широким развитием станового комплекса, в состав которого возможно входят и комплексы протоокеанической стадии наподобие раннепротерозойских образований усть-гилуйской 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-Гилуйской 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 тектоно-магматической 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 скупивания 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 тектоно-магматической 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 смещалась 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 поддвижением 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 сдвига-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 смяты в складки. Под действием эрозионно-денудационных процессов, тектоники надвигового характера, неотектоники и с развитием дренирующей 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 смывом. Отпечаток на рельеф высоко поднятых участков отрогов кряжа Зверева наложилась 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 дренируется 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 дизъюнктивно (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°.

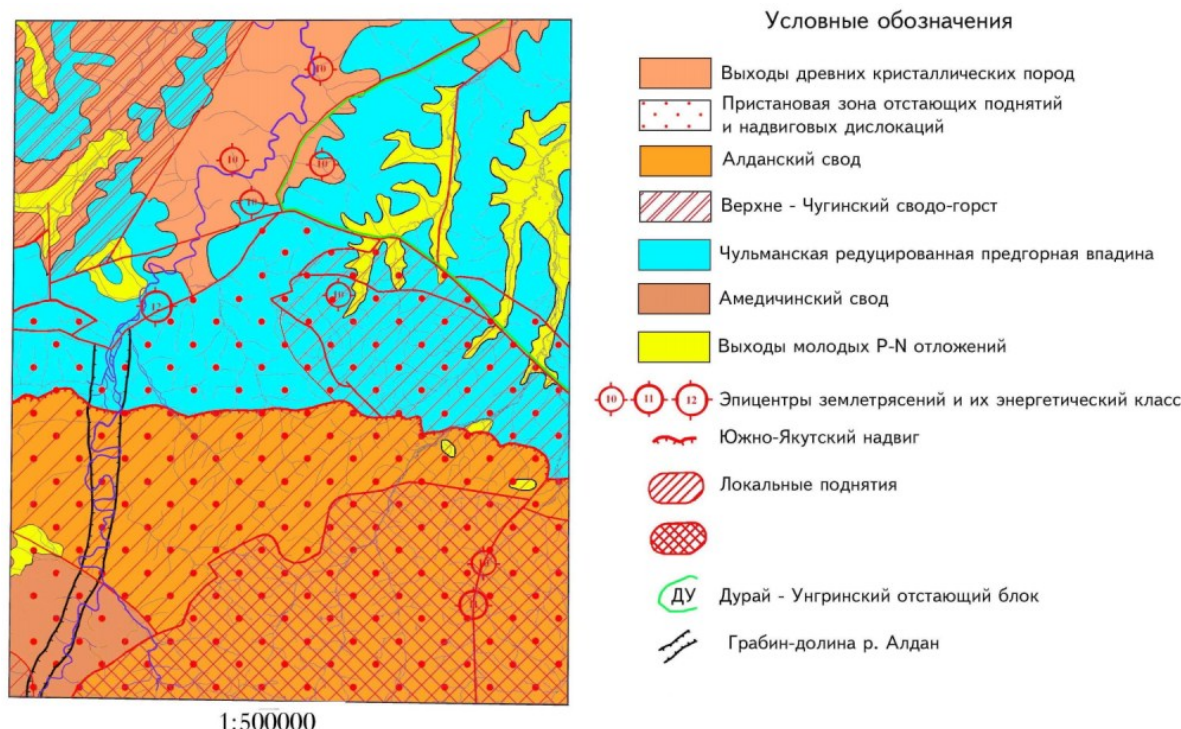


Рис. 1. Морфоструктурная схема.

Поверхности склонов гор и возвышенностей, образованные в результате препарирования 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 Амедики. 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 препарирования 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 препарирования 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-эрозионные 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-эрозионные склоны и уступы речных долин (6) – это наклонные под углом 25–35° поверхности, развитые в долинах рек Алдан и Амедики 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 конжелефлюкция, приводящая к широкому развитию курумов и каменных потоков.

Склоны 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 смывающей 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 пенепленов, срезающие образования 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 пенеплена в области интенсивно растущих северных отрогов кряжа Зверева отличаются небольшими размерами, удлиненной формой, 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 изучаются 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 одного и того же цикла геоморфологического развития, обусловленная дифференцированной активностью неотектонических движений сложной кинематики. На площади листа выделено четыре террасовых уровня. Они представляют собой довольно однородные субгоризонтальные, иногда пологонаклонные поверхности, имеющие много общих черт и различающиеся по высотному положению. Различаются следующие уровни террас:

– Четвертая надпойменная терраса высотой 50 м. Время формирования – средний неоплейстоцен. Сохранилась в приустьевой части р. Чая. Поверхность террасы сухая, поросшая редколесьем, толокнянкой и брусничником;

– Третья надпойменная терраса высотой 15–20 м. Время формирования – начало позднего неоплейстоцена (казанцевское межледниковье). 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 межледниковье, завершение – каргинско–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: пловияция, пловионивация, дефлюкция, тардофлюкция и заболачивание. Часто вблизи склонов террасы перекрываются склоновыми отложениями.

Древние аллювиальные поверхности (11) установлены в нижних частях склонов современных долин, редко – на водоразделах. Время формирования – эоцен–неоген. Эти поверхности наблюдаются фрагментарно и занимают уровни абсолютных высот от 600 до 1 100 м. В пределах Алданского свода они сохранились в долинах р. Чая, руч. Безымянного, руч. Семирик 1 и 2 (притоки р. Алдан), а также в бассейнах рек Лев. и Прав. Унгра, Синсирик, Алдакай, в меньшей степени – в долине р. Амедичи и ее притоков.

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

лимнии и палюстрии мандыгайской свиты, а также на корях выветривания. Это сглаженные, пологонаклонные ($1-2^\circ$, до 6°), слабоволнистые, бугристые поверхности, участками сильно заболоченные, с озерами, в верхних частях склонов – сухие и ровные, иногда перекрытые мало-мощным слоем современного палюстрия или солифлюксия. 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. Анабыл, 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, Аннгевун 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 Аннгевун – 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. Склоны долин, выпавшие 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, бараньи 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, Аннгевун также относятся к древним, омоложенным в результате деятельности ледников. Врез водотоков в трог 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 сглаженные и отполированные ледником бугры коренных пород со шрамами и царапинами – «бараньи лбы», группы которых образуют «курчавые скалы».

Ледниковые гляциально-аккумулятивные поверхности представлены донными, боковыми и конечными моренами, а также гляциофлювиальными зандровыми 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. Пастбищного – 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 зандровые поля, развитые в долинах рек Лев. и Прав. Унгра ниже конечных морен. Они образуют поверхность террасы, протягивающейся полевой 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 зандровых 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, наледы, мари и др.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Древняя архейская история развития рельефа района неизвестна. В раннем протерозое в долине р. Амедици существовал линейный прогиб, в котором накапливались эффузивно-осадочные геосинклинальные формации (южное окончание Ярогинского 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, Амедици, Унгра.

Начало венда ознаменовалось обширной трансгрессией неглубокого лагунно-морского бассейна, в котором формировались обломочные и карбонатные осадки порогахской 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 вендских 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 Амедицинского сводов на севере территории. Чехол юрских отложений, возможно также и вендских, 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. Территория 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 Амедици и Алдана. Они имеют в целом северо-северо-восточное простираие и приспособляются к древним разломам докембрийского фундамента.

Со второй половины мела и до конца эоцена в пределах рассматриваемого листа наравне с процессами денудационного выравнивания происходило накопление аллювиальных отложений в древних долинах рек (Унгра, Синсирик, Алдан, Амедици, 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. Чая). К концу палеогена территория представляла собой низкорельеф, имевшее сглаженные 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 Семирик 1 и 2 (левые притоки р. Алдан). Существование «позднетретичной Унгры» подтверждается наличием в ее долине лимно-плuviальных 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 происходило по «раннемеловому» плану, в связи с чем альпийские структуры являлись 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 впадины, 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 сводообразования. 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 ледников. Выделяется 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, отдаленных от ледников (в долине р. Алдан) формируется четвертая надпойменная терраса. В казанцевское межледниковье 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 экзарационных 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 Амедици. 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 межледниковья.

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 зандровых 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 Олёкмо-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 осыпями.

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), *Леволдакайское* (II-2-2), *Алдакайское* (II-3-2), *Синсирикское* (II-4-2), *Бурпалинское* (III-4-1) и *Унгринское* (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, беркакитской и нерюнгриканской свит, сложенные песчаниками разнотермными, 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 выдержанные и мощные пласты Д₁₁, Д₁₅, Д₁₉, приуроченные к верхней 120-м пачке. В кабактинской свите (610–1110 м) установлено до 56 пластов и пропластков угля с мощностью от 0,1 до 5,5 м. Относительно устойчивой мощностью и площадным развитием пользуются пласты каменного угля К₈, К₉, К₁₁, К₁₃, К₂₄, К₂₅. Угли беркакитской свиты (740–760 м) слагают до 2 % объема свиты, образуя невыдержанные пласты. 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 (Д₅, Д₇, Д₁₁, Д₁₅ и Д₁₉), в составе кабактинской свиты – 3 угольных пласта рабочей мощности (К₉, К₁₃ и К₂₄). Все пласты 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. Пласты относительно выдержаны по простиранию, за исключением пластов К₉ и К₁₃. Максимальным развитием пользуются угольные пласты Д₇, Д₁₁, Д₁₅ и Д₁₉.

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 пласты 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 пласты 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 микротрещины. 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 кернам, пробоотборниковым и бороздовым пробам, в окисленных углях колеблется от 14,25 до 31,85 %, в слабо и неокисленных углях – от 9 до 20 %. Обогащаемость углей в большинстве случаев характеризуется как очень трудная и чрезвычайно трудная (по ГОСТ-101000-75 угли трудно и очень трудно обогащаемые). 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 пластах 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 пласты 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 титана (ильменита).

ЖЕЛЕЗО

Наиболее крупное и изученное *рудное проявление* 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 вмещаются 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 распылчатые, определяются опробованием. Руды имеют кварц-гематитовый состав и сложены кварцем (20–70 %), гематитом (30–75 %), марситом (0–3 %), амфиболом (0–3 %). Содержание железа в рудах составляет: $Fe_{общ}$ – 20,36–51,61 %, $Fe_{магн}$ – 0,91 %, TiO_2 – 0,01–0,56 %, $S < 0,1$ %, P – 0,01–0,14 %. Руды относятся к бедным. Прогнозные 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: $Fe_{общ}$ – 8,94–44,48 %, $Fe_{магн}$ – 0,07–1,49 %, TiO_2 – 0,05–0,34 %, P – 0,01–0,05 %, $S < 0,05$ %.

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-титаносной зоне и связаны с телами пироксенитов куртахского 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 катаклазированных, диафторированных, окварцованных метадiorитах куртахского 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 Семирик* (II-1-9), находящееся в бассейне руч. Семирик 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 – окварцованы, 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 мультипликативному 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 метадiorитам, 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 метадiorитов куртахского 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. *Семирик 1* (II-1-8) [54, 94]. Россыпь длиной 4 200 м и шириной 80 м вмещается неогеновыми аллювиальными отложениями. Мощность золотоносного пласта 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 золотинок 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 метагаббро-диоритового комплекса.

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

В образованиях массива распространены вкрапленные (сульфидов – 2–3 %), густо вкрапленные (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 вкрапленные – до 10–15 м, вкрапленные – 40–100 м. Слои зональные с постепенными контактами – центральные части слоев выполнены сплошными рудами, постепенно сменяющимися вверх и вниз к периферии слоев густо вкрапленными и вкрапленными 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 вкрапленные образуют слои мощностью до 2–2,5 м. В среднем уровне (горнблендитовый и вышележащий пироксенит-плагиоклазитовый слой) мощностью 50 м сульфидные руды образуют пласт сплошных руд мощностью 7 м, сменяющихся по простираанию густо вкрапленными 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 P_2 составляют 675 т, из них: рутений – 118 т, платина – 95 т, палладий – 293 т, родий – 169 т, золото – 146 т; сумма платиноидов по категории P_3 – 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 хрусталя [82]. Все они относятся к гидротермальному типу формирования хрусталеносных кварцевых жил и вмещаются неритинским комплексом кварцитов. По геологическому строению все проявления хрусталя однотипны и не представляют практического интереса.

Наиболее типичное *проявление* горного хрусталя (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), серицитизированы, хлоритизированы. Размеры хрусталеносных полостей в жилах варьируют в широких пределах: от нескольких десятков кубических сантиметров до 9 м³ (в единичном случае). Форма их различная – изометричная, щелевидная. Полости выполнены кристаллами горного хрусталя, щебенкой и дресвой жильного кварца с заполнителем из глинистого материала. Размеры кристаллов по длинной оси достигают 30 см, в среднем составляя 8–10 см. Из наиболее крупной хрусталеносной полости отобрано 18 кг кристаллосырья, из которого получено 571 г моноблоков [82]. Основными дефектами кристаллов являются: трещиноватость, газово-жидкие включения, двойники.

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ (ФЛЮС)

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 тектоно-магматической 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 *проявление 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 (30–50°) 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 жилую 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, церрусит, малахит. Главный минеральный тип руд – кварц-флюоритовый. Встречаются также кварц-кальцит-флюоритовый и сульфидно-кварц-флюоритовый типы. Наиболее распространенными текстурами руд являются брекчиевая, кокардовая, полосчатая, вкрапленная, редко отмечаются сетчатая и друзовая текстуры. Структуры руд брекчиевые, разнотекстурированные.

Прогнозные ресурсы флюоритовых руд по категории P_2 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-плагиоклазовых 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 плагиоклазитами, диоритами, гранодиоритами и кварц-плагиоклазовыми 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 P_3 на проявлении 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. Амедици (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: SiO_2 – 94,96–96,48 %; Al_2O_3 – 0,88–1,47 %; Fe_2O_3 – 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 правом берегу р. Амедици, 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: литоплинттовая и эпилитоплинттовая; диалитоплинттовая и эпидиолитоплинттовая; мезозойской активизации. В свою очередь им последовательно соответствуют минерагенические зоны: Субгано-Килиерская кварцево-хрусталеносно-редкоземельная, Пристановая полиметаллическая, Южно-Якутский каменноугольный бассейн в составе Чарско-Южноякутской каменноугольной области.

Субгано-Килиерская кварцево-хрусталеносно-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 кварцито-гнейсовыми, метапесчаниковыми и метаэффузивными 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-хрусталеносный узел* (1.0.1), расположенный вне минерагенической зоны.

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

Зверевско-Курультинская никель-хром-титаноносная зона (2) архейского возраста, 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 эффузивно-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 Амедицинскому разлому. Площадь листа относится к **Верхне-Алданскому золотороссыпному району** (4.1), в пределах которого выделяются: *Семириковский* (4.1.2), *Унгринский* (4.1.3) и за пределами Становой минерагенической зоны – *Синсириковский* (0.0.1) *россыпные узлы* со шлиховыми потоками и непромышленной россыпью по руч. Семирик. Россыпная золотоносность района изучена недостаточно.

Южно-Якутский каменноугольный бассейн (5) занимает центральную часть листа. К алевролито-песчаниковой, песчаниковой формациям, слагающим дурайскую, кабактинскую, беркакитскую и нерюнгриканскую 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, Амедици, 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, водно-ледниковых и делювиально-элювиальных отложениях. Развит повсеместно. Химический состав мало отличается от состава атмосферных осадков и имеет хлоридно-гидрокарбонатный магниевый-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. Водупором 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 глубокооврезанных 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 (рН=6,0–7,1), 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-гидрогеологические 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 Олёкмо-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 лесозагото-

вок при использовании метода частичной вырубки с последующей очисткой лесосемян.

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 «Южякутгеология».

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 Амедици. 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 законсервированной 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, солифлюкцию 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 связан-

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, Амедичи, 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 полыньи 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 канав, шурфов, 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 Унгринский заказник, в котором резко ограничена хозяйственная деятельность.

Общая степень нарушенности природной среды в пределах листа О-51-ХVIII не превышает 2–3 % (по площади).

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Для площади листа характерно наличие участков с повышенным содержанием микроэлементов и различных геохимических аномалий, связанных с рудопроявлениями 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 выразилась 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 строительных материалов 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 куртахского комплекса (метадiorиты) – это метаморфиты гранулитовой фации по вулканитам, или это метаморфиты по интрузивным породам, прорывающим холодниканский комплекс и испытавшим лишь зеленосланцевый метаморфизм, или это древние офиолиты «диоритового состава», или это древние эндербито-гнейсы и т. д.

4. Крайне слабая связь между современными теоретическими моделями структурно-тектонического строения и истории геологического развития древних щитов и представлениями, заложенными 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 включает 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 позднеледниково́е 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 анортозитов 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., Хаин 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 расчленение // 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 минералогия Кавактинского габброноритового массива Южной Якутии // Отечественная геология. № 9, 1994. С. 47–54.
22. Козьмин Б. М., Имаев В. С., Имаева Л. П. Байкало-Становой сейсмический пояс // В кн.: Тектоника, геодинамика и минералогия 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. Лагздина 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., Труш Н. Н., Чижов 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 Олёкмо-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. Реутов 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 металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 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 // Металлогения 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-съёмочных 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 проверки перспективных геофизических объектов (Южно-Алданская 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 Северо-Становой орогенической зоне по выявлению комплексной сульфидной с платиной минерализации (никель, 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 опоскованности и отрабатанности россыпей в золотоносных районах западной части Южной Якутии за 1991–1994 гг. Т. I, II. – Алдан: Алдангеология, 1994.
61. *Зализняк М. И., Степанов В. Д. и др.* Отчет о результатах поисковых работ в северной части Алдакайского месторождения за 1986–1988 гг. В 12 кн. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1989.
62. *Завадский Ф. Р. и др.* Результаты геозкологической съемки масштаба 1 : 100 000 Нерюнгринского горнопромышленного 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 течений рек Амедики 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 Усмуноского района (Окончательный отчет о детальных поисковых работах в западной части Усмуноского угленосного района 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 Усмуноского района (междуречье Усмуно–Амедики) 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 листах 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 Унгринской партией в 1979–1983 гг. – Алдан: Т-УГРЭ, 1984.
68. *Коробицына В. Н., Желинский В. М.* Вещественный состав и эпигенез мезозойского угленосного комплекса Алдано-Чульманского района (Южная Якутия). – Якутск: ИГ ЯФ СО АН СССР, 1973.
69. *Кочнев Г. Н., Чернецова Л. В.* Отчет по поисковым работам на Бурпалинской аномалии никеля за 1981–1983 гг. Т. 1, 2. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1983.
70. *Кошляк В. С., Лучагов Д. Г.* Геологическое строение северо-западной части Алдано-Чульманского угленосного района (Отчет по поисковым работам на Алдакайской угленосной площади). – Чульман: ЮЯКЭ, 1966.
71. *Кошляк В. С., Зализняк М. И. и др.* Геологическое строение Бурпала-Синсирикской и Ниректа-Холодниканской угленосных площадей (Окончательный отчет по поисково-разведочным работам в междуречье Якоит–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 территории 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 Усмуноского района (Отчет по результатам работ Усмуноской 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 золотоносного 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 (листы О-51-128-Г-г; О-51-129-А, Б, В-а, в, Г-б, г) и геологического доизучения площади масштаба 1 : 50 000 (листы 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 работам Амедицинской 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 партии № 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-съёмочных 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, Амедици (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–Амедици–Алданского междуречья (Отчет Алдано-Амедицинской 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 Бугоричинском 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 Нелюкинской 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 Амедицинского 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. Чижов 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 Амедици. 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 иско- паемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечания, состояние эксплуа- тации
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	Леоалдакайское	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. Амедици 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. Амедици)	[94]	ПГХО. В двуслюдяных гнейсах и кварцитах с вкрапленностью пирита Cu - 0,005-0,1%
II-1	7	Водораздел р. Алдан-руч. Семирик I	[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. Амедици	[94]	ПГХО. В брекчированных окварцованных доломитах Pb - 0,3%, Sb - 0,008%, Ag - 0,0008%
<i>Цинк</i>				
I-1	5	Правобережье р. Амедици	[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. Амедици)	[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-пирротитовых рудах, вмещающих ультрабазитами, Ni - 0,01-1,0%
<i>Молибден</i>				
I-1	4	Левобережье Амедици	[94]	ПГХО. В окварцованных доломитах и гранитоидах Mo - 0,01%, Ag - 0,0001%
IV-3	8	Среднее течение р. Мал. Унгра	[57]	ПМ. Рассеянная вкрапленность молибденита в метадiorитах куртахского 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
<i>Вольфрам</i>				
I-2	9	Левобережье р. Алдан	[94]	ПГХО. В биотитовых гранитах катаклазированных W - 0,005-0,1%, Мо - 0,003-0,5%
II-1	5	Бассейн руч. Подгорный	[94]	ПГХО. В окварцованных породах W - 0,002%
<i>Олово</i>				
I-1	6	Правобережье р. Амедичи	[94]	ПГХО. В гранитоидах Sn - 0,0015-0,003%
I-2	3	Левобережье р. Алдан	[94]	ПГХО. В гранитоидах Sn - 0,0008- 0,0015%
<i>Мышьяк</i>				
I-1	1	Правый склон долины Буривчэ	[94]	ПГХО. В окварцованных доломитах, кварцитах, гранитах As - 0,008-0,03%
I-1	2	Правый склон долины Буривчэ	[94]	ПГХО. В окварцованных доломитах As - 0,005-0,01%
I-1	8	Правобережье р. Амедичи	[94]	ПГХО. В окварцованных гнейсах и кристаллических сланцах As - 0,005-0,01%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
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 км 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. Семирик 2	[19]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 6,5 км
II-1	8	Руч. Семирик 1	[54]	П. Непромышленная россыпь золота
II-1	9	Семирик. Левобережье р. Алдан (приустьевая водораздельная часть ручьев Семирик 1 и 2)	[84]	ПМ. Глыба кварца с сульфидами. Содержание Au - 0,1-5,6 г/т
II-1	10	Руч. Семирик 2 (руч. Зловредный)	[54]	ШП. Единичные знаки, самородки. Протяженность - 1 км
II-1	12	Руч. Манматр	[54]	ШП. Единичные знаки. Протяженность - 3км
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, Ва - 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 катаклазированные (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 метагббро 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 метадiorиты куртахского комплекса, в различной степени рассланцованные. Содержание Au - 0,02-0,5 г/т
III-1	4	Водораздел рек Алдан-Чей	[85]	ПГХО. Площадь - 4,0 км ² . Метадiorиты и метагббро куртахского 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 метадiorиты, плагиограниты катаклазированные. Содержание Au - 0,02 г/т
III-2	4	Бассейн р. Барылах Олонгра, верховье	[85]	ПГХО. Площадь - 1,5 км ² . Развиты метадiorиты 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

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 метадiorиты плагиигранитизированные, 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, обохренные 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 рр. 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-гнейсах 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 приустьевой 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 рр. Алдан-Мал. Олонгра	[84]	ПГХО Площадь - 2,8 км ² . В пределах ореола развиты метадiorиты катаклазированные, амфиболитизированные; габбронориты; биотитовые гнейсы, содержащие Au - 0,02-0,03 г/т
IV-1	2	Водораздел рр. 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. Чей	[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-гнейсы
IV-1	10	Бассейн руч. Кедерки	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 2,2 км ² . В поле ореола развиты диориты, метадiorиты, 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 плагииграниты и метадiorиты. Содержание Au - 0,02-0,07 г/т
IV-2	2	Водораздел руч. Попутный	[84]	ПГХО. Опробованы плагииграниты и метадiorиты. Низкие содержания золота
IV-2	3	Водораздел руч. Попутный-р. Кускадай-Олонгра	[84]	ПГХО. Площадь ореола - 4,0 км ² , в пределах ореола развиты метадiorиты и метагаббро с жилками кварц-полевошпатового состава, амфиболитизированные, иногда рассланцованные. 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 метадiorиты рассланцованные, плагииграниты, 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 метадiorиты рассланцованные, 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.

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 метадiorиты, 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 метадiorиты гранитизированные и рассланцованные (ореол выделен по 17 сколовым пробам). Содержание Au - 0,02-3,0 г/т
IV-3	3	Р. Левая Унгра, приустьевая часть с р. Средняя Унгра	[54]	ШП. Протяженность - 6,0 км. Золото знаковое. Единичные самородки до 2 г, известны проходки шурфов 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 рр. Сред. и Лев. Унгра	[57, 84]	ПГХО площадью 12,0 км ² . Амфибол-плагиноклазовые кристаллосланцы, плагинограниты, катаклазиты по ним и кварц-хлорит-серицитовые 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, рассеченных дайкой эгириновых сиенитов, содержащих зону выщелоченных катаклазитов с пиритом мощностью 1,0-3,6 м. В зоне наблюдаются 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 рр. Лев. и Сред. Унгра	[57]	ПГХО. Площадь - 3,0 км ² . Опробованы катаклазиты по кварц-полевошпатовым породам, андезитовые порфиры, окварцованные и карбонатизированные, амфибол-плагиноклазовые 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, метадiorитах, 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 экзоконтах 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 плагиноклазиты, рассеченные мелкими прожилками кварцевого и кварц-

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 (диафоритами). 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 диафориты и диафоритованные 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. Солокит	[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 метадiorитах и метагabbro 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 18х9 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 полупрозрачного. 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. Амедици	[94]	ПМ. Кварц-флюоритовые жилы в доломитах
I-2	2	Базисное. Водораздел рр. Алдан-Амедици	[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-плаггиоклазовых кристаллических сланцев, содержание в них графита - 25-40%

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	Верховье 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 рисунком

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 *А. А. Ситчихина*

Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. 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