

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

Серия Аладанская
Лист О-51-XXVII (оз. Кунды)

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-XXVII (оз. Кунды)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2019

УДК 550.8:528(084.3M200)(571.56-13)«2002»
ББК 26
Г72

Автор
Е. А. Кардаш

Редактор *А. М. Сафонов*

Рецензенты
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-XXVII (оз. Кунды). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Е. А. Кардаш; Минприроды России, Роснедра, Госкомгеологии РС(Я), ГГП «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 978-5-93761-547-3 (объясн. зап.), ISBN 978-5-93761-548-0**

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. 12, список лит. 98 назв., прил. 2.

**УДК 550.8:528(084.3M200)(571.56-13)«2002»
ББК 26**

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 27 мая 2003 г.

**ISBN 978-5-93761-547-3 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-548-0**

© Роснедра, 2019
© ГГП «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	30
ТЕКТОНИКА	58
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	64
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	69
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	76
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	82
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	84
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	86
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	90
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	91
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полез- ных ископаемых листа О-51-XXVII Государственной геологической карты Российской Федера- ции масштаба 1 : 200 000	95
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископае- мых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохи- мических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых листа О-51-XXVII Госу- дарственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	96

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-51-XXVII имеет географические координаты 56°40'–57°20' с. ш. и 122°00'–123°00' в. д. и расположена в пределах Нерюнгринского улуса (района) Республики Саха (Якутия).

Район работ расположен в юго-западной части Алданского нагорья в бассейне верхнего течения рр. Амедичи, Тунгурча и их притоков. Северная и центральная части расположены в области развития среднегорного рельефа и лишь юго-восточная и крайняя южная части – в области высокогорного рельефа.

Горно-таежная область характеризуется сглаженными мягкими формами водоразделов с отметками 700–1 200 м и относительными превышениями над речными долинами до 100–350 м. Рельеф юго-восточной части листа 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 над днищами долин достигают 700 м. Для гольцовой области в пределах листа (отроги Становика) 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 отметок 1 200–1 300 м, причем в интервале высот 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 встречаются ель, береза, осина, тополь, ольха. Большие площади занимают гари разных лет. Гольцы покрыты редким кустарником и мохово-лишайниковым покровом.

В долинах рек Амедичи, Тунгурча, Чая, Куртах, Алдакай часты сильно заболоченные участки, общая площадь которых составляет 163 км² или 1,8 % от площади.

Речная сеть района относится преимущественно к бассейну р. Алдан и его крупного притока – р. Амедичи. Лишь в западной части реки относятся к бассейну р. Олёкма. Наиболее крупной из них является р. Тунгурча. По рекам Алдан и Амедичи 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 Тунгурча и Амедичи быстро повышается до 3 м.

Озера в пределах площади располагаются преимущественно в долинах рек. Наиболее крупным из них является озеро Кунды (2×3 км), расположенное в болотистой местности в верхнем течении р. Тунгурча.

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 годовая 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, удаленностью от населенных пунктов и отсутствием транспортных артерий постоянного населения нет.

Лишь в верхнем течении р. Кабактан создан небольшой поселок старателей, занимающихся сезонной добычей золота. В бассейне верхнего течения рр. Амедичи и Тунгурча, а также их притоков постоянно кочуют со стадами оленеводы. Ближайшим населенным пунктом являются город Нерюнгри (85 км), поселки Чульман (100 км), Золотинка (110 км), а также железнодорожные станции по БАМу (Юхтали, Дюгабуль и др.). Через площадь проходит автозимник, соединяющий поселки Золотинка и Кабактан (200 км). От поселка Кабактан до железнодорожной станции Юхтали пробита автодорога, по которой снабжаются старатели (80 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, крайне неравномерная. Обнаженность района в целом позволяет 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 [72, 74, 84, 85, 96, 97], геологического доизучения площади масштаба 1 : 50 000 [65, 66, 73, 76, 79, 87], а также гравirazведки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 50 000 [75], аэромагнитной съемки масштаба 1 : 25 000 [90]. Кроме того, использовались космофотоснимки масштабов 1 : 500 000 и 1 : 200 000 (залет 1986 г.), радиолокационные снимки масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 (залет 1981 г.), аэрофотоснимки масштаба 1 : 50 000 (залет 1993 г.), фотосхемы масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000.

Для решения основных задач, определенных геологическим заданием по геологическому доизучению территории листа масштаба 1 : 200 000 и подготовки его к изданию в 1998–2002 гг. выполнен обширный комплекс работ, которые по времени и содержанию делятся на подготовительные, полевые и камеральные.

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

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 не отличалась от стандартной. На площади ГДП на первой стадии была выполнена сеть разряженных 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, изучения 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. Работы выполнялись специализированным отрядом, который параллельно занимался изучением разрезов четвертичных отложений. Литохимические исследования включали опробование по первичным ореолам рассеяния. Сколковое опробование проводилось в ходе геологосъемочных маршрутов, шаг опробования составил 250–300 м.

Все отобранные пробы были обработаны и проанализированы в комплексной химико-технологической лаборатории ГГГП «Южякутгеология» (пос. Чульман).

Все виды работ по ГДП-200 выполнены коллективом Верхне-Алданского отряда ГГГП «Южякутгеология». 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., Янополец О. А. Основной объем камеральных работ выполнен геологами Сафоновым А. М., Кардаш Е. А., Соловьевой Т. К., Кедря В. Я., Скопич С. И., техником-геологом Сафоновой Г. М., техником-программистом Леухиным Э. В.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Изученность территории листа О-51-XXVII весьма неравномерная. После издания Госгеолкарты масштаба 1 : 200 000 дальнейшие работы здесь были сосредоточены, в основном, в южной части – в Кабактанском золотоносном районе и его обрамлении.

В 1961 году с целью поисков дражного полигона в долине верхнего течения р. Амедици работала Амедицинская партия ЮЯКЭ (Вейс Л. М. и др., 1962). По отдельным скважинам была установлена промышленная золотоносность. В этом же году в бассейне р. Олёкма проводила поисковые работы Ботуобинская экспедиция (Отнюков Н. И. и др., 1962). В нескольких шлихах по р. Тунгурча встречено редкое пылевидное золото; также отмечена перспективность долины р. Сыллах.

В 1962–1964 гг. в бассейне р. Нюкжа работала Уркиминская ревизионно-разведочная партия ДВГУ (Забелин Е. К. и др., 1964). По руч. Дюпан получены положительные результаты, но общая оценка россыпной золотоносности правых притоков р. Нюкжа была дана отрицательная.

Все эти работы ориентировались исключительно на поиски золотоносных россыпей и не добавили ничего существенно нового в изучении геологического строения территории. В этих условиях решающее значение приобретают тематические и геофизические исследования.

В 1961–1963 гг. вся площадь была покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000 (Карчагин В. М. и др., 1963, 1964), что дало возможность построить двухмиллиметровую карту аномальных значений силы тяжести. Анализ этой карты позволил подтвердить предположение о крупноблоковом строении фундамента, уточнить границу между кристаллическими образованиями Алданского щита и Становой подвижной зоны, уточнить местоположение и простирающие основные докембрийских структур. В южной части Усмунской впадины была выделена зона наибольшего погружения фундамента (Усмунский гравитационный минимум). Максимальная мощность осадочных образований мезозойского возраста по гравиметрическим данным была оценена в 1 400 м.

Продолжаются начатые ВСЕГЕИ в 1955 г. геологические исследования в бассейне р. Олёкма, включая лист О-51-XXVII. По результатам этих работ написан сводный отчет «Геология западной части Алданского щита» (Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л., 1966), опубликованный в 1971 г. [29]. В нем авторы дали систематизированное описание стратиграфии, магматизма, метаморфизма, тектоники, главнейших особенностей минерагенических эпох данного региона. Предложена новая схема стратиграфического расчленения архейских образований. В составе архейской группы были выделены нижнеархейский алданский комплекс (иенгская серия в составе верхнеалданской и федоровской свит) и верхнеархейский олёкмо-становой комплекс (курультинская серия в составе каруракской, иманграканской, зверевской, курбаликитской свит и олёкминская серия в составе нютской, хойкинской, крестьянской и мордженской свит).

В 1966–1968 гг. тематической партией ЮЯКЭ изучалась металлогения золота Северо-Становой области, куда входит Кабактанский золотоносный район. В отчете (Ветлужских В. Г., 1969) собраны и детально проанализированы материалы по геологии, геоморфологии, россыпной и коренной золотоносности, установлены закономерности ее размещения, на основании чего определены перспективные золотороссыпные районы, намечены площади для геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и участки для поисков рудного золота и других полезных ископаемых. Основное золотое оруденение авторы связывают с гидротермалитами мезозойского возраста.

Вслед за этим в Кабактанском районе и на примыкающих к нему территориях в 1968–1970 гг. группой партий ЮЯКЭ были проведены поисково-съёмочные работы масштаба 1 : 50 000 (Смирнов И. П., Брейдо А. И. и др., 1969; Томилович Г. С., Брейдо А. И., 1970; Юшманов В. В., Исаев Ю. С. и др., 1970, 1971; Одуд-Сичевой В. А., Телега Н. С. и др., 1971). При картировании докембрийских толщ авторы применили стратиграфическую схему, предложен-

ную Е. П. Миронюком, причем на основании определений абсолютного возраста ими было высказано предположение о принадлежности олёмминской и курультинской серий к нижнему архею. Благодаря хорошему качеству исследований удалось детально расчленить рыхлые образования кайнозойского возраста; предположительно выделена палеоген–неогеновая кора выветривания; указана вероятность наличия в районе древних аллювиальных отложений; подробно изучен мезозойский интрузивный комплекс. Выявлено несколько проявлений золота, серебра, цветных и редких металлов, титаномагнетита, урана, редкоземельных элементов, мусковита. Установлены участки, наиболее перспективные на рудное золото: в верховьях р. Сыллах, руч. Кабактан, руч. Сибач, руч. Кварцевый. Коренная золотоносность авторами связана с постагматической деятельностью мезозойского времени (кварц-сульфидные жилы и гидротермально измененные породы), при этом авторы дают отрицательную оценку золотоносности диафторитов. Прогнозируются россыпи золота по руч. Сибач, по левым притокам р. Куртах, а также погребенная россыпь в грабен-долине р. Амедичи (ниже устья руч. Кабактан).

Одновременно в этом же районе проводит поисково-разведочные работы Тимптоно-Иенграская партия ЮЯКЭ (Слива А. Д., Мурзина Ф. Х., 1971). В долине р. Амедичи на глубине до 23 м обнаружена россыпь золота. В среднем течении руч. Кабактан разведана промышленная россыпь с небольшими запасами категории C_1 ; подсчитаны прогнозные ресурсы по техногенным отложениям; установлено продолжение россыпи в верхней и нижней частях долины руч. Кабактан. В долинах руч. Расторгуев, Кварцевый и в среднем течении р. Куртах подтверждено наличие непромышленной золотоносности.

Начинается планомерное изучение Усмунского угленосного района. В 1962–1963 гг. в ходе исследований по изучению морфологии и истории развития мезозойских депрессий на юге Аланского щита здесь работал В. Ф. Микунов (ГИН АН СССР). Вслед за В. И. Конивцом (Западный отряд из группы В. В. Мокринского, 1952–1953, [50]) было высказано мнение о наличии в Усмунском районе отложений верхней юры и о взбросовом характере Южного регионального разлома (контакта юра–архей) с падением плоскости сместителя под углом 65–70° (Микунов В. Ф., 1965).

В 1968 г. отряд ГИ ЯФСО АН СССР под руководством Ш. А. Сюдюкова с целью изучения стратиграфии и условий накопления угленосных отложений прошел маршрутом по рекам Усмун и Тунгурча. Было подтверждено присутствие в разрезе осадочной толщи отложений позднеюрского возраста, и сделана попытка расчленить толщу на три свиты: юхтинскую, дурайскую и кабактинскую.

В период с 1968 по 1972 гг. в западной части района работала Усмунская поисковая партия ЮЯКЭ (Пахомов А. Н. и др., 1970, 1972). Была составлена геологическая карта масштаба 1 : 50 000, выяснен характер угленосности мезозойских отложений, предварительно оценено качество углей района. Отложения были расчленены на три свиты: нижнеюрскую юхтинскую в составе двух подсвит (370 м), среднеюрскую дурайскую (460–480 м) и верхнеюрскую кабактинскую (400–410 м); общая мощность мезозойских отложений была оценена в 1 260 м. Были выделены две структурные области: область спокойного залегания пород на севере и область сильно дислоцированных пород на юге в полосе шириной 10–15 км вдоль контакта с архейскими кристаллическими образованиями. Этот контакт был рассмотрен в качестве комбинации крутых взбросов и пологих надвигов; в центральной части района был определен типичный надвиг с южным падением плоскости сместителя под углом не более 15° и с видимой амплитудой смещения пород – не менее 2 км. Было выделено два каменноугольных месторождения – Сыллахское и Немактинское, вскрыто 42 угольных пласта мощностью от 0,1 до 14,7 м; пласты преимущественно тонкие и средние. Определены закономерности изменения угленосности по площади, выделены наиболее угленасыщенные области. До глубины 300 м подсчитаны балансовые запасы угля по категории C_1+C_2 в количестве 762,7 млн т, в том числе по Немактинскому месторождению – 301,7 млн т.

Изучение Сыллахского и Немактинского месторождений на стадии детальных поисков было продолжено в 1976–1982 гг. (Илларионов Р. З. и др., 1982). Буровыми работами были уточнены мощности свит, которые составили: юхтинской – 330–370 м, дурайской – 550–500 м, кабактинской – 560–620 м, а всей юрской толщи – 1 440–1 590 м. В разрезе было выявлено 71 углепроявление мощностью от 0,1 до 18,3 м; большинство из них весьма тонкие, тонкие и средние; только два (пласты K_4 и K_{12}) характеризуются в качестве мощных. Установлено понижение угленосности отложений в восточном направлении. По целевым пластам подсчитаны балансовые запасы угля по категории C_2 до глубины 500 м в количестве 1 021,2 млн т, в том числе по Немактинскому месторождению – 318,8 млн т.

В этот же период в районе работами отряда ВИМС проведено петрографическое и геохимическое изучение угленосных отложений (Блох А. М. и др., 1979, 1982). Была изучена юхтинская

свита, в ее базальных слоях было установлено широкое развитие щелочного метасоматоза.

В 1975–1978 гг. в пределах листа проводила комплексную мерзлотно-гидрогеологическую и инженерно-геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 Чульманская партия ЦПСЭ ЯТГУ (Прусаков В. М. и др., 1979). Составлены карты: мерзлотно-гидрогеологическая, инженерно-геологическая, химического состава поверхностных вод, глубин сезонного протаивания (промерзания) и распространения надмерзлотных вод. Определены зоны, наиболее перспективные для поисков подземных вод; подсчитаны ресурсы подземных вод, консолидированные в наледях; установлен характер взаимодействия мерзлых пород и подземных вод зоны свободного водообмена; определены инженерно-геологические условия территории.

В 1976–1978 гг. составляется аэрофотогеологическая карта масштаба 1 : 50 000 восточной части Усмунского угленосного района (Сикач Б. П., 1978). Была подтверждена перспективность площади на уголь и оконтурена наиболее перспективная ее часть в бассейне нижнего течения р. Усмун и в бассейне руч. Дерпук.

Многoletние тематические работы по комплексному изучению Южно-Якутской угленосной формации проводит группа сотрудников отдела геологии угля и горючих сланцев ВСЕГЕИ. В 1978–1979 гг. в пределах Усмунского района ими пройдены маршруты по рекам Алдан, Алдакай, Тунгурча и Сыллах, описан керн скважин на Сыллахском месторождении. В отчете (Власов В. М. и др., 1980) подробно освещено строение угленосной формации (ритмичность, изменение угленосности, петрографического и химического состава углей в вертикальном разрезе, минералого-петрографический состав песчаников). Большое внимание уделено вопросам корреляции отложений. Изучены условия накопления формации и образования угольных пластов. Проведено определение возраста отложений и разделение юрской системы на свиты на основании изучения флористических комплексов.

В 1978–1983 гг. Амедичинская партия ГФЭ № 6 ЯПГО проводит в зоне Малого БАМа геохимические поиски масштаба 1 : 200 000 (Подъячев Б. П. и др., 1983). Выявлены особенности распределения химических элементов в горных породах основных геологических формаций, выделены три ассоциации: халько-сидерофильная, литофильная и ассоциация золота. Составлен комплект геохимических карт и карт результатов поисков. Выделены площади, высокоперспективные на обнаружение оруденения Au, Mo, W, Ni, Co, Cu, U и других металлов.

Продолжаются поиски месторождений радиоактивных руд. Еще в 1959 г. большая часть территории покрывается аэрогамма-съемкой масштаба 1 : 25 000 (Октябрьская экспедиция). Выделяется перспективная площадь в междуречье Сыллах–Амунукачи, где тогда же наземными поисками в истоках руч. Сибач было выявлено проявление Строгач. В 1974 г. здесь были проведены детальные поиски (Приленская экспедиция), по результатам которых проявление было рекомендовано к дальнейшей оценке. В 1980–1981 гг. эта же экспедиция проводит работы в западной части Усмунской впадины и в районе ее южного обрамления, в том числе на Сыллахской площади, включающей участок Строгач. В результате поисково-оценочных работ установлено, что на проявлении урановое оруденение имеет небольшие параметры и низкие содержания металла и локализуется в полиминеральных метасоматитах зон дробления фундамента.

В 1982–1983 гг. Беркакитская партия ГФЭ № 6 проводит аэромагнитную съемку масштаба 1 : 50 000 (Степанов Г. Я. и др., 1984). Полученная карта магнитного поля позволила уточнить структурно-тектоническое строение Усмунской впадины и проследить границу и мощность Южно-Якутского надвига.

В этот же период в ТУГРЭ ЯПГО проводятся тематические работы по оценке прогнозных ресурсов россыпного золота Южной Якутии, в том числе по водотокам бассейнов верхнего течения рек Амедичи, Тунгурча, Сыллах (Дик И. П. и др., 1984).

В 1984–1985 гг. ЮЯГРЭ проводит в небольших объемах поисковое бурение на уголь в междуречье Усмун–Дерпук–Алдакай (Илларионов Р. З., 1986). Выявлено 36 углепроявлений мощностью от 0,2 до 2,19 м с преобладанием весьма тонких пластов. Пласты предварительно характеризуются как невыдержанные; угли марки КЖ. Подсчитаны прогнозные ресурсы категории Р₁ до глубины 600 м в количестве 455,9 млн т.

В 1985 г. Ревизионной партией ГФЭ № 6 при анализе материалов гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000 (1961–1963 гг.) установлена ее некондиционность, эта съемка была переведена в масштаб 1 : 500 000. В 1987–1988 гг. ЦПСЭ ЯПГО выполняет повторную гравиметрическую съемку масштаба 1 : 200 000 на площади, включающей лист О-51-XXVII (Осипович К. Ю. и др., 1989). В результате составлены кондиционная гравиметрическая карта и карты сопоставления гравитационных и магнитных аномалий. В составе фундамента выделены Чульманский и Зверевский сегменты, а также Амедичинский и Нимныро-Мелемкенский блоки. Проанализирован характер отражения в геофизических полях известных зеленокаменных

структур и массивов габброидов, на основании чего выделена Амедичинская зеленокаменная структура и участки преимущественного развития метабазитов, с которыми были связаны перспективы золотого оруденения.

С 1985 по 1993 год в Кабактанском золотоносном районе ТУГРЭ проводит поисково-разведочные работы на россыпное золото (Лядин В. И. и др., 1989; Захаров И. И. и др., 1993). Обследованы бассейн р. Амедичи, верхнее течение рр. Сыллах и Тунгурча. Детально разведаны с подсчетом запасов категории C_1 месторождения россыпного золота руч. Кабактан, руч. Налджикан и р. Амедичи. Выявлены промышленные россыпи золота с запасами категории C_2 в долинах р. Сыллах, руч. Кварцевый, руч. Ветвистый. Дана перспективная оценка россыпной золотоносности района.

В 1988–1996 гг. в южной части листа проводит геологическую съемку и доизучение масштаба 1 : 50 000 ЛенГРЭ-ГГП «Ленское» (Сафонов А. М. и др., 1994, 1998). Составлен комплект существенно обновленных карт листов О-51-113 и -114 и их обрамления. При картировании докембрийских кристаллических образований авторами сделан переход к выделению возрастных структурно-вещественных комплексов, подразумевающий отказ от детальной стратификации толщ. Из образований, объединяемых ранее в курультинскую серию, выделено два комплекса: куртахский (наиболее древний раннеархейский) в составе иманграканской и холодниканской толщ; олонгринский чарнокитоидов и чарнокитизированных пород (раннепротерозойский). Кроме того, выделяются раннеархейские олёкминский и становой комплексы и условно позднеархейская чугинская толща. В составе комплексов преобладают предположительно первично-магматические образования; только породы чугинской и, частично, холодниканской толщ имеют явное первично-осадочное (вулканогенно-осадочное) происхождение. Из архейских разрезов выделены интрузивные образования протерозоя (позднего архея–протерозоя) и гидротермально-метасоматические образования мезозоя, с которыми была связана большая часть проявлений и геохимических аномалий различных элементов. Выделены основные рудоконтролирующие факторы размещения полезных ископаемых. На основе площадного сколкового опробования выделены Южно-Якутская и Северо-Становая рудные зоны и ряд локальных рудных узлов (полей). Создана принципиально новая модель тектонического строения территории – субширотная межгеоблоковая зона тектонического сгущивания с широким развитием покровно-надвиговых структур. Получена основа для дальнейшего совершенствования методики геологического картирования районов подобного типа и разработки легенды геологических карт масштаба 1 : 50 000–1 : 200 000.

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 металлогенические районирование и систематизация данных по полезным ископаемым [41а].

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа к стратифицируемым образованиям относятся чугинская толща, сложенная метаморфическими образованиями верхнего архея; ярогинская серия, сложенная метаморфическими и метаморфизованными осадочными образованиями нижнего протерозоя; мезозойские угленосные терригенно-осадочные отложения и рыхлые кайнозойские отложения. Схемы стратификации юрских и четвертичных отложений базируются на детально изученных разрезах, вскрытых скважинами и горными выработками в ходе проведения геологоразведочных работ. Докембрийские метаморфические и метаморфизованные образования стратифицированы по изучению в естественных коренных выходах и в рыхлых делювиальных отложениях.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Чугинская толща (AR₂цг). Метаморфические образования чугинской толщи за долгий период геологического изучения района включались в состав различных серий – то олёмминской, то курультинской, то борсалинской, то зверевской, и входили в них или в качестве самостоятельных свит и толщ, или в виде фрагментов свит. Соответственно, положение их в разрезе докембрия трактовалось от нижнего архея до нижнего протерозоя.

При геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000 метаморфические образования чугинской толщи относились к тунгурчинской свите олёмминской серии нижнего протерозоя [23]. При последующих геологических исследованиях эти образования то относились к курультинской серии нижнего архея, в которую в качестве составной части входили в состав то сыллахской, то авикской свиты, то в Олёмминском блоке в качестве составной части входили в состав борсалинской серии и нютской свиты олёмминской серии нижнего архея. В изданной Государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 [12] они выделены в качестве сибацкой толщи верхнего архея. В этом же качестве они вошли в легенду Алданской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000. В качестве чугинской толщи специфического литологического состава эти метаморфические образования на описываемой территории были выделены в середине 1980-х годов В. Л. Дуком [40].

Для чугинской толщи характерна специфическая ассоциация литологических разностей пород, свидетельствующая о ее повышенной карбонатности. Для нее характерно также тонкое переслаивание различных типов пород, что является характерным отличием чугинской толщи от других толщ района и может служить основанием отнесения ее к вулканогенно-осадочным образованиям.

Метаморфические образования чугинской толщи развиты в юго-западной части листа на водоразделе рр. Сыллах–Тунгурча. Они протягиваются субширотной полосой шириной 4–6 км от западной рамки листа на восток до устья левого притока Тунгурчи – р. Канки, где выклиниваются и далее на восток не прослеживаются.

Чугинская толща сложена амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми, биотит-диопсидовыми, биотитовыми, нередко с гранатом и графитом, гнейсами и кристаллическими сланцами, графит- и диопсидсодержащими кварцитами и карбонатными породами. В разрезе толщи наблюдается тонкое переслаивание всех литологических разностей пород, при этом характер поведения контактов литологических разностей по наблюдениям в рельефе и в керне скважин указывает на пологое залегание толщи с падением ее преимущественно на юго-юго-запад под углами 25–50°. В верхней части разреза нередко преобладают биотитовые гнейсы с гранатом и прослоями биотит-гранатовых гнейсов.

В пределах листа образования чугинской толщи слагают тектоническую пластину, разбитую на мелкие чешуи, и стратиграфические контакты их с окружающими метаморфитами станового комплекса не наблюдаются. Внутри тектонической пластины в чешуях наблюдаются только

разрозненные фрагменты разреза толщи. С юга выходы пород чугинской толщи перекрываются тектонической пластиной пород олёкминского комплекса, с севера, в свою очередь, они тектонически перекрывают метаморфические образования олёкминского комплекса.

Стратотипический разрез толщи выделяется севернее Усмунской впадины, в бассейне верхнего течения р. Чуга. В пределах описываемого листа наиболее изучен по коренным выходам, канавам и отдельным скважинам разрез толщи на правом берегу р. Сыллах. В основании разреза залегает пачка амфиболовых, диопсид-амфиболовых, биотит-амфиболовых, чаще – меланократовых, кристаллических сланцев, участками сильно гранитизированных и микроклинизированных. Ширина выходов пород пачки – от первых метров до 500–800 м, что при субгоризонтальном залегании может соответствовать мощности до 100–150 м в наиболее сохранившихся разрезах. Выше залегает пестрая по составу пачка переслаивающихся биотитовых, диопсид-биотитовых, гранат- и графит-биотитовых, диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев, кварцитов и кварцито-гнейсов, часто с графитом. Мощность этой пачки составляет около 90–120 м. Суммарная мощность толщи может оцениваться в 200–270 м, хотя величина достаточно приближенная из-за невозможности учета мелкой складчатости, блоковой тектоники, тектонической нарушенности разрезов.

Общее представление о соотношении пород различного состава в строении чугинской толщи дает разрез по линии канав на водоразделе рр. Амунукачи–Тунгурча:

1. Биотитовые олигоклаз-микроклиновые граниты гнейсовидные с ксенолитами диопсидовых, амфибол-диопсидовых гнейсов и кристаллических сланцев с редкими маломощными прослоями графит-дистен-биотитовых, гранат-графит-биотитовых гнейсов и кварцито-гнейсов	160 м
2. Переслаивание дистен-гранат-графит-биотитовых кварцитов и кварцито-гнейсов средне-крупнозернистых с крупными порфиробластами граната. Породы слабо мигматизированы	50 м
3. Кварциты биотит-дистен-диопсидсодержащие разнозернистые, часто с графитом, сильно мигматизированные	185 м
4. Переслаивание биотитовых, диопсид-биотитовых кварцитов и кварцито-гнейсов мигматизированных	165 м
5. Тонкое переслаивание кварцитов и кварцито-гнейсов лейкократовых биотитсодержащих неяснополосчатых сильно мигматизированных	650 м
6. Диопсид-биотит-графитовые кварциты светло-серого цвета среднезернистые неяснополосчатые	50 м
7. Переслаивание лейкократовых биотитовых, диопсид-биотитовых гнейсов и кварцито-гнейсов светло-серого цвета сильно мигматизированных с прожилками биотитсодержащих гранитов	420 м
8. Амфиболовые, диопсид-амфиболовые кристаллические сланцы (ортоамфиболиты) меланократовые массивные черного цвета послойно мигматизированные	70 м
9. Биотитовые гнейсы сильно мигматизированные	110 м
10. Амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы слабо гранитизированные, сильно катаклазированные	230 м
11. Перерыв в наблюдениях. Долина р. Амунукачи	270 м
12. Амфиболовые биотит-амфиболовые кристаллические сланцы средне-крупнозернистые массивные (диоритового облика) слабо мигматизированные	300 м
13. Биотитовые олигоклаз-микроклиновые гранито-гнейсы со скиалитами диопсидовых, диопсид-биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев буровато-серого цвета грубополосчатых. Среди них – редкие маломощные линзы биотит-магнетитсодержащих гранатовых кварцитов, гранат-биотитовых гнейсов с прожилками пегматоидных гранитов	800 м
14. Меланократовый ортоамфиболит массивный мелкозернистый слабо мигматизированный	200 м
15. Переслаивание биотитовых гнейсов и кристаллосланцев, редкие прослои дистен-амфибол-биотитовых и амфибол-биотитовых кристаллических сланцев, иногда содержащих гранат	1 000 м

Общая видимая мощность фрагмента разреза толщи 4 660 м.

На правом берегу р. Амунукачи слоистая и пестрая по составу нижняя часть разреза толщи перекрывается на водоразделе пачкой лейкократовых биотитовых, диопсид-биотитовых гнейсов с редкими прослоями амфиболовых кристаллических сланцев. Здесь отмечаются мелкие единичные линзы карбонатсодержащих пород и кварцито-гнейсов.

На левобережье р. Амунукачи, выше слоистой пачки с пластами графитовых кварцитов, глиноземистых гнейсов и карбонатных пород залегает пачка биотитовых, диопсид-биотитовых гнейсов с редкими линзами (пластами) графит-биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов.

Помимо крупной тектонической пластины на водоразделе рр. Сыллах и Тунгурча метаморфические образования чугинской толщи спорадически встречаются в виде мелких выходов, не отвечающих масштабу карты, в субширотной полосе от верхнего течения р. Сыллах до оз. Кунды. Здесь они образуют мелкие тектонические чешуи, зажатые в зонах пологих разломов, и представлены мелкими фрагментами приведенных разрезов.

Кварциты и диопсидовые кварциты от мелко- до крупнозернистых массивные и линзовидно-полосчатые за счет неравномерного распределения графита, серые, голубовато-серые и зелено-

ваго-серые. В минералогическом составе кварцитов главную роль играет кварц, содержание которого колеблется от 64 до 90 %, в диопсидовых кварцитах – также диопсид. Во всех разновидностях кварцитов встречаются плагиоклаз и графит, но содержание их незначительное (3–5 %). В единичных зернах иногда присутствуют гранат и кордиерит, часто частично или полностью замещенные мусковитом. Из аксессуарных минералов встречаются апатит и циркон.

Плагиоклаз-диопсидовые и плагиоклаз-гранат-диопсидовые кристаллические сланцы в связи с гранитизацией толщи большей своей частью претерпели существенные метасоматические преобразования (диопсид замещается роговой обманкой, гранат – плагиоклазом). Структура и текстура пород зависит от соотношения реликтовых и новообразованных минералов, поэтому эти породы имеют пятнистое строение: на мелкозернистом темно-зеленом фоне породы, состоящей из новообразованной роговой обманки с пятнами плагиоклаза, просвечивают более крупные зерна светло-зеленого диопсида и красного граната. Текстура кристаллосланцев параллельная, гнейсовидная, пятнистая, массивная. Набор реликтовых минералов прост и однообразен: диопсид, плагиоклаз и гранат (в гранатсодержащих разностях). Из аксессуарных минералов, ассоциирующих с ними, отмечаются магнетит, циркон и апатит. Новообразованные минералы, псевдоморфно развивающиеся и разбедающие первичные минералы, представлены роговой обманкой, меньше – кварцем, микроклином, кислым плагиоклазом, мусковитом. Новообразованные аксессуары представлены цирконом, апатит и магнетитом второй генерации и сфеном. В количественном отношении новообразованные минералы преобладают. Нередко они имеют субпараллельную ориентировку, обуславливая гнейсовидную текстуру, которая часто ориентирована под углом к ориентировке реликтовых минералов (диопсида и граната). Последние в реликтовых участках образуют собственную (реликтовую) гнейсовидную и параллельную текстуры.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Ярогинская серия (PR₁jar). К ярогинской серии в пределах листа условно отнесены метаморфические образования, описанные С. Е. Карповым [20] при проведении в районе ГС-200. Они выделяются в долине р. Усмун у северной рамки листа, где С. Е. Карповым в основании склона под чехлом мезозойских осадочных отложений были описаны коренные выходы нижнепротерозойских метаморфических пород. С того времени они практически не изучались. На Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 [12] и в легенде Алданской серии листов [47] они выделены в качестве субганской серии верхнего архея.

По литологическому составу и степени метаморфизма метаморфические образования долины р. Усмун близки к верхнеархейским метаморфическим образованиям Амедицинского трога (Ярогинского прогиба), южным окончанием, выходящим в северо-западной части соседнего с запада листа. Последние В. И. Березкин и В. Л. Дук [40] относят к нижнепротерозойскому возрасту.

В долине р. Усмун обнажаются окварцованные и катаклазированные биотит-амфиболовые гнейсы и двуслюдяные сланцы, простирающиеся в северо-западном направлении (335–340°) и падающие на юго-запад под углами 25–45° и прорванные жилами пегматоидных гранитов. На них с угловым несогласием залегают аркозовые метапесчаники (кварцито-песчаники), в свою очередь перекрытые юрскими осадочными отложениями. Мощность пачки метапесчаников колеблется от 8–10 до 20–30 м; она смята в пологие складки и прорывается жилой мусковитовых пегматитов. Падение пачки северо-восточное 30–35° под углами 25–30°.

Песчаники кварцитовидные с графитом мощностью 0,5 м отмечаются под слоем юрских конгломератов в устье ключа Таборный.

Присутствие в разрезе графитсодержащих кварцитовидных метапесчаников, прорванных жилой пегматита, позволяет отнести их к ярогинской серии.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ–ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМЫ

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА–КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Порохтахская серия (V–С.pr). Морские, преимущественно карбонатные отложения венд-раннекембрийского возраста узкой полосой, окаймляющей юрские отложения, обнажаются на склонах долин рр. Чуга, Ярогу, Джилтунда. По структурному положению они относятся к комплексу формаций платформенного чехла, выполняя нижнюю часть байкальского яруса алдано-

ленского (V_1-T_1) структурного подэтажа [67]. С угловым и стратиграфическим несогласием они трансгрессивно залегают на докембрийских кристаллических образованиях фундамента и, в свою очередь, со стратиграфическим несогласием перекрываются нижнеюрскими терригенными отложениями.

В составе формации резко преобладают доломиты. В основании разреза лежат невыдержанные пласты песчаников, линзы гравелитов и конгломератов. В разрезе формации часто встречаются кремнистые породы, редко – доломитовые известняки, мергели и алевролиты.

Породы формации залегают практически горизонтально. Общая мощность отложений изменяется от 30 м у северной границы листа до 5 м – на водоразделе левых притоков р. Амедици – ручьев Яраусу и Волчий. Далее в южном направлении отложения венда–нижнего кембрия полностью выклиниваются.

На территории листа разрезы серии не изучались. Севернее, на водоразделе рр. Чуга и Яругу, отложения серии представлены [83] (снизу вверх):

1. Песчаники светло-серые среднезернистые, реже – крупнозернистые, кварц-полевошпатовые, иногда переходящие в гравелиты и мелкогалечные конгломераты..... 1–3 м
2. Песчаники серые и желтовато-серые мелко-среднезернистые полосчатые, сверху – с маломощными пропластками серых доломитовых песчаников 7 м
3. Доломиты светло-серые массивные с линзами опоковидных оолитовых доломитов и глинистых доломитов 71 м
4. Кремнистые доломиты желтовато-серые, серые массивные с часто встречающимися кремнистыми стяжениями, иногда пористые, с маломощными линзами оолитовых доломитов 9 м

Общая мощность разреза 87–90 м.

Приведенный разрез наиболее близок к алданскому типу разрезов юдомского комплекса [42]: в основании серии залегают терригенная пачка мощностью до 10 м, выше по разрезу сменяющаяся пачкой массивных светло-серых доломитов с линзами песчаных, глинистых, оолитовых доломитов, содержащих примесь кремнистого вещества и стяжения кремней.

Песчаники, доминирующие в терригенной пачке основания, мелко- или среднезернистые массивной, реже косослоистой текстуры. Сортировка обломочного материала разная, окатанность хорошая, реже – средняя. По составу песчаники кварцевые или полевошпат-кварцевые: содержание кварца составляет 80–100 %, калиевых полевых шпатов – до 20 % (редко). Акцессорные минералы представлены сфеном, эпидотом, цирконом. Цемент песчаников базального, реже порового типа, по составу – кремнистый и железисто-кремнистый, реже – карбонатный.

Мелкогалечные конгломераты и гравелиты имеют резко подчиненное значение. Галька средне окатанная, слегка уплощенная, представлена кварцитами. Заполнитель – разномощные песчаники с несортированным, неокатанным обломочным материалом, состоящим из кварца, кварцитов, полевых шпатов (калиевых, реже – плагиоклазовых), с примесью серицит-кварцевых сланцев и гранитов. Цемент заполнителя базальный и регенерационный, кремнистый тонкозернистый.

Доломиты серого цвета, преимущественно микро- и тонкозернистые массивные, иногда полосчатые. Имеют мозаичную микроструктуру и сложены изометричными, реже ромбовидными зёрнами. Местами встречаются доломиты с пустотами, заполненными вторичным кальцитом или кварцем.

Кремнистые доломиты развиты ограниченно, слагая характерную «кремнистую» пачку, ранее выделявшуюся в качестве среднеюдомской подсвиты [40]. Эти породы занимают промежуточное положение между доломитами и кремнистыми алевропелитами. Переходы между чистыми доломитами и их кремнистыми разновидностями постепенные, по мере возрастания в доломитах кремнистой составляющей, содержание которой может достигать 50–60 % [83]. Для кремнисто-доломитовых пород характерно большое количество линзовидных кремнистых стяжений, сложенных халцедоном.

Оолитовые кремнистые породы встречаются по всему разрезу и характеризуются массивной текстурой и псевдооолитовой структурой. Почти целиком они состоят из круглых комков размером 0,1–0,3 мм, редко – до 3 мм, сложенных криптозернистым кварцем, сцементированным халцедоном.

На АФС выходы порохтакской серии резко выделяются темным фототонном, обусловленным густой растительностью. Контакты ее с перекрывающими мезозойскими отложениями на АФС наблюдаются весьма отчетливо по резкой смене темного фототона белым полосчатым.

На территории описываемого листа в отложениях порохтакской серии каких-либо ископаемых органических остатков не встречено. 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 отложения юрского возраста распространены на северной половине листа.

В структурном плане юрские отложения на территории листа выполняют центральную и восточную части Усмунской впадины Пристанового прогиба и относятся к структурному мезозойско–кайнозойскому эпиплатформенному орогенному этажу [28, 67]. Они представлены преимущественно песчаниками (до 75 % объема разреза), в меньшем количестве – тонкозернистыми породами (около 21 %) и углями (не более 3 %). Крупнообломочные породы развиты ограниченно и приурочены, как правило, к низам разрезов стратиграфических подразделений.

В составе юрского комплекса на описываемой площади выделяются три свиты: юхтинская, дурайская и кабактинская. Имея однообразный состав и сходное ритмическое строение, стратиграфические подразделения обладают характерными фациально-литологическими признаками, которые выдерживаются на всей площади. Юхтинская свита, залегающая в основании мезозойского осадочно-терригенного комплекса, представляет собой песчаниковую толщу, отличающуюся грубозернистостью, плохой сортировкой, слабой, особенно в нижней части разреза, окатанностью обломочного материала и очень низкой угленосностью. Дурайская свита – алевролитопесчаная угленосная толща; для нее характерны мелко- и тонкозернистый состав пород и большое количество углепроявлений, многие из которых имеют рабочую мощность, особенно в верхней части разреза свиты. Кабактинская свита, представлена песчаниковой угленосной толщей, сложенной чередующимися мощными пачками мелко- и среднезернистых песчаников. Тонкозернистые породы в ней распространены незначительно, количество углепроявлений также уменьшается.

Общая мощность юрских отложений в восточной части Усмунской впадины достигает 1 400 м. Залегание свит между собой согласное, падение, в общем, по району южное под углами от 0–5° на севере до 30° – на юге, осложненное складчатыми и разрывными нарушениями.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Юхтинская свита (J,juh). Отложения свиты широко распространены вдоль северной окраины юрского поля, занимая более 50 % его площади. Они несогласно залегают на венд–нижнекембрийских карбонатных отложениях и на архейских кристаллических образованиях и согласно перекрывается более молодыми отложениями дурайской свиты. Юхтинская свита представляет собой выдержанный осадочный ритм четвертого порядка мощностью 300–350 м, включающий в себя более мелкие ритмы, гранулометрический и фациальный состав которых закономерно изменяется.

Состав свиты песчаниковый. В нижней части разреза свиты заметно преобладают грубозернистые разности песчаников с прослоями гравелитов, конгломератов и очень редко – алевролитов, в верхней – развиты среднезернистые и мелкозернистые песчаники, в самых верхах сменяющиеся тонкозернистыми породами. Здесь же встречаются линзы каменного угля.

Почти повсеместно в основании свиты залегают пачка конгломератов невыдержанной мощности. В долине р. Усмун ее мощность достигает 10 м, она имеет сложное строение. Здесь на правом берегу р. Усмун в 1,2 км ниже устья руч. Солокит на биотитовых гнейсах архея залегают [78] (снизу вверх):

1. Конгломераты крупногалечные кварцевые с валунами размерами до 40×30×10 см; заполнитель – крупнозернистый песчаник.....	1,6–1,8 м
2. Песчаники грубозернистые крапчатые.....	0,7 м
3. Конгломераты среднегалечные кварцевые с валунами размерами до 20×15 см.....	0,5–0,7 м
4. Частое переслаивание мелкогалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых песчаников.....	до 3,0 м

Всего мощность пачки основания 6,0 м.

Выше базальных конгломератов залегают 100-метровая пачка разнозернистых неотсортированных крапчатых песчаников с маломощными прослоями и линзами гравелитов. На ней залегают алевролитопесчаная пачка мощностью 60–95 м. В низах разреза этой пачки увеличи-

ваются содержание крупнообломочного материала, но в основном она сложена средне-мелкозернистыми крапчатыми песчаниками. Среди них встречаются прослои тонкозернистых пород мощностью в десятки сантиметров. Ближе к верхней границе пачки количество и мощность таких прослоев увеличивается, разрез приобретает характер переслаивания песчаников мелкозернистых с алевролитами, иногда глинистыми и углистыми. Далее, выше по разрезу лежит 160-метровая толща мелкозернистых песчаников, в разной степени насыщенных алевритовым или среднезернистым материалом, как крапчатых, так и лишенных этого характерного для отложений юхтинской свиты литологического признака. Здесь значительно развиты тонкозернистые породы, составляющие почти треть разреза. В верхней части разреза содержатся тонкие прослои углистых алевролитов и аргиллитов, а также иногда углей.

Мощность юхтинской свиты изменяется незначительно: в центре Усмуной впадины она достигает 370 м [59, 71], на востоке впадины уменьшается до 300 м [78]. Вдоль северной границы листа неполная мощность свиты составляет всего 100–130 м [82, 83].

По условиям накопления отложения юхтинской свиты являются пролювиальными (преимущественно нижние горизонты), аллювиальными (преобладают) и дельтовыми образованиями при незначительном развитии озерных и болотных (содержание последних возрастает в верхах свиты). Этим объясняются основные черты строения свиты. Так, базальные слои отличаются резкой изменчивостью и неоднородностью состава. Мощность пласта конгломератов в основании свиты колеблется в пределах от 0,5 м в центре Усмуной впадины (долина р. Тунгурча) до 10–15 м – у ее восточной окраины. В этом же направлении в нем увеличивается и содержание галечного материала. Вверх по разрезу сортировка и окатанность обломочного материала постепенно улучшаются, но ненамного. Одновременно строение свиты становится относительно выдержанным, а венчает ее пачка тонкозернистых пород мощностью до 20 м, по кровле которой проводится граница юхтинской свиты с дурайской. Эта пачка прослеживается повсеместно и аналогична таковой в Чульманской впадине восточнее. Представлена она алевролитопесчаниками, песчаниками алевритовыми и алевролитами, имеющими характерный бурый-серый цвет, неяснослоистую текстуру, тонкоплитчатую отдельность. Данный «песчано-глинистый» горизонт завершает первый снизу ритм четвертого порядка, хорошо дешифрируется на АФС, уверенно опознается в полевых условиях и вполне может служить маркирующим.

Помимо крайне низкой угленосности, отложения юхтинской свиты в целом и отдельные горизонты в ее составе обладают рядом других важных корреляционных признаков. 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 – бурюю окраску разных оттенков.

В нижней части разреза юхтинской свиты широко проявлены процессы щелочного метасоматоза, выразившиеся в образовании пород с калишпатовым цементом. Калишпатизированные песчаники имеют специфический облик: светлые сливные со стекловатым блеском исключительно высокой крепости и плотности. По данным геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [68] в западной части Усмуной впадины (за пределами описываемого листа) мощность зоны калишпатизации составляет 20–70 м.

Конгломераты образуют базальные слои в основании всей юрской угленосной формации и широко развиты (до 1 %) в низах юхтинской свиты. Они серовато-бурые, реже – светло-серые или серые средне-крупногалечные, иногда мелкогалечные, полимиктовые хорошо сцементированные. Галька разной степени окатанности, плохо сортированная, слагает 30–40 %, местами до 80 % объема породы. В составе гальки преобладает кварц, реже встречаются доломиты, кварциты, метаморфизованные алевролиты и песчаники верхнего протерозоя; встречаются также различные архейские гнейсы, граниты, микросланцы, палеозойские щелочные сиениты, аляски-ты, пегматиты. Заполняющий материал – крупнозернистый крапчатый песчаник с кварцкалишпатовым цементом.

Гравелиты встречаются по всему разрезу свиты (до 1,5 %) в виде прослоев и линз среди конгломератов и песчаников; в значительном количестве они отмечаются в нижних частях ритмов. Гравийный материал часто присутствует в виде примеси в разнозернистых песчаниках. Породы эти обычно светло-серые крапчатые массивные. Обломочный материал (кварц – 30 %, микроклин – 40–50 %) полуокатанный и плохо сортированный, постоянно отмечается большая примесь песчаного материала, встречается мелкая кварцевая галька. Отмечаются также полимиктовые гравелиты, в которых обломочный материал представлен кварцевым мелкозернистым песчаником, кремнистыми породами, кислыми эффузивами и алевролитами. Заполнителем служит кварцевый песчаный материал со смешанным цементом – обычно пленочно-поровым или ба-

зальным (20–30 %), по составу – кремнистым или калишпатовым. Гравелиты по составу почти идентичны песчаникам.

Песчаники играют главную роль в составе юхтинской свиты (87 %). Они имеют светлые тона окраски: белые, светло-серые, желтовато-серые, буроватые, в верхах разреза встречаются темно-серые за счет примеси аттрита. Среди них встречаются все гранулометрические разновидности, обломочный материал в них чаще несортированный или плохо сортированный; зерна угловатые или полуокатанные, очень редко окатанные. Вверх по разрезу свиты сортировка и окатанность обломочного материала в песчаниках несколько улучшается. Текстура песчаников обычно массивная или неяснослоистая, для нее характерна косая крупная разнонаправленная слоистость. Обычное содержание в песчаниках полевых шпатов – 50–65 %, кварца – 25–30 %, редко – 60–80 % [60, 68, 71]. При этом полевошпатовая составляющая в нижней части разреза свиты (100–130 м) представлена почти исключительно микроклином (плагиоклазов не более 10 %). Выше по разрезу содержание калиевых полевых шпатов уменьшается до 5–15 %, кварца – до 15–25 %, а плагиоклазов увеличивается до 60–65 %. Содержание обломков пород изменяется от 5–10 % в нижней части разреза свиты до 20 % – в верхней части. В их составе отмечаются кварциты, кремнистые породы, микропегматиты, кислые эффузивы. Акцессорные минералы весьма немногочисленны (от единичных зерен до 2 %), представлены в нижней части свиты цирконом, сфеном, апатитом, магнетитом, выше к ним добавляются турмалин, гранат, эпидот. В целом они составляют турмалин-апатит-цирконовый комплекс, характерный для всего разреза юхтинской свиты и служащий корреляционным признаком этих отложений [4, 19]. 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 преобладают цемент кремнистый с переходом в кварцевый тонкозернистый, цемент серицит-кремнистый, цемент гидрослюдистый и их сочетания. В верхней части разреза свиты нередко наблюдается сидеритовый цемент, который развивается по всем другим. По структуре цемент чаще тонкоагрегатный, реже – кристаллически-зернистый. В нижних частях разреза свиты обычен калишпатовый или регенерационно-кварцевый цемент, как результат постдиагенетических преобразований пород с решающей ролью процессов щелочного метасоматоза.

Алевролиты распространены незначительно, составляя около 10 % разреза. Они серые и темно-серые, буровато-серые, бурые, углистые разности – черные. Структура пород алевритовая, текстура обычно тонкослоистая горизонтальная, реже – волнистая. Обломочный материал неокатанный. Состав алевролитов кварц-полевошпатовый (кварца – 15–25 %, полевых шпатов – 65–80 %) с единичными зернами циркона, апатита, рудного минерала, биотита, обломков пород. Количество цемента в алевролитах до 10 %. По типу он поровый или контактовый, по составу – глинисто-гидрослюдистый, гидрослюдистый, иногда лимонитовый.

Аргиллиты встречаются очень редко (0,5 %), образуя тонкие прослои в алевролитах верхней части разреза свиты. Обычно они имеют черный цвет и преимущественно гидрослюдистый состав. Распространены алевритовые разности, которые содержат до 50 % терригенного материала (кварца, полевых шпатов, мусковита).

В районах с интенсивно расчлененным рельефом юхтинские отложения отчетливо дешифрируются на АФС по общему очень светлому широкополосчатому фототону. Мощные пачки песчаников, слагающих свиту, видны на снимках как относительно широкие светлые полосы. Выходы тонкозернистых пород сопровождаются заболачиванием местности и на снимках им соответствуют полосы ровного серого фототона. Вверх по разрезу свиты пластов тонкозернистых пород среди песчаников становится больше. На снимках при этом наблюдается чередование тонких серых полосок, соответствующих уступам с редкой растительностью и темно-серых полосок, приуроченных к пологим площадкам, где растительность гуще. Пачке тонкозернистых пород, венчающих разрез юхтинской свиты, на АФС соответствует отчетливая широкая темно-серая полоса, а грубо-крупнозернистым породам нижних частей разреза дурайской свиты – светлая полоса, благодаря чему контакт свит в большинстве случаев дешифрируется уверенно. Указанные особенности изображения юхтинской свиты на снимках в районах сглаженного рельефа проявляются нечетко, здесь часто наблюдается ровный серый фототон со слабым полосчатым рисунком.

Отложения юхтинской свиты очень бедны отпечатками растений хорошей сохранности. На раннеюрский возраст определенно указывают *Annulariopsis microphylla* Vas., *Neocalamites* sp., *Phlebopteris* cf. *polypodioides* Brongn., *Gonatosorus* sp., *Todites princeps* (Presl) Goth., однако в пределах Усманской впадины они не обнаружены. По утверждению Желинского В. М. [20], основанному на палеоботанических исследованиях восточнее, в Чульманской впадине, эти формы встречаются только в нижней части юхтинской свиты. По Маркович Е. М. [42, с. 44] в

«базальных горизонтах юхтинской свиты (...обнажения по р. Усмун) растительные остатки представлены в основном скоплением листьев *Pityophyllum*, иногда совместно с семенными чешуями *Pityospermum*, *Schizolepis*. Выше по разрезу свиты они сменяются чекановскиевыми, а в верхней ее половине появляются хвощовые и папоротники». Среди последних в Чульманской впадине отмечены формы, типичные для средней юры, в связи с чем возраст юхтинской свиты определен как конец ранней юры [36, 42].

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Дурайская свита (J_2dr). Отложения дурайской свиты распространены южнее юхтинской, занимая, в общем, до 40 % площади восточной части Усмунской впадины.

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 Усмунской впадине достигает 610 м [59, 60]. Она включает в себя два крупных ритма четвертого порядка мощностью по 300 м или около того, иногда принимаемые за подсвиты. Граница между ритмами не отчетливая, что затрудняет расчленение и картирование свиты в полевых условиях. Ритмы (подсвиты) различаются по составу и угленосности. Нижний ритм сложен мощными пачками светло-зеленовато-серых или серых песчаников с прослоями алевролитов и маломощными угольными пластами. Верхний ритм представляет собой частое переслаивание серых и темно-серых мелко- и, реже, среднезернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей.

Разрез дурайской свиты начинается 10–20-метровой пачкой грубо- и крупнозернистых песчаников, часто гравелитистых. В основании этой пачки отмечаются средне-мелкогалечные конгломераты, залегающие невыдержанными слоями мощностью до 1,0 м. Обычно базальный горизонт имеет небольшую мощность и представлен разнозернистыми гравелитистыми песчаниками с включением отдельных, хорошо окатанных галек или их скоплений. Вверх по разрезу грубообломочные породы быстро сменяются переслаиванием песчаников средне- и мелкозернистых. Мощности отдельных слоев в этой пачке переслаивания средне- и мелкозернистых песчаников колеблются в пределах от 1–2 до 17–18 м. Тонкозернистые породы (алевролиты, песчаники алевролитовые) встречаются редко в виде прослоев в верхних частях ритмов различных порядков. Подобное строение свиты прослеживается вверх по разрезу еще около 200 м. Выше залегает 100-метровая пачка мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и углей, которая завершает разрез нижней подсвиты. Эта пачка включает невыдержанные, расщепляющиеся угольные пласты D_3 – D_5 , которые местами достигают мощности более 0,7 м. Угольный пласт D_5^b венчает разрез нижней подсвиты дурайской свиты.

Остальная часть разреза свиты (верхняя подсвита) мощностью более 320 м отличается частым переслаиванием песчаников тонко- и мелкозернистых и тонкозернистых пород, в ней часты пласты и прослои угля, редко встречаются пачки среднезернистых песчаников. Характерна малая мощность чередующихся слоев и высокая угленосность разреза. В более восточных районах в верхней части разреза свиты встречаются туфогенные породы и породы с примесью туфового материала [4, 20]. Начинается разрез верхней подсвиты с мощного пласта песчаников мелкозернистых, нередко переходящих в среднезернистые.

Отложения дурайской свиты характеризуется преимущественно мелкозернистым составом пород и большим содержанием тонкозернистых пород, 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 диаметром 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 обычно 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 тесно связаны переходами болотные фации. Аллювиальные отложения распространены незначительно, встречаются, главным образом, в нижней части 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 44 пластов и пропластков углей с

мощностями от 0,1 до 4,9 м [59], из них до 14 – в составе верхней пачки мощностью 120 м, в том числе наиболее выдержанные и мощные угольные пласты Д₁₁, Д₁₅, 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.

Конгломераты встречаются редко в подошве свиты в виде линз мощностью менее метра. Они серого цвета, обычно мелкогалечные хорошо сцементированные полимиктовые. Галечный материал представлен доломитами, кварцитами, кварцем, различными гнейсами, а также песчаниками и алевролитами. Заметное количество составляет галька магматических пород: биотитовых гранитов, гранит-порфиров и риолитовых порфиров, кластолав и ксенокластолав, а также спекшихся туфов и игнимбритов [78]. Галька кристаллических пород и доломитов хорошо окатанная, уплощенной или овальной формы, осадочных пород – слабо окатанная, угловатая. Заполняющим материалом служит разнозернистый, преимущественно грубозернистый до гравелита песчаник.

Песчаники слагают более половины разреза свиты (53–57 %). Для них характерно относительное постоянство гранулометрического состава: абсолютно преобладают мелкозернистые разновидности (42–46 %), среднезернистые разновидности встречаются значительно реже (11 %), а крупнозернистые – почти не встречаются (0,5 %). Песчаники дурайской свиты 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 группе, среди них встречаются как собственно аркозы (полевых шпатов – 55–70 %, обломков пород – 3–10 %, кварца – 15–20 %), так и граувакковые аркозы (полевых шпатов – 50–65 %, обломков пород – до 20 %, кварца – 25–30 %, редко – до 40 %); вторые видимо преобладают. Плаггиоклазы значительно превосходят по содержанию калиевые полевые шпаты. Обломки пород представлены различными кремнистыми породами, микропегматитами, кварцитами, эффузивами кислого и среднего состава. Из аксессуарных минералов больше всего циркона и апатита, встречается также турмалин (в нижних горизонтах свиты), гранат, сфен, эпидот (в верхах свиты). Содержание аксессуарных минералов заметно выше, чем в юхтинской свите и достигает 3–5 %. Кроме того, в минеральном составе дурайских песчаников отмечается повышенное содержание биотита (2–5 %). В общем, для дурайской свиты [4] характерен циркон-апатит-ильменит-биотитовый комплекс аксессуарных минералов с аутигенным баритом [4, 19]. Из аутигенных образований определены кварц, пирит, микроклин, эпидот [59, 60]. Цемент в песчаниках – 15–20 %, в отдельных случаях – до 35 %. По типу он поровый, реже – базальный, по составу – глинисто-гидрослюдистый, железисто-гидрослюдистый, кремнисто-серицитовый, карбонатный, по структуре – мелкозернистый (в случае карбонатного – крупнозернистый). В песчаниках постоянно присутствует тонкий рассеянный растительный детрит.

Алевролиты, наряду с мелкозернистыми песчаниками, являются главной составляющей частью дурайской свиты, слагая свыше трети ее разреза (33–37 %). Чаще всего они темно-серые, до черных, из-за большой примеси тонкого углистого материала. По структуре преобладают крупнозернистые (размер зерен – 0,05–0,1 мм). Минеральный состав их аналогичен песчаникам с повышенным содержанием 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, которые образуют маломощные прослои.

Аргиллиты встречаются часто, залегают обычно в подошве и в кровле угольных пластов или в пачках переслаивания с алевролитами. Содержание аргиллитов в составе дурайской свиты около 7 %. Среди них выделяются три разновидности: однородные, алевролитовые 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 алевролитовой размерности кварца, полевых шпатов, циркона, чешуйками биотита. Отмечаются аутигенные минералы – пирит, сидерит, глауконит [19]. Алевролитовые и углистые примеси присутствуют в количествах до 40–50 %, вторые чаще встречаются в виде рассеянного органического вещества, смешанного с глинистым до образования единой массы. Встречаются также углефицированные части растений.

Дурайская свита включает множество угольных пластов различной мощности. Общее содержание углей в составе свиты составляет 2–3 %. Угли каменные, гумолитовой группы, подкласса гелитов, черные, иногда с бурым оттенком, блестящие и полублестящие или полуматовые и матовые, однородные или полосчатые, хрупкие. Блеск углей жирный, излом угловатый,

отдельность призматическая. Степень их блеска зависит от количества минеральных примесей. Полосчатость обусловлена большим количеством тонких линз углистых пород. Органическая часть углей почти целиком состоит из гелифицированного вещества (88–100 %), содержание фюзенизированных и липоидных компонентов крайне мало (от долей до 6–8 %). Угли характеризуются большим содержанием минеральных примесей, которые представлены каолинитом, карбонатами (прожилки кальцита), обломочным кварцем и пиритом. Преобладает каолинит, менее всего встречается пирит. Глинистый материал образует тонкорассеянную вкрапленность в органической массе, не поддающуюся удалению при обогащении. В верхних частях разреза 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, листовенничная тайга. Глыбовые осыпи и россыпи весьма редки и приурочены, как правило, к низам разреза на выходах пластов крупно- и среднезернистых песчаников. В то же время частое переслаивание различных пород, присущее дурайской свите, обуславливает на склонах водоразделов большое количество денудационных уступов («ступенчатые склоны»). Высота уступов соответствует мощности пластов, сложенных устойчивыми к выветриванию породами, и 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 же 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 выражена не четко. Большинство встреченных видов имеет большое вертикальное распространение. В результате детальных палеоботанических исследований, проводившихся в основном восточнее 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 чекановскиевых, гинкговых и почти полное отсутствие хвойных. В восточной части Усмуной впадины были определены *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Pityospermum maakiana* Heer (р. Усмун), *Ixostrobus heeri* Pryn., *Ginkgo sibirica* Heer (р. Алдакай), *Czekanowskia rigida* Heer, *Cladophlebis serrulata* Sam. (устье руч. Елового) [23], а в западной части – *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. stobieckii* (Racib.) Pryn., *P. speciosa* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Ginkgo lepida* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* Heer [34, 68, 71]. На основании этих определений и с учетом определений, сделанных в более восточных районах, возраст дурайской свиты был установлен как среднеюрский или даже (предположительно) конец средней–начало поздней юры. Позже специальные работы по сбору и изучению ископаемой флоры проводились Маркович Е. М. (ВСЕГЕИ). В районе р. Усмун в отложениях дурайской свиты выявлены *Lycopodites* sp., *Platylepidium* sp., *Coniopteris* ex gr. *burejensis* (Zal.) Sew. и множество *Cladophlebis*, в том числе *C. ex gr. haibur-nensis* (L. et H.) Brongn. (наиболее частого в средней юре), *C. crispata* Racib., *C. neuburgiana* Tesl., *C. cf. zauronica* Pryn. (известные только или главным образом из раннеюрской флоры Сибири и Забайкалья). В связи с этим было высказано мнение, что дурайский флористический комплекс в Усмуной впадине более древний, чем в Чульманской и в Токинской впадинах, хотя и отнесен к средней юре по отсутствию лейасовых форм [42]. Находок ископаемой фауны, которые подтвердили бы среднеюрский возраст отложений дурайской свиты, в Усмуной впадине не обнаружено.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В пределах площади листа верхнеюрские угленосные отложения развиты ограниченно. Их выходы наблюдаются в бассейнах нижнего течения р. Усмун, руч. Сибач, Дерпук, Лиственничный и в верховьях р. Немакта.

Представлены они *нижней подсвитой* кабактинской свиты (J_3kb_1) в объеме от подошвы до горизонтов угольных пластов K_8 – K_{13} . Максимальная мощность этих отложений,

установленная вблизи устья р. Усмун, около 400 м [78]. Южнее они перекрыты полого надвинутыми на них докембрийскими кристаллическими образованиями, где их мощность, вероятно, больше.

В составе нижнекабактинской подсвиты, преобладают песчаники, слагающие до 90 % разреза подсвиты. Тонкозернистые породы составляют менее 10 %, угли – до 1 %. В целом разрез подсвиты, представляет собой переслаивание песчаников мелко- и среднезернистых, залегающих пачками по 20–50 м. Среди них встречаются маломощные (первые метры) прослои алевролитов, к которым, как правило, приурочены пласты и пропластки углей. В основании свиты залегает мощная (по разным данным от 110 до 160 м) пачка светло-серых песчаников, преимущественно среднезернистых. В базальных слоях этой пачки иногда отмечается примесь грубозернистого материала, вплоть до хорошо окатанной кварцевой гальки [68, 71, 78].

В междуречье Усмун–Амедичи мощность верхнеюрских отложений уменьшается и восточнее ручья Кабакта (правый приток р. Тунгурча) они не встречаются. Установлено, что в истоках р. Тунгурча верхнеюрские отложения залегают на вершинах водоразделов в ядрах синклинальных складок. По имеющимся данным состав толщи в восточном направлении становится более однородным и мелкозернистым, а количество углепроявлений и их мощности, по-видимому, уменьшается. Наибольшая мощность кабактинских отложений, вскрытая поисковыми скважинами, составляет здесь немногим более 200 м, то есть до уровня горизонта угольного пласта K_8 , который часто размыт.

Характерными особенностями кабактинской свиты, в отличие от нижележащей дурайской, являются: резкое преобладание в ее составе светлоокрашенных песчаников (чаще – среднезернистых), значительная мощность песчаных пачек, худшая сортированность и окатанность обломочного материала, горизонтальный и пологоволнистый типы слоистости или ее отсутствие (массивная текстура), реже – крупная косая слоистость, меньшая насыщенность пород органическими остатками, а разреза в целом – пластами угля. Углепроявления по разрезу свиты распределены, в основном, равномерно, при этом относительно устойчивые по площади и мощные пласты угля (K_4 , K_8 , K_{12}) связаны с верхними частями ритмов мощностью около 110–160 м.

Для кабактинских отложений характерны внутрiformационные размыты, в них более выражена неустойчивость мощностей и фаций по простиранию. Фациальный состав отложений кабактинской и дурайской свит, сходен и отличается лишь соотношением фаций. В кабактинской свите доля отложений подвижного и, особенно, малоподвижного мелководья резко уменьшается, а открытой части бассейна и выноса рек в бассейн (дельтовые) – увеличивается. Болотные образования встречаются по всему разрезу. Во вскрытой части разреза свиты (западнее р. Усмун) установлено до 62 пластов и пропластков угля с мощностями от 0,1 до 24,4 м, при этом отмечается уменьшение мощности пластов в восточном направлении [59, 60]. Большинство угольных пластов распространены на локальных участках; они линзовидные и, как правило, имеют нерабочую мощность. Подавляющее число пластов характеризуются сложным строением.

Песчаники встречаются во всех гранулометрических разностях: среднезернистые преобладают (около 50 %), мелкозернистые составляют до 38 %, крупнозернистые – немногим более 2 %. Кабактинские песчаники имеют светлые тона окраски (белые, светло-серые, светло-бурые). Сортировка и окатанность обломочного материала разная: в нижних частях разреза свиты она преимущественно плохая и улучшается с уменьшением крупности зерен. По литологическому составу песчаники представляют собой граувакковые аркозы [59, 60, 68, 71]. Содержание кварца в них составляет от 20 до 35 %, полевых шпатов – 50–60 %, обломков пород – 10–15 % (местами – 1–5 %). Среди полевых шпатов основная роль принадлежит плагиоклазам (40–55 %), содержание калиевых полевых шпатов составляет 10–20 %. Обломки пород представлены кремнями, микрокварцитами, микропегматитами, кислыми эффузивами, кварц-хлоритовыми сланцами. Акцессорные минералы: сфен, гранат, эпидот, циркон, слюды, также встречаются апатит, лейкоксен, рутил. Содержание акцессориев очень редко достигает 2 %, чаще же это единичные зерна. Комплекс акцессорных минералов (эпидот–гранат–сфен) является корреляционным признаком верхнеюрских отложений [4, 19]. Аутигенными минералами являются хлорит, лейкоксен, реже – кварц, редко – цеолит. Цемента очень мало (3–5 %), по типу он поровый или пленочный; по структуре и составу – мелкочешуйчатый глинисто-гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый, слюдистый. Отмечается также кремнисто-серицитовый, реже – карбонатный (в этом случае его до 20 %), еще реже – регенерационно-кварцевый, хлорит-ломонтиновый и ломонтиновый цементы.

Алевролиты образуют пачки мощностью до 10 м и составляют около 8 % объема свиты. Минеральный состав алевролитов идентичен песчаникам, при этом содержание обломков пород незначительно, то есть алевролиты относятся к типичным аркозам. Нередки глинистые раз-

ности. Цемент, как правило, базального типа, реже – порово-пленочный, имеет гидрослюдистый и хлорит-гидрослюдистый состав.

Угли занимают от 1,5 до 3 % объема свиты. Угли каменные, относятся к группе гумолитов подкласса гелитов. Они черного цвета блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые с преобладанием первых двух разновидностей. По структуре угли зернистые до стеклообразных, по текстуре – однородные, штриховатые или полосчатые, с обилием тонких линзочек углистых пород. Они обладают угловатым или неровным изломом, тонкой пластинчатой отдельностью. Угли на 74–99 % сложены микрокомпонентами группы витринита и исключительно бедны микрокомпонентами группы фюзенита (от долей до 2 %); липоидных компонентов обычно не более 3 %. Минеральные включения в углях представлены, как и в дурайской свите, преимущественно дисперсно распределенным каолинитом, а также обломочным кварцем, прожилками кальцита, пиритом, слюдой.

На выходах пород нижнекабактинской подсвиты, денудационные уступы встречаются заметно реже, чем в дурайской свите, что связано с особенностями ее состава и строения. Здесь распространены глыбовые осыпи и россыпи песчаников, а растительность редка и представлена ягелем, стланиками, сосной, реже – лиственницей. Отсутствуют верховые болота.

На АФС в районах расчлененного рельефа отложения подсвиты, 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.

Комплекс ископаемой флоры кабактинской свиты весьма разнообразен. Преобладают папоротники как те, что были развиты в средней юре, так и множество новых видов. Появляются хвойные родов *Elatocladus*, *Pagiophyllum*, *Brachyphyllum*, *Taxocladus*. В Усманской впадине в кабактинских отложениях определены *Equisetites tenuis* Prosv., *Hausmannia bilobata* Pryn., *Cladophlebis orientalis*, *Raphaelia stricta* Vachr., *Lobifolia ajakensis* (E. Leb.) E. Leb., *L. sp.* [59]. В нижней части кабактинской свиты, встречены *Raphaelia cf. duraensis* Vachr., а в самом основании найдена среднеюрская фауна [36], что позволяет возраст отложений кабактинской свиты принимать как конец средней–первая половина поздней юры.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские отложения развиты повсеместно, перекрывая плащом все образования от архея до юры. Представлены они рыхлыми осадками палеогенового, неогенового и четвертичного возраста.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования палеогена представлены корой выветривания и аллювием соответственно эоцен–олигоценового и эоценового возраста.

ЭОЦЕН

Унгринская свита (αP_2un). На наличие древнего погребенного аллювия указывал еще в 1965 г. В. А. Клишейко. Впоследствии они изучались Е. Б. Хотинской, которая в 1974 г. на смежной с северо-востока площади выделила палеогеновые аллювиальные отложения под названием юхтинская свита. Впоследствии эта свита была переименована по району наибольшего развития под современным названием.

Унгринская свита сложена аллювиальными отложениями, фиксирующими реликты палеогеновой гидросети района. Она развита в долинах рр. Тунгурча и Амедици, в древней долине р. Алдакай и на «законсервированной» поверхности водораздела рек Усман–Амедици в пределах абсолютных отметок 960–1 150 м. Относительные превышения участков развития отложений свиты над днищами долин колеблются от 40 до 140 м.

В составе унгринской свиты преобладают валунно-галечные отложения, вмещаемые гравийно-песчаным материалом с глинами и линзами песка. Косвенным примером «древности» аллювиальных отложений может служить наличие в валунно-галечных отложениях приустьевой ча-

сти р. Алдакай докембрийских пород, выходы которых в современном бассейне Алдакай вообще отсутствуют.

Опорных разрезов на площади листа нет. Слой галечников с песком и гравием встречен в отложениях террасы по руч. Амунукачи (левый приток р. Тунгурча). О «древности» этого аллювия свидетельствуют «рубашки» с синевато-черной побежалостью на галечном материале отложений в приустьевой части р. Усмун.

Отложения свиты подстилаются юрскими осадочными и архейскими метаморфическими породами, и перекрывается эоцен–олигоценовой корой выветривания, аллювием, лимнием, паллюстрием неогена и паллюстрием голоцена.

Мощность свиты по аналогии с листом О-51-XXVIII, где детально изучались ее разрезы, составляет 35,0 м.

ЭОЦЕН–ОЛИГОЦЕН

Якокутская толща ($iP_{2-3}jak$) на территории листа представлена *корами выветривания*, залегающими на вершинах плоских водоразделов, на абсолютных высотах от 970 до 1 470 м, а в Верхне-Амедичинской и Кундинской впадинах – в долинах рек и ручьев.

Коры выветривания представляют собой глину светло-серого цвета со слабым зеленоватым и коричневатым оттенками, плотную вязкую, иногда слабо песчанистую, с обломками, щебнем и дресвой выветрелых пород, мощностью до 22 м.

С этими кораи параллелизуются глыбово-щебнистые отложения с супесчано-суглинистым заполнителем мощностью от 1 до 7 м, вскрытые буровыми скважинами при поисковых работах на россыпное золото в долинах р. Тунгурча и руч. Кабакта [60] и принятые за структурный элювий.

В отложениях коры выветривания встречается комковатое неокатанное золото, иногда его содержание достигает $3,528 \text{ г/м}^3$. Геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000 [87, 88] отложения кор выветривания выделены также в основании цокольных террас в верхнем течении рр. Амедици, Куртах.

Коры выветривания залегают на коренных осадочных и кристаллических породах, на аллювиальных отложениях унгринской свиты (на смежных с востока листах).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Эти отложения представлены *переотложенными кораи выветривания* ($iP-N$), развитыми в верховьях рек Тунгурча и Амедици [58] и на восточной границе листа на водоразделе рек Амедици–Чея на абсолютных высотах 860–1 050 м. В верховьях р. Амедици они представлены песчано-глинистым материалом коричневатого-серого и голубовато-серого цвета, содержащим дресву, гравий, гальку и щебень (5–10 %). Галька различной степени окатанности, размером 3 см (15–20 %). В отложениях коры выветривания встречается весовое золото. Выходы их характеризуются ровными пологонаклонными задернованными, слабо заросшими кустарником, иногда обводненными площадками на склонах долин и водоразделов [55, 56, 58].

Состав отложений изучен недостаточно, неполная мощность их более 0,8 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Мандыгайская свита ($l,plNmn$). Неогеновые отложения мандыгайской свиты впервые выделены Е. Б. Хотиной [50, 51] на смежной с востока площади. На описываемой территории они распространены в долинах рек Чуга, Куртах, Куртакан, Амедици.

Разрез свиты сложен горизонтально- и слабоволнистослоистыми глинистыми и песчано-глинистыми отложениями серого и буроватого цвета, содержащими прослойки песка, линзы и слойки ила.

По заключению О. Н. Жежель [50] на смежном с востока листе спорово-пыльцевой комплекс отложений можно отнести к среднемиоценовому–среднеплиоценовому.

Отложения свиты мощностью 3,5 м вложены в аллювий унгринской свиты, либо подстилаются переотложенными кораи выветривания.

К *нерасчлененному аллювию* неогена ($aN?$) относятся отложения древних участков долин рек Амедици, Тунгурча и Алдакай. Они слагают террасы высотой до 20 м и днища сквозных долин между реками Тунгурча–Алдакай, Алдакай–Чуга, Тунгурча–Амедици. Состав аллювия характеризуется преобладанием галечного материала, в подчиненном количестве находятся пески,

щебень, валунники и суглинки. Мощность отложений 15 м, возраст их определен условно.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения занимают основную часть листа и представлены плейстоценовыми, голоценовыми и нерасчлененными разностями.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее–верхнее звенья

Четвертичные отложения среднего–верхнего звеньев неоплейстоцена представлены **тазовским–муруктинским горизонтами** нерасчлененными. Отложения этих горизонтов представлены гляциальными и лимногляциальными отложениями.

Гляциальные отложения (gQ_{II-III} ; $gII_6-III_2^*$) – это фрагменты донных и боковых морен в бассейне верхнего течения руч. Кабакты. Морены сложены плохо сортированными валунами и обломками. В Верхне-Амедичинской и Кундинской впадинах донные морены, установлены в тыловых швах коренного ложа и в нижних частях склонов, где они представлены плохо сортированными валунами различной степени окатанности и щебнем с примесью песка и глины. Мощность отложений до 9 м [85].

Лимногляциальные отложения (lgQ_{II-III} ; $lgII_6-III_2$) развиты в верховьях руч. Кабакты и на правом берегу р. Амедичи. Неполный разрез их по работам В. В. Юшманова [85] (сверху):

1. Илесто-глинистый материал со льдом.....1,2 м
2. Глина тонкослоистая с редкими полуокатанными обломками.....1,2 м

Мощность отложений 2,4 м.

Верхнее звено

Отложения **казанцевского горизонта** представлены *аллювием третьей надпойменной террасы* (a^3Q_{III} ; a^3IIIkz) долины р. Амедичи и бассейна р. Тунгурча, залегающим на абсолютных высотах 700–880 м с относительными превышениями 20–30 м.

Неполный разрез террасы по руч. Амнунукачи (левый приток р. Тунгурча) [69] (сверху):

1. Песок буровато-серый грубозернистый с примесью глины, с мелкой галькой хорошей окатанности.....1,5 м
2. Песок среднезернистый с примесью глины, с редкой мелкой галькой хорошей окатанности.....3,0 м
3. Песок тонкозернистый с большим количеством глины и с мелкой хорошо окатанной галькой5,0 м
4. Галечник с песком и с гравием0,5 м

Мощность отложений 10,0 м.

Палинологическими исследованиями [76] уверенно установлен каргинский возраст второй надпойменной террасы, вложенной в отложения третьей. На основании такого взаимоотношения террас возраст последней датируется казанцевским межледниковьем.

Муруктинский и каргинский горизонты представлены *аллювиальными* (a^2Q_{III} ; a^2IIIkr) и *гляциофлювиальными* (fQ_{III} ; $fIIIkr$) отложениями, слагающими на абсолютных отметках 880–920 м вторую надпойменную террасу высотой 10–15 м.

Детальный разрез гляциофлювиальных отложений описан В. В. Юшмановым [85] (в его терминологии третья терраса) по 10 копушам, пройденным в уступе террасы высотой 8–10 м на левом берегу р. Амедичи выше устья руч. Ягодный (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....0,1 м
2. Суглинок светло-серый, содержащий мелкозернистый песок и единичную гальку0,7 м
3. Суглинок коричневатого-серый с песком и гравием (10–15 %), иногда с мелкой слабо окатанной галькой0,2 м
4. Гравийно-песчаные отложения ржаво-бурые с супесью и галькой (25–30 %).....0,1 м
5. Песок средне- и мелкозернистый желтовато-бурый с прослоями серого, с гравием и полуокатанной галькой.....

* Индекс на карте кайнозойских образований.

кой (15–20 %). Зернистость песка по интервалу увеличивается	0,7 м
6. Гравийно-песчаные отложения слабо сортированные ржаво-бурой окраски, содержащие 20–25 % гальки	0,1 м
7. Песок среднезернистый буровато-желтый с редкой «плавающей» галькой	0,25 м
8. Песок мелкозернистый с гравием и галькой (25 %). Галька мелкая (1–3 см) полуокатанная, реже – среднеокатанная, «плавающая». Отмечаются прослой мощностью 3–5 см песчано-гравийного материала ржаво-бурого цвета	0,35 м
9. Песок среднезернистый буровато-желтый	0,1 м
10. Песок разнозернистый с гравием и мелкой, средней, реже – крупной, слабо окатанной галькой, в нижних частях разреза на мощности 0,15 м – средне- и хорошо окатанной. Количество гальки постепенно возрастает вверх по разрезу от 20 до 30 %. Отмечаются тонкие (1–3 см) прослой ржаво-бурой супеси	0,8 м
11. Песок коричневатого-серый с примесью зеленовато-серого алевролита и редкой галькой	0,3 м
12. Песок разнозернистый буровато-серый и ржаво-бурый с гравием и хорошо и средне окатанной галькой (до 40 %). В нижней части разреза встречаются редкие полуокатанные валуны диаметром 0,1–0,2 м	1,0 м
13. Песок светло-серый, коричневатого-серый разнозернистый, содержащий гравий и мелкую (1–5 см) гальку (до 30 %). Алевролитовый материал составляет 5–10 %	0,2 м
14. Песок разнозернистый ржаво-бурой окраски, содержащий гравий, плохо окатанную гальку, мелкие и редкие хорошо окатанные валуны, щебень. Количество обломочного материала достигает 50 %, вверх по разрезу содержание его уменьшается. Отмечаются прослой мощностью 5–7 см, сложенные коричневатого-серым мелко- и грубозернистым песком	0,45–0,55 м
15. Суглинок зеленовато-серый, содержащий гравийно-галечный материал. Размер гальки составляет 1–5 см, реже – до 10 см. Распределение гальки в гранулометрическом отношении неравномерное – чередуются прослой, сложенные фракциями 1–3 и 3–7 см	0,9–1,0 м
16. Супесь буровато-серая, ржаво-бурая, в верхних частях разреза – с примесью зеленовато-серого суглинка, содержащая гравий и полуокатанную гальку. В нижних частях разреза наблюдаются неокатанные обломки и валуны	0,4 м
17. Суглинок зеленовато-серый с галькой, гравием, редкими валунами	0,1 м
18. Супесь буровато-серая с гравием, галькой и редкими валунами	0,55 м
19. Суглинок зеленовато-серый с хорошо окатанной галькой размерами 7–15 см, редко – 1–3 см, и гравием. Отмечаются редкие полуокатанные валуны размером 0,1–0,5 м	0,45 м
20. Супесь зеленовато-серая с галькой, гравием и мелкими валунами	0,2 м

Неполная мощность отложений составляет около 8 м, но поскольку цоколь террасы расположен на 2–3 м ниже уровня воды, общая мощность может достигать 10–11 м.

Нижняя часть разреза (слои 15–20) представляет собой, по-видимому, хорошо перемытые в перигляциальной обстановке ледниковые отложения. Фациальная принадлежность пачки, лежащей выше, не вполне ясна. Соотношение гранулометрических фракций и характер окатанности обломочного материала являются аргументами в пользу предполагаемого В. В. Юшмановым их водно-ледникового происхождения [78] (это могут быть отложения типа флювиокамовых), однако присутствие в слое 3 щебнистого и плохо окатанного галечного материала заставляет принять этот вариант с оговорками. Слой 3 можно рассматривать в качестве инородного, представляющего материал пролювиального конуса выноса небольшого притока. Присутствие этого слоя в разрезе, по-видимому, маркирует одну из фаз неотектонической активизации.

Слои 2–11 В. В. Юшманов [88] интерпретирует в качестве отложений, образовавшихся за счет размыва отложений третьей надпойменной террасы. Последующими геологосъемочными работами [78] предложено считать отложения от слоя 4 вниз по разрезу или аллювием, фациально сменившим гляциофлювиальные отложения в процессе таяния ледника, или зандровыми песками долинного типа. Слои 2 и 3 относятся к группе лимноаллювиальных фаций.

В возрастном отношении В. В. Юшманов, опираясь на результаты спорово-пыльцевых анализов, считает рассмотренные отложения каргинскими. Этому противоречит их водно-ледниковое происхождение. Характер отложений террасы позволяет отнести нижние части разреза, начиная со слоя 11, ко времени таяния муруктинских ледников Станового хребта, а верхние части разреза принять за аллювиальные отложения каргинского времени.

По разрезам буровых линий в верховьях р. Тунгурча [58] видны взаимоотношения гляциофлювиальных отложений с ниже- и вышележащими осадками. В низах разреза находится частично размывтая морена муруктинского оледенения, на которую ложится аллювий. Мощность этой толщи по данным бурения составляет 0,5–8,3 м.

Гляциофлювиальные отложения бассейна р. Тунгурча и руч. Маристый по своему составу и стратиграфическому положению идентичны аналогичным отложениям по р. Амедичи, но в меньшей степени размывты и перекрыты не столько речными, сколько озерными и гляциофлювиальными отложениями.

На удалении от ледников по рр. Амедичи, Тунгурча, Сыллах в муруктино–каргинское время формируется вторая надпойменная аллювиальная терраса. Разрез аллювиальных отложений террасы р. Тунгурча в приустьевой части р. Усмун [13] в расчистке (сверху):

1. Почвенно-растительный слой – торф темно-бурый слабо разложившийся песчанистый0,5 м
2. Супесь плотная коричневатая-серая с неясной слоистостью, обусловленной окраской отдельных слоев в светлые, рыжеватые-серые тона. В нижней части разреза в супесях увеличивается количество песка. Переход к нижележащему слою постепенный0,7 м
3. Песок мелко-среднезернистый светлый с тонкими горизонтальными слоями до 2 мм мощностью песка темного, обогащенного органикой0,3 м
4. Песчано-гравийные отложения с мелкой слабо и средне окатанной галькой песчаников0,4 м
5. Галечник – «сыпун» с небольшим количеством песчано-гравийного заполнителя; галька, в основном, уплощенная, хорошо и средне окатанная; петрографический состав гальки однородный: коричневатые-серые юрские песчаники. На гальках «рубашки» с синевато-черной побелостью, что резко выделяет этот слой по цвету1,0 м
6. Валунно-галечные отложения с песчано-гравийным заполнителем. Граница с вышележащим слоем четкая резкая, обусловленная разнообразным литологическим составом крупнообломочного материала: архейскими магматическими и метаморфическими породами, юрскими песчаниками. Валун и галька хорошо и средне окатанные3,0 м

Общая мощность отложений террасы 5,9 м.

Верхняя часть отложений палинологически датирована второй половиной верхнего плейстоцена. Аналогичные спорово-пыльцевые спектры получены из проб, отобранных [75] на правом берегу р. Тунгурча выше по течению.

Самая нижняя часть разреза террасы по составу близка к палеогеновым отложениям, но отсутствие датировок не позволяют отнести ее к последней.

К нерасчлененным **каргинскому и сартанскому горизонтам** отнесены *лимноаллювиальные отложения первой надпойменной террасы* ($l_{a^1} III_{kr-sr}$) р. Тунгурча высотой 6,0–8,0 м. Разрез ее изучен в расчистке [76] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой0,2 м
2. Суглинок с гравием и редкой галькой0,39 м
3. Песок с гравием и редкой галькой0,2 м
4. Суглинок0,4 м
5. Глина0,1 м

Мощность отложений по разрезу 1,29 м.

Палинологическое изучение комплекса в верхней части террасы позволяет отнести эту часть разреза террасы к сартанскому времени, а нижнюю часть разреза – ко второй половине каргинского и началу сартанского времени.

Отложения первой надпойменной террасы подстилаются древним аллювием палеогена.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

К этим отложениям относятся *отложения первой надпойменной террасы, поймы и русла* ($a^{p+1} Q_{III-H}; a^{p+1} III_3-H$), развитые по всем рекам и ручьям территории. Первая надпойменная терраса имеет высоту от 2,5 м по ручьям до 10 м – по р. Амедичи при ширине от 10–15 до 500 м. В верховьях рр. Амедичи, Тунгурча островки первой надпойменной террасы наблюдаются среди озерно-болотных отложений. Формирование террасы (по спорово-пыльцевым спектрам) происходит в конце каргинского, в каргинско–сартанское и сартанско–голоценовое время и зависит от неотектонической обстановки.

Разрез этих отложений изучен В. В. Юшмановым [51] в бассейне р. Амедичи (сверху):

1. Почвенно-растительный слой0,1–0,2 м
2. Песок мелкозернистый и среднезернистый желтовато-серый, буроватый илистый (ила – 1–2 %), иногда несортированным гравием2,5–3,3 м
3. Песок средне-крупнозернистый с гравием и мелкой галькой0,5 м
4. Галька хорошо окатанная (20–30 %) и отдельные валуны, сцементированные разнозернистым песком3,2–3,5 м

Мощность отложений 6,5–7,5 м.

Спорово-пыльцевые пробы, отобранные из нижних слоев, датируются каргинским межледниковьем.

Мощность отложений каргинского горизонта вниз по р. Амедичи до руч. Ягодный увеличивается до 10 м [51]. В шлихах обнаруживается знаковое золото.

Сартанский горизонт и голоценовый подраздел нерасчлененные (III₄-IV)

Отложения сартанского горизонта неоплейстоцена и голоценового подраздела представлены *лимнием высокой поймы, палюстрием, аллювием пойменной и русловой фаций* ($l, pl, aQ_{III-H};$

$l, pl, aIII_4-N$). Они развиты в широких предгорных депрессиях долин рек Амедици, Тунгурча и Куртах и слагают террасы первого пойменного уровня высотой 1,5–2,0 м, до 5 м. Представлены они монотонными, горизонтально- и косослоистыми песчано-супесчано-суглинистыми осадками.

Разрез первой пойменной террасы высотой 4,2 м от уреза воды на правом берегу р. Амедици, в 1 км ниже руч. Шумилин (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,2–0,3 м
2. Глина илистая. Ил красновато-бурого цвета, в верхней части слоя – переходящий через желтовато-серый в серый, слоистый, с примесью мелкозернистого песка.....	0,4 м
3. Песок среднезернистый желтовато- и голубовато-серый с прослоями бурого, плохо отсортированный с примесью хорошо окатанной гальки и обломков размерами 1–3 см. Галька распределена неравномерно: в верхней части разреза концентрируется в прослой мощностью 0,2–0,3 м с примесью красно-бурого песка.....	2,0 м
4. Песок серый средне- и крупнозернистый с примесью гальки 1–2 см (до 20–30 %). В шлиховой пробе обнаружены знаки золота.....	1,2 м

Мощность отложений по разрезу 3,8–3,9 м.

Спорово-пыльцевые пробы со слоя 4 показали время сартанского оледенения, из более верхних частей разреза – современный отдел.

Неполный разрез *отложений лимния и аллювия озерной и дельтовой фации* ($l, aQ_{III-N}; l, aIII_4-N$) изучен по руч. Комарик в восточной части оз. Кунды [10] (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,15–0,20 м
2. Суглинок темно-бурый.....	0–0,01 м
3. Песок желтовато-серый крупнозернистый с линзами голубовато-серого среднезернистого песка.....	0,06–0,15 м
4. Супесь темно-бурая с линзами серовато-желтого мелкозернистого и желтовато-серого крупнозернистого песка.....	0,4–0,5 м

Мощность отложений по разрезу 0,78 м.

ГОЛОЦЕН

К этому подразделу относятся аллювиальные, аллювиально-делювиальные отложения, нерасчлененные лимний и палюстрий, палюстрий, гляциальные и техногенные образования.

Аллювиальные отложения ($aQ_n; aH$) представлены русловой, пойменной и старичной фациями, развитыми по всем водотокам района. Русловой аллювий ритмично сортирован и представлен валунно-галечными, песчаными и гравийно-песчаными отложениями. Пойменный аллювий – это супесчано-суглинистый материал с примесью валунов, гальки, гравия, песка. Старичный аллювий представлен алевритами, глинами и тонкозернистым песком, богатым органическими веществами.

Пойменный аллювий изучен при археологических раскопках стоянки Алдакай-1 [56] в верхней части первой надпойменной террасы р. Амедици, имеющей высоту 7,5 м (сверху):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,05–0,1 м
2. Супесь серая.....	0,05–1,0 м
3. Суглинок – переотложенный грунт с углисто-золистыми прослоями.....	0,1–0,7 м
4. Погребенная почва.....	0–0,1 м
5. Супесь серая.....	0–0,05 м
6. Песок мелкозернистый оранжевый.....	0–0,15 м
7. Песок светло-серый мелкозернистый.....	0,05–0,8 м

Глубина раскопок составила 1,0 м, общая мощность отложений – до 2 м.

По радиоуглеродному датированию угля из слоя 3, сделанному Новосибирским отделением академии наук, возраст угля составляет $3\ 185 \pm 65$ лет, что соответствует верхнему голоцену.

Аллювиально-делювиальные отложения нерасчлененные (adH) развиты в верхней части водотоков бассейна рек Усмун, Тунгурча, Амедици. Состав отложений валунно-галечно-гравийный с примесью суглинка, глины, дресвы, участками – ила и дресвы. Суммарная мощность этих отложений достигает 5,0 м. Они подстилаются нерасчлененными склоновыми образованиями.

Нерасчлененные *лимний и палюстрий* ($l, plQ_n; l, plH$) развиты в верховьях долин рек Чуга, Алдакай, Тунгурча, Амедици и др. Эти отложения изучены недостаточно. К ним отнесены фации низинных и верховых торфяников, представленных черным и бурым торфом и песчано-илисто-

алевритовые отложения старичных озер.

По работам И. П. Дика [17] для территории Алдана возраст верхней части черного торфа по радиоуглеродному датированию составляет $3\ 270 \pm 150$ лет. На основании этой датировки торфяные отложения могут быть датированы второй половиной голоцена.

Суммарная мощность нерасчлененных лимния и палюстрия по скважинам в Верхне-Амедицинской впадине достигает 5–9 м.

Палюстрий (plQ_n ; plH) развит на склонах долины р. Амедици. Представлен он торфом, состоящим из слабо разложившихся мхов и лишайников, травянистой и древесной растительности с примесью обломков пород. Мощность отложений палюстрия достигает 0,7 м.

Гляциальные отложения (gQ_n ; gH) относятся к фации наледных полей, приурочены они к долинам рек первого и второго порядков. Эти отложения представлены глыбово-щебенчатым материалом с подчиненным количеством песка, дресвы и гальки. Обломки уплощенной утюгообразной формы, часто с ледниковой штриховкой. Максимальная мощность отложений достигает 0,7 м.

Время формирования наледей и их отложений можно увязать с началом атлантико-субаэрального рубежа голоцена (около 4 500 лет назад), отражающего, по результатам палинологических и радиоуглеродных определений в двух разрезах биогенных отложений Чульманского плато [54], начало общего похолодания. Близкая дата (4 600 лет) получена Н. А. Хотинским.

Техногенные образования (tQ_n ; tH) развиты в верхней части долины р. Амедици и ее правого притока руч. Кабактан. Они представлены «эфелями», образующими терриконы высотой до 10 м в днищах водотоков, и образовались при отработке россыпей золота. Техногенные образования сложены валунно-галечно-обломочным материалом с песком, дресвой, гравием, суглинком. Сюда же относятся «бортовые» отложения полигонов – «торфа» в виде валов вдоль склонов. Они представлены суглинистым, песчано-суглинистым, обломочным материалом с примесью ила, торфа, валунно-обломочно-галечного материала.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К нерасчлененным четвертичным отложениям относятся: *элювиальные* (e), *делювиальные* (d), *элювиально-делювиальные* (ed), *коллювиальные* (c), *коллювиально-делювиальные* (cd), *десертионные* (dr), *солифлюкционные* (s), *делювиально-солифлюкционные* (ds) отложения, развитые на большей части территории листа и приуроченные к различным частям склонов и водоразделов. Они представлены глыбово-щебнистыми образованиями с различным количеством дресвы, гравия, глины, суглинка и супеси.

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

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

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Докембрийские метаморфогенные и ультраметагенные образования слагают крайнюю северо-западную часть территории листа, где они выходят из-под мезозойского осадочного чехла в долинах крупных водотоков, и всю южную половину площади. Среди них выделяются собственно метаморфогенные образования, представленные ранне- и позднеархейскими метаморфитами, и ультраметагенные гранито-гнейсовые образования позднеархейско–раннепротерозойского возраста. Раннеархейские метаморфогенные образования представлены холодниканским, олёмкинским и куртахским комплексами, позднеархейские – олонгринским и становым комплексами. Ультраметагенные образования представлены гранито-гнейсовым и алдано-чугинским комплексами.

Олёмкинский комплекс. Породы олёмкинского комплекса закартированы в виде довольно широкой полосы субширотного простирания в пределах зоны Южно-Якутского надвига, где они наряду с породами чугинской свиты слагают Сыллах-Канкинскую тектоническую пластину, перекрывающую здесь выходы юрских угленосных образований. Выходы пород комплекса ограничены с севера и с северо-востока площадями развития юрских угленосных образований, с юга – выходами метаморфических образований куртахского комплекса. В центральной части тектонической пластины в более мелких тектонических чешуях выходят фрагменты чугинской толщи, разделяющие выходы образований олёмкинского комплекса на две субширотные полосы. Границы выходов метаморфических образований олёмкинского комплекса на всем протяжении тектонические, четко выделяющиеся по резкой смене состава пород, радиоактивности, широкому развитию плагиомикроклиновых гранитов.

На картах магнитного поля выходы пород комплекса не находят своего отражения из-за однообразия состава слагающих пород. В гравитационном поле находит отражение лишь южная граница распространения пород комплекса, отражающая смену лейкократовых биотитовых гнейсов олёмкинского комплекса мезо-меланократовыми метагаббро-метадиоритами куртахского комплекса.

В пределах петротипической олёмкинской гранит-зеленокаменной области в составе комплекса выделяется два подкомплекса: *амфиболовый* (sAR_1ol) и *существенно биотитовый* (gAR_1ol).

В пределах описываемой территории разрезы комплекса фрагментарны и представлены, в основном, подкомплексом биотитовых гнейсов. Лишь в бассейне р. Тунгурча в восточной части пластины охарактеризован наиболее представительный разрез, включающий породы обеих подкомплексов. Они представлены переслаиванием амфибол-биотитовых гнейсов, биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, амфиболовых, амфибол-биотитовых гранито-гнейсов, амфиболитов ортоамфиболитов в различной степени гранитизированных, катаклазированных, хлоритизированных, общей видимой мощностью 6 690 м. Остальная часть разреза представлена серыми биотитовыми гнейсами, часто содержащими амфибол, и редкими пластами ортоамфиболитов и меланократовых биотит-амфиболовых кристаллосланцев.

Холодниканский комплекс (gAR_1hl). Образования холодниканского комплекса не имеют площадного распространения и закартированы в отдельных разрозненных блоках (тектониче-

ских пластинах). С некоторой долей условности их можно объединить в три субширотные полосы: южную, центральную и северную.

В пределах южной полосы выходы холодниканского комплекса закартированы в бассейне среднего течения р. Куртах и его правого притока руч. Ветвистого (Куртахский блок); в бассейне верхнего течения рр. Кабактан и Налджикан (Кабактанский блок); в бассейне среднего течения р. Дюпан (Дюпанский блок). Характерной особенностью для этих трех блоков является их явная приуроченность к Северо-Становому разлому. Они представляют собой тектонические фрагменты когда-то единого структурного выхода комплекса, срезанного на юге на всем протяжении образованиями станового комплекса. На это указывают маломощные разрозненные выходы глиноземистых гнейсов вдоль Северо-Станового разлома на всем протяжении от р. Кабактан до руч. Расторгуев и далее на восток до водораздела рр. Расторгуев–Куртах. Однако, за исключением трех перечисленных блоков, площади их выходов незначительны, и выделить их в зоне расщепления и диафтореза не представляется возможным.

В пределах центральной полосы наиболее значительные выходы комплекса наблюдаются в пределах водораздела и бассейна верхних течений рр. Дюпан, Намарак, Капрал (Намаракский блок) и на правом берегу р. Амедици, в районе нижнего течения рр. Налджикан, Кабактан (Верхне-Амедицинский блок). Между этими блоками на всем протяжении от верховьев р. Амедици до верховьев р. Капрал картируются небольшие выходы глиноземистых гнейсов (или скиалиты их в гранитоидах и тектонитах) вдоль мощной тектонической зоны, указывая на первоначальную структурную общность этих выходов.

В северную полосу объединены выходы пород комплекса в кровле Агиничинского массива сиенитов (Агиничинский блок), в пределах Капрал–Сыллах–Амунукачи–Ильичинского междуречья (Сыллахский блок) и на водоразделе р. Сланцевый–верховье р. Тунгурчи–руч. Шумилин (Шумилинский блок). Структурная связь пород Сыллахского и Шумилинского блоков проблематична, хотя между ними и отмечались находки глиноземистых гнейсов. К этой же полосе относятся небольшие выходы графит- и гранатсодержащих гнейсов среди габброидов на левобережье р. Тунгурчи в ее верхнем течении.

Куртахский блок расположен в бассейне среднего течения р. Куртах и нижнего течения его правого притока руч. Ветвистый. Породы холодниканского комплекса закартированы от Северо-Станового разлома на юге на 6,5–7 км на север по обоим склонам долины р. Куртах. На севере выходы их срезаются разломом северо-западного направления, проходящим по сквозным долинам правого и левого притоков р. Куртах ниже устья руч. Ветвистый. Западная граница совпадает с контуром выходов пачки глиноземистых гнейсов. Общая площадь выходов составляет 35 км². По-видимому, к структурным выходам этой толщи относятся разрозненные фрагменты глиноземистых гнейсов на водоразделе рр. Куртах–Расторгуев, Кварцевый, но однозначно увязать их не представляется возможным.

Простирание пород преимущественно субмеридиональное с резким переходом на субширотное северо-западное вдоль Северо-Станового разлома. Структура, сложенная породами холодниканского комплекса, не выяснена. Как показывают наблюдения в коренных обнажениях в долине р. Куртах ниже второй наледи, породы смяты в серию узких изоклинальных складок, разбитых разрывными нарушениями. Создается общее впечатление, что это вторичная структура, сформированная в результате надвигания пород станового комплекса по Северо-Становому разлому.

Разрез холодниканского комплекса представлен чередованием пачек глиноземистых гнейсов и основных кристаллосланцев (метадiorитов). Крайний с запада выход глиноземистых гнейсов прослежен вдоль западного склона долины р. Куртах на протяжении 5,5 км и далее на северо-запад вдоль Северо-Станового разлома еще на 5,6 км. Ширина выходов пород этой существенно глиноземистой пачки по делювиальным свалам колеблется от 500 до 600 м. Сложена она на всем протяжении преимущественно гранатсодержащими, в различной степени диафторированными гнейсами, часто с гиперстеном.

Второй выход глиноземистых гнейсов закартирован вдоль долины руч. Ветвистого и вдоль правого борта долины р. Куртах. Простирание этой пачки гнейсов также субмеридиональное в северной части, с резким переходом на субширотное в зоне Северо-Станового разлома. Ширина выходов пород пачки в северной части колеблется от 300 до 500 м, а в зоне разлома достигает 2,5 км. По своим параметрам и составу слагающих их пород первая и вторая пачки практически идентичны. Разделены они пачкой основных кристаллосланцев, ширина выходов, которых вдоль долины р. Куртах колеблется от 1 до 2 км.

Третий выход глиноземистых гнейсов закартирован на водоразделе правых притоков руч. Ветвистого с отметками 1 331,1 и 1 182,0 м. Расположен он в 200–300 м выше по склону от кровли второй глиноземистой пачки, от которой отделен пачкой основных кристаллосланцев

мощностью от 400 до 500 м. Разрез пачки также представлен, в основном, гранатосодержащими гнейсами. Мощность пачки – 200–300 м. В обобщенном виде разрез толщи, слагающей Куртахский блок, – это переслаивание пачек глиноземистых гнейсов мощностью 200–500 м и основных кристаллических сланцев (метагабброидов) мощностью 400–1 500 м.

Строение толщи холодниканского комплекса и, соответственно, ее мощность в разрезе может интерпретироваться двояко:

- нормальный разрез, состоящий из пяти пачек пород;
- первая и третья глиноземистые пачки являются структурными выходами пород одного стратиграфического уровня, тогда сводный разрез характеризуется наличием 2 пачек глиноземистых гнейсов.

Общее представление о соотношении пород в разрезе можно наблюдать на наиболее обнаженных участках в долинах р. Куртах и руч. Ветвистый, где видимая мощность его 890 м.

Фрагмент разреза второй глиноземистой пачки обнажается в коренных выходах на левом берегу р. Куртах (ниже второй наледи) мощностью 620 м.

В пределах Кабактанского блока выделяются две полосы выходов холодниканского комплекса. Первая из них прослежена вдоль Северо-Станового разлома от долины кл. Банного до верховьев р. Налджикан при ширине выходов до 1 км. Вторая полоса протягивается от устья кл. Банного в долину руч. Новоселовского и далее на северо-запад через водораздел ручьев Новоселовский–Тихий. Прослеженная длина ее – 6,2–6,5 км при ширине выходов до 0,9 км. В пределах обеих полос разрез холодниканского комплекса представлен тектоническими фрагментами, в пределах которых породы комплекса, как правило, сильно диафторированы, что исключает однозначное восстановление первичного разреза. Однако и в первой, и во второй полосе довольно четко выделяются в разрезе две глиноземистые пачки, разделенные пачкой основных кристаллических сланцев, что указывает на однотипность этих разрезов с разрезом комплекса в Куртахском блоке. На это же указывает преобладание в комплексе гранатовых и гранат-биотитовых гнейсов.

В крайней западной части южной полосы выходы пород холодниканского комплекса наблюдаются в долине р. Дюпан. Здесь на протяжении 6,5–7 км вдоль Северо-Станового разлома по обоим склонам долины р. Дюпан картируется пачка глиноземистых гнейсов с резким преобладанием гранатосодержащих разностей. Ширина выходов их в пределах листа колеблется от 500 до 2 500 м.

С юга комплекс на всем протяжении срезается выходами пород станового комплекса по Северо-Становому разлому. Северо-восточный контакт, судя по положению в рельефе, субвертикальный, а северо-западный – пологий с падением на юго-запад.

Разрез комплекса представлен переслаиванием гранат- и пироксеносодержащих гнейсов с редкими прослоями основных кристаллических сланцев (метадиоритов). Породы повсеместно диафторированы, но гранат, как правило, замещен лишь по краям зерен. Исключение представляет лишь юго-западная часть выходов у Северо-Станового разлома, где породы почти нацело превращены в диафторитовые сланцы и в последующем сильно микроклинизированы.

В центральной полосе наиболее обширные выходы холодниканского комплекса закартированы в бассейне верхнего течения рр. Капрал, Намарак, Дюпан. Междуречье Капрал–Намарак полностью сложено породами холодниканского комплекса, ширина выходов их здесь достигает 2–2,5 км. С запада они ограничены зоной гранитизации и диафтореза, а на востоке постепенно срезаются тектонической зоной, отражающейся широкой полосой гранито-гнейсов, гранитов и диафторитов. Протяженность выходов пород комплекса с запада на восток составляет 10 км.

По мере продвижения на восток от истоков Намарака комплекс постепенно срезается зоной разломов и при приближении к истокам р. Сыллах вдоль зоны картируются лишь узкие тектонические клинья на контакте с гранитами или скиалиты среди них. Лишь в верхнем течении р. Амедици постепенно увеличивается ширина выходов пород комплекса, опять достигая в междуречье Кабактан–Налджикан 1,5–2,2 км. Для всей полосы в целом характерна высокая степень гранитизации пород, хотя и проявленная по-разному. Для восточной ее части характерно развитие пятнистых микроклин-пертитовых гранитов, часто образующих тела мощностью до 100 и более метров. В западной части полосы породы глиноземистой толщи часто наблюдаются в виде реликтов среди гранито-гнейсов. Кроме того, в скиалитах гранито-гнейсов на водоразделе Намарак–Капрал – диафторированные двупироксеновые, гранат-двупироксеновые и гиперстен-дистен-плагиоклазовые гнейсы, реже – кристаллические сланцы в различных вариациях, чередуются с метагабброидными с гранатом, метагаббро.

Общая видимая мощность части разреза 2 280 м.

В пределах Капрал–Намаракского междуречья в разрезе намечаются две пачки, отличающиеся высокой насыщенностью разреза глиноземистыми гнейсами. Они разделены пачкой основ-

ных кристаллических сланцев (метадиоритов) мощностью 500–1 000 м и прорваны субпластовыми интрузиями габброидов. Мощность первой с севера пачки – 400–550 м, протяженность – 7,5–8 км. Выходы ее с востока и с запада обрезаются разломами. Мощность второй пачки колеблется от 700 до 1 000–1 500 м, протяженность – 7,5–8 км.

В северной полосе наиболее обширный выход холодниканского комплекса наблюдается в бассейне верхнего течения рр. Сыллах, Капрал, Ильичи, Амунукачи. Он имеет овальную форму сечением 12×6 км, вытянут в северо-восточном направлении. Образования комплекса слагают здесь верхнюю часть крупной тектонической пластины. С северной стороны границы выходов пород комплекса тектонические, хорошо отпрепарированные в рельефе, пологонаклонные на юго-восток и юг. С юго-востока выходы комплекса обрезаются крутопадающими разрывами с развитием вдоль них тектонитов и интрузий основных и ультраосновных пород. Комплекс в этой части площади представлен здесь переслаиванием гранитизированных диафорированных гранат-силлиманитовых, гранат-дистеновых кварцито-гнейсов, гранат-силлиманитовых кварцито-сланцев и гнейсов, часто с графитом, прослоями кварцитов, а также переслаиванием гранат-биотитовых, гиперстен-гранатовых гнейсов и метагаббро. Видимая мощность пород этой части разреза комплекса составляет 3 150 м.

Близок по литологическому составу разрез видимой мощностью 2 690 м на водоразделе между вершинами с отметкой 1 186,3 м и г. Амудиго. Выходы глиноземистых гнейсов здесь почти по осевой части разрываются широкой (до 500 м) полосой пород основного состава: мезо-меланократовыми основными кристаллическими сланцами (метадиоритами), массивными меланократовыми метагаббро с титаномагнетитом. Они прорваны телами микроклин-пертитовых гранитов и на отдельных участках гранитизированы до гранито-гнейсов. Выходы этих основных пород имеют тектонические ограничения, но их положение в общем разрезе комплекса не выяснено. Если это тектонический выход пород куртахского комплекса, то в пределах Сыллахского блока имеется сдвоенный разрез глиноземистой толщи.

На левобережье р. Сыллах разрез комплекса изучен слабее, так как он насыщен телами интрузивного габбро и сильно тектонизирован. Но здесь в разрезе основную роль играют гранат- и гиперстенсодержащие гнейсы.

В нижней части северо-западного склона водораздела Сыллах–Амунукачи, в 2–2,2 км северо-западнее основного выхода пород холодниканского комплекса, на водоразделе на протяжении 7 км прослеживается пачка гранатовых, гранат-гиперстеновых (иногда с дистеном) гнейсов. Ширина выходов ее по развалам колеблется от 200–300 до 500–600 м. Положение ее в общем разрезе рассматривается как тектонический фрагмент разреза холодниканского комплекса.

К северной полосе отнесены выходы пачки гранатовых, гранат-гиперстеновых и гранат-графитовых, иногда с силлиманитом, гнейсов. Она прослеживается на водоразделе р. Тунгурча (истоки)–ручьи Сланцевый и Шумилин на протяжении 6 км при ширине выходов от 400–500 м до 2 км.

Анализ фрагментов холодниканского комплекса в отдельных блоках показывает, что для них характерны два типа разрезов, существенно отличающихся друг от друга.

В пределах Куртахского, Кабактанского и Намаракского блоков разрезы характеризуются наличием двух (трех) пачек гранат- и гиперстенсодержащих гнейсов, разделенных выходами основных кристаллосланцев (метадиоритов). Второй тип разреза наиболее полно представлен в пределах Сыллахского блока. Здесь наряду с гранат- и гиперстенсодержащими гнейсами существенную роль в разрезе играют силлиманит- и дистенсодержащие гнейсы, иногда с графитом, появляются линзы кварцитов и кварцито-гнейсов. В пределах Сыллахского блока намечается также некоторая зональность разреза: высокоглиноземистые разрезы второго типа характерны для водораздельных участков, в то время как в долине р. Сыллах преобладают гранат- и гиперстенсодержащие разности гнейсов. Если исходить из пологого падения пород на юго-восток, то это может рассматриваться как отражение первичной дифференцированности разреза.

В вершине руч. Кабакты и на водоразделе Кабакты и правых притоков р. Тунгурча в разрезе холодниканского комплекса, наряду с гранатовыми гнейсами, широко развиты графитсодержащие разности. Примерно такой же разрез характерен и для правобережья р. Тунгурча в районе озера Кунды. Это плагиомигматизированные метадиориты, чередующиеся с метагабброидоритами, биотит-гранатовыми плагиогнейсами, часто гранитизированными, с переходами в плагиограниты, а также переслаивание с гранат-биотитовыми плагиогнейсами.

Приведенные составы комплекса отражают его специфику в этой части района. Здесь породы часто обогащены графитом, значительно сильнее плагиогранитизированы и чарнокитизированы. Чаще всего здесь наблюдаются фрагменты когда-то, вероятно, единого разреза, восстановить который не представляется возможным. Более широкое развитие графитсодержащих разностей пород, возможно, связано с положением их в более активных тектонических зонах.

Породы холодниканского комплекса внешне имеют буроватый, буровато-серый цвет. Структура пород мелко- и среднезернистая с порфиробластами буровато-красного граната, либо (что чаще наблюдается) с пятнами, линзами зеленого цвета псевдоморфоз пенина по гранату. Текстура пород гнейсовидная. Характерной особенностью этих пород является то, что кроме кварца и плагиоклаза, соотношения между которыми меняются, они содержат специфические минералы: гранат, биотит, мусковит, кордиерит, дистен, графит, которых нет в породах куртахского комплекса. Породы регионально изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма, незначительно (в виде пятен и полос) мигматизируются кварц-полевошпатовым материалом и замещаются новообразованным биотитом, мелким красным гранатом, дистеном и мусковитом. В большинстве случаев первичные пороодообразующие минералы не сохранились, кроме граната, реликты которого встречаются спорадически. Визуально первичный состав пород можно определить, исходя из состава и характера распределения вторичных минералов.

При микроскопическом изучении в породах наблюдаются гранобластовые, мозаичные, порфиробластовые и псевдоморфные лепидогранобластовые, нематолепидогранобластовые структуры, пятнистые и гнейсовидные текстуры. В метасоматически измененных породах можно наблюдать две системы гнейсовидности: реликтовую, обусловленную параллельной ориентировкой ранее образованных пороодообразующих минералов (плагиоклаза, граната, кордиерита, биотита), и позднюю, связанную с образованием новообразованных минералов, развивающихся по ранее образованной породе в виде удлиненных, параллельно ориентированных зерен неправильной формы (кварца, мусковита, кислого плагиоклаза, биотита и др.).

В минералогическом составе пород холодниканского комплекса выделяется две разновозрастные группы минералов: собственные, образовавшиеся в период формирования пород комплекса, и метасоматические минералы, образование которых произошло, по-видимому, в период становления олонгринского чарнокитоидного комплекса. Первичный минералогический состав пород очень однообразен и представлен, преимущественно, средним плагиоклазом, кварцем и гранатом с второстепенной примесью биотита, либо кордиерита. Из аксессуарных минералов отмечаются рудные (ильменит, реже – титаномагнетит), апатит, циркон, ортит. Очень редко встречается мелкочешуйчатый графит, содержание которого незначительно (до 1 %). Характерной особенностью пород комплекса является то, что все пороодообразующие минералы в их составе имеют неправильную изометричную (округлую), либо линзовидную форму кристаллов, что характерно для высокотемпературных пород (роговиков, гранулитов). Все минералы изменены в зеленосланцевой фации метаморфизма (сосюрит-уралитовая подфаия): плагиоклаз – сосюритизирован, биотит, кордиерит, гранат – хлоритизированы; замещения криптокристаллические, псевдоморфные, без нарушения первичных структур и текстур. Эти изменения наложились равномерно на все пороодообразующие минералы, редко среди них наблюдаются реликты граната. Кроме того в породах холодниканского комплекса наблюдаются более поздние метасоматические преобразования: замещение новообразованным кварцем, кислым плагиоклазом, часто – шахматным альбитом, микропертитом, редко – микроклином с образованием кварц-полевошпатовых метасоматитов. Одновременно по субстрату развиваются новообразованные метасоматические минералы: мусковит по плагиоклазу и гранату и дистен – по кордиериту, восстанавливается реликтовый биотит в виде мелкочешуйчатого агрегата новообразованного биотита, порода обогащается кварцем и преобразовывается в новообразованную слюдисто-кварцевую метасоматическую породу, часто с дистеном и реликтами хлоритизированного граната.

Результаты петрохимических анализов и пересчеты их на важнейшие петрохимические коэффициенты и числовые характеристики А. Н. Заварицкого приведены в таблицах 1 и 2.

Породы холодниканского комплекса имеют устойчиво низкие значения магнитной восприимчивости и плотности, среднее значение которых колеблется в пределах $(0,08-0,14) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и $2,73-2,97$ г/см³ соответственно.

Куртахский комплекс метаанортозит-габбровый ($v;vAR_{1-2}k$). Породами куртахского комплекса сложена большая часть юга описываемой площади. Они широко развиты от верховьев р. Сыллах до р. Амедици с ее притоками – руч. Расторгуев, Куртах. Их выходы ограничены с севера Верхне-Тунгурчинской и Южно-Якутской, с юга – Северо-Становой зонами разрывных нарушений. Ширина выходов комплекса в пределах площади листа составляет 20–35 км. Границы его отбиваются широкими зонами тектонитов, резкой сменой состава пород, интенсивностью гамма-активности, широко проявленными процессами зеленосланцевого диафтореза.

Таблица 1

Химический состав пород холодниканского комплекса

№ п/п	№ пробы	Название пород	Химический анализ (в вес. %)													
			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	05102/4	Биотит-гранатовый плагиогнейс	68,19	0,66	14,26	2,29	3,58	0,07	2,32	1,19	3,30	1,29	0,06	<0,25	2,34	99,55
2	05102/5	Биотит-гранатовый плагиогнейс	61,73	0,83	15,88	2,22	4,85	0,11	2,69	3,50	2,12	1,44	0,19	<0,25	3,24	98,80
3	05114	Биотит-гранатовый кристаллосланец	64,81	0,81	14,50	2,17	4,66	0,10	2,97	1,95	1,92	1,83	0,12	<0,25	2,97	98,81
4	05114/1	Биотит-гранатовый плагиогнейс мигматизированный	63,94	0,63	17,03	4,09	3,67	0,11	3,02	1,81	2,48	2,94	0,05	0,00	0,51	100,28
5	05114/2	Биотит-гранатовый плагиогнейс	68,11	0,57	13,42	2,76	4,72	0,09	3,11	1,88	1,66	1,60	0,05	<0,25	1,33	99,30
6	05114/3	Биотит-гранатовый плагиогнейс	68,99	0,52	13,08	2,86	4,32	0,15	2,94	2,85	1,69	0,90	0,11	0,33	1,59	100,00
7	05114/4	Биотит-гранатовый плагиогнейс	62,32	0,81	15,72	2,21	6,10	0,11	3,43	2,21	1,50	1,81	0,04	<0,25	2,86	99,12
8	05115	Гранат-кордиеритовый плагиогнейс	62,17	0,78	16,65	2,32	4,03	0,10	3,27	3,01	2,75	2,28	0,06	<0,25	2,18	99,60
9	05117/1	Биотит-гранатовый плагиогнейс	61,14	0,75	15,57	5,20	4,42	0,10	3,57	1,66	1,85	2,21	0,13	<0,25	1,84	98,44

Таблица 2

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

№ п/п	№ пробы	Важнейшие петрохимические коэффициенты						Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
		$\frac{Al_2O_3}{(Fe_2O_3+FeO)+MgO}$, вес. %	$\frac{(Fe_2O_3+FeO)}{(Fe_2O_3+FeO)+MgO}$, вес. %	$\frac{Fe_2O_3+FeO+MgO}{TiO_2}$, вес. %	$\frac{Na_2O+K_2O}{вес. \%}$	$\frac{Na_2O}{K_2O}$, вес. %	$\frac{(Na_2O+K_2O)}{Al_2O_3}$, мол. кол.	s	a	c	b	a'	c'	f'	m'	n'	n	t	f'	Q	a/c
1	05102/4	1,74	71,67	8,85	4,59	2,56	0,48	74,31	8,69	1,38	15,61	42,99	0,00	33,07	23,94	0,00	79,50	0,70	11,90	29,87	6,30
2	05102/5	1,63	72,44	10,59	3,56	1,47	0,34	71,26	6,78	3,86	18,11	38,06	0,00	36,67	25,27	0,00	69,10	1,00	10,50	25,09	1,80
3	05114	1,48	69,69	10,61	3,75	1,05	0,35	72,31	6,68	2,30	18,70	40,65	0,00	33,17	26,18	0,00	61,40	0,90	9,70	28,97	2,90
4	05114/1	1,59	71,86	11,36	5,42	0,84	0,43	69,09	9,16	2,08	19,66	41,68	0,00	33,80	24,52	0,00	56,20	0,70	16,60	17,79	4,40
5	05114/2	1,27	70,63	11,16	3,26	1,04	0,33	73,65	5,64	2,16	18,55	37,86	0,00	35,32	26,82	0,00	61,20	0,60	12,00	33,86	2,60
6	05114/3	1,29	70,95	10,64	2,59	1,88	0,29	75,41	4,81	3,32	16,47	32,25	0,00	38,84	28,91	0,00	74,10	0,60	14,20	37,87	1,40
7	05114/4	1,34	70,78	12,55	3,31	0,83	0,28	69,12	5,73	2,60	22,55	41,78	0,00	33,34	24,88	0,00	55,60	1,00	8,10	24,18	2,20
8	05115	1,73	66,01	10,40	5,03	1,21	0,42	70,34	9,23	3,61	16,82	32,95	0,00	34,63	32,42	0,00	64,70	0,90	11,60	18,61	2,60
9	05117/1	1,18	72,93	13,94	4,06	0,24	0,35	67,60	7,02	1,95	23,43	39,18	0,00	35,93	24,89	0,00	55,90	0,90	18,30	9,21	3,60

Гамма-активность пород комплекса не превышает 8–10 мкР/ч, чаще – 5–7 мкР/ч. На картах магнитного поля породы комплекса не находят ясного отражения. На геохимических картах выходам пород комплекса соответствуют повышенные значения Ti, Sr и Ni.

Разрезы комплекса довольно однообразны и представлены преимущественно мезо-меланократовыми полосчатыми метадиоритами. Вдоль тектонических разрывов (особенно Северо-Станового разлома) постоянно отмечаются зоны рассланцевания и диафтореза, вплоть до перехода на отдельных участках в зеленосланцевые диафториты. При приближении к полям гранито-гнейсов усиливается гранитизация пород, а почти вдоль зоны диафторитов Северо-Станового разлома картируется полоса интрузивных тел габбро и габброноритов. Все разнообразие разреза комплекса создается за счет его неравномерной гранитизации и тектонической проработки. Такой характер разреза комплекса при субгоризонтальном залегании устанавливается на водоразделе руч. Ветровой–р. Амедичи: чередование пачек мезо-меланократового состава и пачек лейкократовых гранито-гнейсового состава, как правило, тектонизированных до бластокатаклизитов.

В юго-западной части листа, в междуречье Намарак–Дюпан–Наджикан, в разрезе куртахского комплекса преобладают мезо-меланократовые разности пород (полосчатые амфиболовые кристаллосланцы и диорито-гнейсы). В восточной части междуречья широким распространением пользуются породы диоритового облика (диорито-гнейсы). Для него характерно почти полное отсутствие тел интрузивных метагаббро. В узких тектонических зонах, в пределах которых картируются тела плагиогранитов (олигоклазитов), часто наблюдаются переходы диорито-гнейсов в полосчатые мезократовые амфиболовые кристаллосланцы. Вдоль контакта с гранитами образуется тонкая оторочка амфиболитов. При приближении к Северо-Становому разлому резко возрастает степень рассланцевания и диафтореза пород, стираются их структурные особенности, отмечаются довольно частые переходы в тонкополосчатые диафторитовые сланцы.

В центральной части площади листа породы куртахского комплекса выходят непрерывной полосой вдоль тектонического контакта с олёкминским комплексом от западной до восточной границы площади. С юга их выходы ограничены северным контактом массива щелочных сиенитов и зоной микроклинизации и окварцевания. Разрез комплекса в этой части площади довольно однообразен и представлен полосчатыми метадиоритами, в различной степени диафторированными и прорванными телами основных пород.

К северо-востоку от р. Сыллах метаморфические образования куртахского комплекса выходят на поверхность в зоне разнообразных тектонитов в виде узких тектонических линз. Лишь в междуречье Амунукачи–Ильичи ширина выходов их достигает 2,5–3,5 км, здесь они представлены относительно слабо гранитизированными и диафторированными метадиоритами. В междуречье Ильичи–Хомустах–Сланцевый–Тунгурча ширина выходов их увеличивается до 4–6 км. В этом районе они разбиты системой пологих разрывных нарушений, сопровождающихся рассланцеванием и диафторезом, на серию пологих тектонических пластин, сложенных полосчатыми метадиоритами, в различной степени диафторированными и рассланцованными. Среди них встречаются фрагменты метаморфизованных габбро, габброноритов, ультраосновных пород, серпентинитов, габбро-амфиболитов. На отдельных участках разрез комплекса представляет собой бесконечное чередование диафторитовых сланцев и диафторированных метадиоритов. В комплексе они образуют своеобразную зону тектонического меланжа по метадиоритам куртахского комплекса (водораздел рр. Канки–Сланцевый).

Севернее выходы мезократовых полосчатых метадиоритов гранитизированы, рассланцованы и чередуются с субпластовыми телами метагаббро-амфиболитов. Среди них отмечаются пролои гранатсодержащих гнейсов.

В междуречье Амедичи–Тунгурча выходы пород куртахского комплекса слагают тектонические пластины, в которых они повсеместно переработаны в процессе зеленосланцевого диафтореза, плагиогранитизации и чарнокитизации.

Вся пестрота петрографического состава пород в разрезе куртахского комплекса обусловлена интенсивностью процессов зеленосланцевого диафтореза, плагио- и плагиомикроклиновой (микроклин-пертитовой) гранитизации, количеством в разрезе интрузивно-метасоматических образований (разнообразных чарнокитоидов, метаморфизованных габбро, габброноритов) с широкими ореолами амфиболитизации и биотитизации по претерпевшим зеленосланцевый диафторез метадиоритам. В целом набор исходных пород в разрезе комплекса однообразен и характеризуется сочетанием метадиоритов, гранат- и графитсодержащих гнейсов. Неоднозначная интерпретация складчатых тектонических структур в образованиях куртахского комплекса исключает возможность надежного решения вопросов низа–верха разреза комплекса, определения его мощности, изначального соотношения в его разрезе различных по составу пород.

По первичному минеральному составу породы куртахского комплекса восстанавливаются

как магматические – основные (нориты, габбронориты и габбро) и средние (пироксеновые диориты и кварцевые диориты). Внешне они представляют собой равномернозернистые мелко- и среднезернистые породы массивной, полосчатой, пятнистой, редко шаровой текстуры. В полосчатых разновидностях наблюдается чередование полос, характеризующихся различными соотношениями плагиоклаза и пироксенов, но минералогический состав и структурно-текстурное построение этих полос совершенно одинаковое. Ширина полос колеблется от нескольких миллиметров до 1–5 см. Пятнистые разновидности характеризуются наличием среди равномернозернистой основной массы изометричных линзовидных светлых пятен, состоящих из агрегата плагиоклаза, в центре которых наблюдается розовато-красный гранат. Размер пятен колеблется от 0,5 до 1–2 см. Обычно пятнистые и полосчатые разновидности встречаются вблизи контакта с гранатовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами. Породы куртахского комплекса имеют зеленый, зеленовато-серый цвет, что обусловлено практически полным замещением первичных минералов криптокристаллическими агрегатами низкотемпературных минералов: плагиоклаза – эпидот-цоизитом, соссюритом; пироксенов – уралитом, серпентинитом, тальком при сохранении первичных текстурно-структурных особенностей породы. Образование последних можно рассматривать двояко: с одной стороны «низкотемпературные метаморфозы» можно отнести к автотемпературным преобразованиям пород куртахского комплекса, с другой – к метаморфизму зеленосланцевой фации.

Кроме низкотемпературных преобразований породы куртахского комплекса подверглись высокотемпературным изменениям: метасоматическому замещению первичных минералов и нескольким этапам гранитизации. При метасоматозе происходит замещение первичных минералов высокотемпературными минералами (роговой обманкой, биотитом, пироксенами, редко – гранатом). При гранитизации наблюдается метасоматическая перекристаллизация первичной породы, нередко с перераспределением калиевых и фемических минералов и формированием новообразованных пород со своими структурно-текстурными особенностями. Эти высокотемпературные преобразования пород куртахского комплекса по площади развиты неравномерно. В краевых частях занимаемой ими территории (водораздел рр. Тунгурча, Амедици и др.) наблюдается слабое проявление этих преобразований, преобразования происходят в мелких полосах, пятнах, линзах. Здесь отмечается более слабо проявленная послойная мигматизация. В центре, где развиты образования олонгринского чарнокитоидного комплекса, наблюдается наибольшая перекристаллизация и гранитизация пород куртахского комплекса с образованием разнообразных по составу, часто гнейсовидных контактово-метасоматических пород, в которых исходные породы сохраняются в виде пятен, небольших линз, блоков. В этом случае в породах куртахского комплекса под микроскопом наблюдаются структуры и текстуры первичные (магматические) и вторичные (метасоматические). Из первичных структур наиболее распространены гипидиоморфнозернистые: диоритовая (призматическизернистая) и гранитная, при которых плагиоклаз образует более идиоморфные призматические разноориентированные зерна, а пироксены 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. В породах основного состава наблюдаются аллотриоморфнозернистые структуры: габбровая, норитовая, с одинаковой степенью идиоморфизма всех породообразующих минералов, редко – офитовые: диабазовая, габбро-диабазовая, при которых плагиоклаз образует длиннопризматические зерна. Из метасоматических структур развиты гранобластовая, лепидогранобластовая, порфиробластовая, нередко с перераспределением первичного вещества и образованием кумулобластовых структур. При последнем наблюдается концентрация фемических и калиевых минералов в виде пятен и линз, что придает метасоматически измененным породам куртахского комплекса пятнистый облик.

Текстуры пород куртахского комплекса также наблюдаются как первичные, так и вторичные, обусловленные процессами метасоматического замещения. Среди первичных текстур преобладают массивные, реже – полосчатые, такситовые, шаровые. При метасоматическом замещении пород наблюдаются пятнистые, параллельные текстуры, обусловленные развитием новообразованных минералов в виде пятен и параллельной ориентировкой этих минералов.

Результаты химических анализов пород куртахского комплекса и пересчеты их на важнейшие петрохимические коэффициенты приведены в таблицах 3 и 4.

Таблица 3

Химический состав и основные петрохимические характеристики пород куртахского комплекса (по А. Н. Неелову)

№ про-бы	Название пород	Химический состав пород (в вес. %)													Петрохимические параметры							
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	s	b	m	f	a	t	n	k
1/82	Двупироксеновый кристалло-сланец (андезит)	60,88	14,34	0,66	2,94	3,96	5,73	3,99	0,10	0,59	3,17	0,24	1,94	98,54	0,59	0,29	0,48	0,31	0,28	0,032	0,12	0,10
05001/9	Диопсид-амфиболовый сла-нец (андезит)	58,8	14,34	0,66	2,94	3,96	7,07	3,99	0,10	2,73	0,6	0,21	2,30	98,54	0,57	0,31	0,43	0,28	0,32	0,025	0,10	0,12
05860/3	Двупироксеновый кристалло-сланец лейкократовый (анде-зитодацит)	63,4	15,15	0,60	2,75	3,26	5,1	3,46	0,2	2,46	1,0	0,18	2,52	100,06	0,61	0,26	0,49	0,30	0,28	0,026	0,10	0,22
07258/1	Двупироксеновый кристалло-сланец мезократовый (андези-тобазальт)	54,9	15,15	0,80	2,94	6,36	7,73	5,12	0,15	0,46	1,88	0,13	3,22	98,79	0,53	0,39	0,48	0,32	0,33	0,032	0,07	0,12
05318	Двупироксеновый кристалло-сланец лейкомезократовый (базальт)	51,12	15,05	0,94	3,69	6,88	13,32	5,6	0,24	0,31	2,35	0,13	1,26	100,89	0,48	0,52	0,36	0,27	0,36	0,037	0,08	0,07
К-10/5	Двупироксеновый пла-гиогнейс (дацит)	65,1	17,05	0,39	1,15	2,19	4,14	1,57	0,033	1,14	4,52	0,11	1,57	98,89	0,63	0,15	0,31	0,30	0,31	0,015	0,17	0,15
К-10/7	Двупироксеновый пла-гиогнейс (липаритодацит)	68,24	15,88	0,33	1,41	2,14	3,89	1,12	0,047	1,37	3,7	0,10	1,29	99,52	0,65	0,15	0,28	0,32	0,27	0,003	0,15	0,2
К-69/3	Гиперстеновый плагиогнейс (дацит)	63,57	15,64	0,59	2,42	2,8	4,93	2,43	0,079	1,18	3,24	0,18	1,71	98,77	0,61	0,22	0,41	0,31	0,29	0,026	0,13	0,2
10001	Биотит-гиперстеновый гнейс (дацит)	66,47	16,25	0,21	1,16	1,6	3,83	2,37	0,027	1,55	4,99	0,16	1,28	99,9	0,62	0,16	0,46	0,23	0,29	0,009	0,17	0,1

Химический состав пород куртахского комплекса

№ п/п	№ пробы	Название пород	Химический анализ (в вес. %)													
			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

Породы куртахского комплекса характеризуются большими значениями магнитной восприимчивости и плотности с закономерным уменьшением их значений от основных к средним породам, соответственно от $3,77 \cdot 10^{-5}$ до $0,46 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ и от 3,15 до 2,8 г/см³. Сравнивая неизменные и метасоматически измененные их разновидности, можно видеть, что в метасоматически измененных породах наблюдается незначительное уменьшение плотности и увеличение в 2–7 раз магнитной восприимчивости. Это говорит о том, что при чарнокитизации пород куртахского комплекса наблюдается обогащение пород железом, часть из которого идет на образование железо-магнезиальных силикатных минералов (роговой обманки, биотита, пироксенов), а часть – на образование магнетита.

Олонгринский комплекс (eĀAR₂₀). В пределах описываемого листа породы олонгринского комплекса сконцентрированы в субширотной полосе шириной до 14 км в юго-восточной части листа в северных отрогах Станового хребта. Совместно с метасоматическими измененными породами куртахского комплекса (пятнистое развитие пироксенов, бурой роговой обманки, граната, дистена, кварц-полевошпатовая мигматизация) они образуют в обширный пояс протяженностью до 20 км. В виде мелких тел чарнокитоидов и чарнокитизированных (микроклинизация, биотитизация) пород они встречаются также в долине руч. Куртакан и в верховьях р. Тунгурча.

Внутреннее строение пояса сложное, что обусловлено колебаниями общей насыщенности разреза телами чарнокитоидов, мощностью и составом отдельных тел, характером их залегания и изменений вмещающих метадиоритов куртахского комплекса. Все это, в свою очередь, обуславливает характер магнитного, геохимического и, нередко, радиометрического полей.

Общий состав олонгринского комплекса определяется чередованием норитов, габбро, эндербитов, чарнокитов, измененных метадиоритов, пород кварц-полевошпатового состава, образующими тела сложного литологического состава. По соотношению породообразующих минералов выделяются оливиновые и безоливиновые пироксениты, габбронориты, нориты, габбродиориты, кварцевые и безкварцевые диориты, группа мангеритов – микроклин-пертитовые кварцевые и безкварцевые монцониты и чарнокиты.

На карте аэромагнитных аномалий значительная часть тел комплекса выделяется положительными магнитными аномалиями сложной конфигурации, приуроченными обычно не к выходам единичных тел, а к полям их развития совместно с образованиями куртахского комплекса.

Параметры тел чарнокитоидов колеблются в широких пределах, но чаще они образуют тела мощностью до первых метров и десятков метров. Лишь в единичных случаях встречаются тела с шириной выходов до 100–200 м и протяженностью до нескольких километров. Нередко наблюдаются серии сближенных прямолинейных трещинных тел с крутыми углами падения. Приконтактовые изменения проявились слабо. В эндоконтактах наблюдается слабо выраженная порфириовидность. В экзоконтактах картируются зоны контактово-метасоматических пород, лейкократовые породы гранулируются с образованием мелкочешуйчатого биотита. По меланократовым разностям пород в экзоконтактах образуются дупироксеновые, гранат-дупироксеновые и гранат-пироксен-амфиболовые роговики, часто с повышенным содержанием рудного минерала. Мощность зон ороговикования достигает иногда нескольких метров.

Пироксениты представляют собой массивные мелкозернистые черные породы с коричневатым и зеленоватым оттенком, часто рыхлые (легко рассыпаются под ударом молотка). Под микроскопом наблюдается панидиоморфнозернистая, редко – гипидиоморфнозернистая, гранобластовая структуры, массивная и неяснополосчатая текстуры. По минералогическому составу выделяются оливиновые и безоливиновые ортопироксениты, вебстериты и клинопироксениты.

В группе мафитов по соотношению породообразующих минералов выделяются габбронориты, нориты и лейконориты, габбродиориты и кварцевые диориты. Внешне породы имеют серый и буровато-серый цвет, массивную и неяснополосчатую текстуры, мелко-среднезернистую структуру, они часто рыхлые, сыпучие. Под микроскопом структура пород гипидиоморфнозернистая, гранобластовая, аллотриоморфнозернистая, текстура массивная.

В группу мангеритов относятся породы, содержащие микроклин с пертитовыми вростками альбит-олигоклаза, составляющими до 40–50 % объема зерен микроклина. Выделены безкварцевые разновидности – монцониты, кварцсодержащие и кварцевые монцониты и чарнокиты. Внешне это породы светло-серого, розовато-серого цвета, массивные мелкозернистые. Под микроскопом наблюдается аллотриоморфнозернистая, редко – гипидиоморфнозернистая и венцовая структуры, массивная и пятнистая текстуры.

В истоках р. Амедичи отмечаются выходы мангеритов, которые внешне и по текстурно-структурным особенностям схожи с диоритами. Это мелко-среднезернистые породы массив-

ные, редко – неяснополосчатые, буровато-розового цвета с гипидиоморфнозернистой и аллотриоморфнозернистой, редко пойкилитовой структурами. Минералогический состав пород однообразен: микропертит с небольшой примесью щелочного (эгирина, эгирина-авгита), реже – моноклинного (диопсид), ромбического (гиперстен) пироксенов и рудных минералов. Аксессуары представлены апатитом и цирконом. Породы в разной степени замещены альбитом, который оторочками развивается вокруг микропертита, в них вокруг зерен пироксенов иногда наблюдается развитие мелкозернистого агрегата биотита, волокнистого амфибола, эпидота, серицита, образующих агрегаты радиально-лучистого и зонального строения с последовательностью минералообразования амфибол–биотит–эпидот–серицит.

Основные типоморфные минералы пород эндербит-чарнокитового комплекса представлены плагиоклазом, кварцем, калишпатом, пироксенами, второстепенные – роговой обманкой, биотитом, аксессуарные – магнетитом, титаномагнетитом, апатитом, цирконом, редко – гранатом.

Породы олонгринского комплекса обладают рядом схожих между собой характеристик, в тоже время они имеют свои отличия. Внешне это породы мелко-среднезернистые буровато-розовато-серые, до черных (в габброноритах). Они имеют схожий минералогический состав: полевые шпаты+пироксен+кварц+роговая обманка+биотит+гранат (редко). Минералы свежие не измененные, поэтому породы комплекса хорошо выделяются среди диафорированных и переработанных пород куртахского комплекса. Различаются между собой породы эндербит-чарнокитового комплекса по особенностям структурно-текстурного строения, по количеству породообразующих минералов и по их соотношениям.

С учетом текстурных особенностей выделяются три группы пород:

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

Породы первой группы имеют средне-мелкозернистое массивное строение. Под микроскопом наблюдаются аллотриоморфнозернистая и гипидиоморфнозернистая структуры. Среди них нередко выделяются панидиоморфнозернистая, норитовая или габбровая структуры. Часто в диоритах и габброноритах наблюдается более выраженный идиоморфизм плагиоклаза относительно фемических минералов – диоритовая структура; наблюдается выполнение интерстиций между зернами плагиоклаза и пироксена более ксеноморфными зернами калишпата или кварца – монзонитовая и гранитная 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 характеризуются более грубозернистым, чаще средне-крупнозернистым и неравномернозернистым строением, гнейсовидной полосчатой и линзовидно-полосчатой, реже массивной текстурами. Под микроскопом преобладают метасоматические структуры, свойственные метаморфогенным образованиям: гранобластовая, лепидогранобластовая, гетерогранобластовая, до образования порфиробластовых структур. Нередко наблюдаются кумулобластовая (гломеробластовая) структура, обусловленная концентрацией фемических минералов в виде пятен, линз и полос. Часто в эндербитах и чарнокитах сохраняются участки со структурно-текстурным сложением, характерным для диоритов, габброноритов. Последние наиболее характерны для кварцевых диоритов, в которых на фоне массивной основной ткани с магматическими структурами наблюдается метасоматическое замещение первичных минералов кварцем, более кислым плагиоклазом, биотитом, роговой обманкой, редко – микроклином. Для вновь образованных минералов характерна ярко выраженная удлиненность, особенно для кварца и микроклина, которые местами образуют ленточные порфиробласты. Новообразованные минералы ориентированы в одном направлении, что придает породам гнейсовидную текстуру.

Если рассматривать все выделенные разновидности пород в качестве непрерывного ряда от норитов к эндербитам и чарнокитам, то наблюдается изменения не только количества породообразующих минералов, но и их качественного содержания. Так, в направлении от основных к кислым породам наблюдается увеличение содержания кварца, микроклина, биотита и уменьшение – пироксенов, рудных минералов до образования лейкомезократовых, существенно биотитовых эндербитов и чарнокитов с незначительным содержанием пироксенов. Содержания роговой обманки неустойчивы, чаще повышенные концентрации ее характерны для эндоконтактов тел чарнокитоидов, где отмечаются в разной степени ассимилированные ксенолиты метадiorитов. Содержания плагиоклазов устойчивы во всех разновидностях пород, кроме чарнокитов, где оно снижается за счет появления калишпата, но в направлении от основных к кислым разновидностям пород изменяется состав плагиоклаза от лабрадора № 52–60 в норитах и габб-

роноритах, до альбита и альбит-олигоклаза в эндербитах и чарнокитах.

Текстурно-структурные и минералогические особенности пород эндербит-чарнокитового комплекса позволяют наметить две стадии их формирования и соответственно разделить их 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 и диориты → биотит-пироксен-кварцевые диориты → гиперстен-биотит-кварцевые диориты и эндербиты → лейкократовые эндербиты с гиперстеном, биотитом, роговой обманкой → чарнокиты. Калиевый метасоматоз проявился незначительно, почему чарнокиты распространены незначительно.

В экзоконтактах чарнокитоидов наблюдаются преобразования вмещающих пород в двух направлениях:

– с одной стороны наблюдаются перекристаллизация субстрата с выносом Mg, Fe, Ca, Ti и образованием гнейсовидных метасоматических пород, состоящих из кварца и кислого плагиоклаза, редко с незначительной примесью микроклина;

– с другой стороны происходит линзовидно-полосчатое обогащение субстрата новообразованными агрегатами минералов: роговой обманки, биотита, эпидота, редко – скаполита, дистена, моноклинного и ромбического пироксенов, граната с образованием пятнистых гетеробластовых контактово-метасоматических пород.

Кварц-полевошпатовые метасоматические породы 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. Для них наиболее характерны гнейсовидная и пятнистая текстуры, обусловленные, в первом случае, однонаправленным развитием зерен кварца и полевых шпатов, во втором – наличием реликтов незамещенных пород в виде зеленовато-серых пятен. Структуры породы метасоматические: гранобластовая, часто гетеробластовая (наличие разномасштабных агрегатов кварца и полевых шпатов). Количественные соотношения кварца и полевых шпатов различны, от образования полевошпатитов (альбититов, олигоклазитов, микроклинитов) до полевошпат-кварцевых метасоматитов.

Параллельно с кремнещелочными метасоматитами в породах куртахского комплекса в эндоконтактах чарнокитоидов наблюдается образование меланократовых метасоматических пород, выраженное в появлении полос и пятен новообразованных минералов (черной роговой обманки, биотита, диопсида, эпидота, реже – гиперстена, дистена, граната), образующих гетеробластовые сростки среди равномернозернистой массивной однородной ткани пород куртахского комплекса. При интенсивном проявлении процессов метасоматоза первичная порода полностью перекристаллизовывается с образованием разномасштабной, 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. Чаше породы пироксенитового состава наблюдаются вдоль контакта с чарнокитами, где они образуют маломощную оторочку (1–2 м), реже – маломощные жилы. Внешне это буровато-черные массивные мелкозернистые породы, при насыщении роговой обманкой – разномасштабные, до крупнозернистых, с параллельной или пятнистой текстурой. Структуры метасоматические: гранобластовые, порфиробластовые, псевдоморфные. Состоят пироксениты 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 псевдоморфозы или агрегаты зерен одной ориентировки, что обуславливает параллельную текстуру.

Химические составы и значения важнейших петрохимических характеристик приведены в таблицах 5 и 6.

По результатам пересчета числовых характеристик можно говорить о следующем:

– магматическая группа чарнокитоидов (габбронориты, кварцевые и бескварцевые диориты) относятся к породам нормального ряда, недосыщенным щелочами со значительным преобладанием натрия над калием;

Химический состав (в вес. %) и основные петрохимические характеристики пород олонгринского (пироксенит-габбро-норит-мангеритового) комплекса

Компоненты	Пироксениты			Габбронориты, нориты		Габбродиориты	Группа мангерита		
	02011/2	02007/5	05643/2	02692	05645/1	05640/2	02677/10	06557/1	06572/1
SiO ₂	49,6	46,0	47,7	51,0	48,7	59,4	54,6	68,6	68,0
Al ₂ O ₃	6,1	8,5	6,5	16,55	13,45	16,4	4,3	16,0	14,55
TiO ₂	0,75	0,58	0,72	0,67	0,44	0,81	0,38	0,34	0,74
Fe ₂ O ₃	2,99	4,64	4,96	2,53	2,97	3,82	20,48	1,35	1,62
FeO	4,47	7,08	10,53	7,72	6,92	3,27	13,89	1,44	3,03
MnO	0,218	0,2	0,38	0,19	0,27	0,11	0,06	0,028	0,054
MgO	15,4	18,16	13,78	6,51	9,38	3,73	2,35	1,23	2,19
CaO	12,29	7,26	10,89	7,56	14,95	6,35	2,02	3,5	2,76
K ₂ O	3,8	0,2	0,84	0,44	0,42	1,16	0,94	1,6	1,88
Na ₂ O	2,34	0,7	1,06	2,24	1,26	2,5	0,74	3,56	3,5
P ₂ O ₅	0,29	0,068	0,059	0,18	0,037	0,183	0,13	0,14	0,09
SO ₃	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	<0,25	<0,25	<0,25
п.п.п.	1,46	5,35	2,09	3,25	1,25	1,01	0,80	0,79	1,71
Сумма	99,71	98,74	99,5	98,84	100,05	98,74	100,63	98,58	100,12
Числовые характеристики А. Н. Заварицкого									
s	50,4	50,5	50,4	62,63	54,73	71,23	60,9	78,2	76,3
a	7,2	1,7	3,3	5,84	3,22	7,55	2,9	10,1	10,2
c	2,2	3,7	2,3	8,98	7,24	7,69	1,3	4,2	3,3
b	40,2	44,1	43,9	22,55	34,81	13,53	34,9	7,5	10,2
c'	32,9	10,6	22,3	3,88	30,44	2,63	3,0	-	-
a'	-	-	-	-	-	-	-	38,2	22,9
m'	57,4	66,6	48,9	52,10	44,90	48,42	11,1	28,2	36,0
f'	9,8	22,8	28,8	44,02	24,66	48,95	85,9	33,6	41,1
n	33,3	84,6	65,3	90,0	83,33	75,47	54,6	77,0	73,7
t	1,2	1,0	1,1	1,05	0,61	1,0	0,6	0,4	0,8
φ	0	8,6	8,6	10,39	6,94	25,26	49,2	15,5	13,1
Q	-15,8	-6,2	-8,0	4,6	-4,22	19,67	14,5	31,9	29,0
a/c	3,34	0,46	1,37	0,65	0,44	0,98	2,2	2,4	3,1
Важнейшие петрохимические характеристики видов (в вес. %)									
A=Al ₂ O ₃ +CaO+Na ₂ O+K ₂ O	24,5	16,7	19,3	26,79	30,08	26,41			
S=SiO ₂ -(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO+MnO+TiO ₂)	25,8	15,3	17,3	33,38	28,72	47,70			
Na ₂ O/K ₂ O	0,40	0,28	0,22	5,09	3,0	2,15	0,8	2,2	1,86
al'	0,6	3,5	1,3	0,99	0,7	1,52	0,12	3,98	2,13
K _φ	24,3	39,2	52,9	61,66	0,12	65,53			

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

№ п/п	Название окислов и петрохимических коэффициентов	Название пород										
		Чарнокиты							Контактово-метасоматические породы			
		Мангериты	Чарнокиты	Эндербиты		Кварцевые диориты	Диориты	Нориты, габбронориты	Среднее по комплексу	Пятнистые 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, вес. %	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, вес. %	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), вес. %	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 , вес. %	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, вес. %	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

– более кислые разности пород (эндербиты, чарнокиты) пересыщены глиноземом, но бедны щелочами, лишь группа мангеритов содержит умеренное количество щелочей;

– от основных к кислым разновидностям намечается уменьшение магнезиальности (от 57,7 до 21,9) с одновременным ростом коэффициента железистости (от 24,5 до 70,84);

– по соотношению $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})\times\text{SiO}_2$ и $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3\times(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO})$ мангериты ложатся в область монцонитов;

– при переходе от основных к кислым породам и далее к метасоматически измененным чарнокитоидам наблюдается постепенное увеличение суммы щелочей от 2,2 до 7,29 % при значительном преобладании натрия над калием, причем доля последнего увеличивается от основных к кислым породам. Наблюдается также увеличение коэффициента калийности от 0,28 до 0,77, что также свидетельствует о 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 количества плагиоклаза. Содержание MgO , CaO и суммарного железа в этом же направлении уменьшается, хотя коэффициент железистости увеличивается от 27,5 до 58,4, отношение FeO/MgO – от 0,45 до 1,41; соответственно в мангеритах эти значения достигают 85,3 – первого и 4,97 – второго. Это говорит об увеличении доли железистых минералов и уменьшении доли магнезиальных.

Меланократовые метасоматические породы и метасоматические пироксениты и горнблендиты характеризуются низкими значениями содержания щелочей (4,15 и 2,12), коэффициента глиноземистости (0,9 и 0,42) и очень низкими значениями железисто-магнезиального коэффициента (18,5–23,57). Для них характерно повышенное содержание калия и магния, более низкие значения коэффициента железистости при примерно равном содержании $\text{Fe}_{\text{общ}}$.

Кварц-полевошпатовые метасоматиты характеризуются низкими значениями суммы щелочей, что соответствует низкощелочным гранитам (при неустойчивом соотношении), 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.

Становой комплекс (gAR₂sf). Метаморфические образования станového комплекса имеют ограниченное распространение и выделяются в юго-западной части описываемой площади. Они представлены мелкозернистыми гнейсовидными гранитами и гранито-гнейсами существенно микроклинового состава кирпично-красного цвета, содержащими биотит, амфибол, реликты граната, биотитовыми гранито-гнейсами тонкополосчатыми, в разной степени бластомилонитизированными, с переходами в темно-серые бластомилониты, переслаиванием амфибол-биотитовых и биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, плагиогнейсами и ортоамфиболитами.

Породы станového комплекса характеризуются однообразным минеральным составом и текстурно-структурными особенностями. Внешне образования комплекса представляет собой средне-мелкозернистые породы с нечетко выраженной гнейсовидностью; в лейкократовых разностях чаще развиты полосчатые текстуры. Полосчатость и гнейсовидность пород наблюдается как четкая резкая, так и постепенная. Она обусловлена чередованием субстрата породы (меланосомы) и послойных инъекций кварц-плагиоклазового состава (лейкосомы). Ширина полос колеблется от 0,5 до 50 см. Цвет пород серый и розовато-серый, до темно-серого и черного в амфиболовых кристаллических сланцах и в ортоамфиболитах. Участками образования комплекса прорываются более молодыми жилами биотитовых, реже амфиболовых микроклиновых гранитов. Вблизи жил на породы станového комплекса накладывается более поздняя кварц-микроклиновая мигматизация, которая выражается в развитии вдоль уже существовавшей полосчатости и гнейсовидности новообразованных метасоматических зерен кварца и микроклина, нередко с образованием и укрупнением зерен биотита.

По химическим анализам и их пересчетам на петрохимические параметры (табл. 7), плагиогнейсы характеризуются повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=7,14-9,05\%$) с преобладанием калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,62-0,81$), весьма высокой глиноземистостью ($a_1' - 4,29-8,81$) и лейкократовым составом ($f' - 1,68-3,68$). Высокие содержания калия, вероятно, связаны с наложенной микроклиновой гранитизацией.

По результатам петрофизических исследований породы станového комплекса характеризуются очень низкими значениями магнитной восприимчивости ($\chi - (0,12-0,90)\cdot 10^{-5}$ ед. СИ), только в контакте с мезозойскими интрузиями в ороговикованных породах наблюдается повышение магнитной восприимчивости до $3,11\cdot 10^{-5}$ ед. СИ. Параметры плотности довольно устойчивы с закономерным повышением средних значений от плагиогнейсов к кристаллическим

сланцам и ортоамфиболитам и составляют соответственно 2,62–2,72 и 3,22 г/см³.

Таблица 7

Химический состав и петрохимические параметры пород станového комплекса

Элементы, коэффициенты	Амфиболиты	Плаггиогнейсы	
	03134/1	04375/4	05354
Химический состав (в вес. %)			
SiO ₂	59,03	74,58	72,40
TiO ₂	0,93	0,17	0,32
Al ₂ O ₃	15,55	13,31	14,38
Fe ₂ O ₃	0,25	0,65	1,44
FeO	5,63	0,63	1,44
MnO	0,168	0,04	0,05
MgO	4,45	0,23	0,47
CaO	6,64	0,56	1,75
Na ₂ O	3,92	3,46	3,19
K ₂ O	0,50	5,59	3,95
P ₂ O ₅	0,206	0,04	0,08
п.п.п.	2,08	0,67	0,29
Сумма	99,35	99,93	99,76
Важнейшие петрохимические параметры			
Na ₂ O+K ₂ O, вес. %	4,42	9,05	7,14
Na ₂ O/K ₂ O, вес. %	7,84	0,62	0,81
al'	1,51	8,81	4,29
f	11,26	1,68	3,63
Петрохимические параметры по А. Н. Неёлову			
S	0,47	0,70	0,69
B	0,56	0,033	0,079
m	0,52	0,38	0,26
f	0,26	0,50	0,46
a	0,35	0,21	0,23
t	0,037	0,011	0,014
n	0,12	0,23	0,16
k	0,19	0,51	0,38

Породы станového комплекса характеризуются геохимической неоднородностью большинства микроэлементов и несколько повышенной концентрацией Cr, Ga, Mo.

Алдано-чугинский комплекс ($\gamma\text{AR}_2\text{-PR}_1\text{a}\check{\text{c}}$). В пределах листа ультраметагенные образования алдано-чугинского гранито-гнейсового комплекса, слагая обширную площадь Усмун-Амедичинского междуречья, почти повсеместно перекрыты платформенными образованиями венда и юры. В настоящее время они обнажаются лишь в долинах рр. Амедичи и Ярогу, где располагаются вдоль западного контакта массива нижнепротерозойских гранитов каменковского комплекса. Ширина выходов их не превышает 6–8 км, причем значительная часть разреза или закрыта четвертичными отложениями или пересыпана обломками пород платформенного чехла.

Наиболее полный выход комплекса на левобережье р. Ярогу, у северной рамки листа представлен розовыми биотитовыми гранитами, содержащими скиалиты амфиболовых кристаллических сланцев, биотитовыми гранито-гнейсами и плаггиогнейсами, биотит-амфиболовыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами амфиболитизированными и эпидотизированными, сфен-диопсид-плаггиоклазовыми кристаллическими сланцами, биотитовыми гранито-гнейсами двуполевошпатового состава. Основу разреза здесь составляют граниты и гранито-гнейсы. Видимая мощность комплекса в этой части площади составляет 3 180 м.

К югу ширина выходов пород комплекса все время сокращается, но состав пород в разрезе и их соотношение устойчиво сохраняются: основу разреза составляют гранито-гнейсы. В разной степени мигматизированные метаморфиты составляют от 1–5 до 20 % объема разреза.

По мере продвижения к югу, к долине р. Амедичи и к массиву гранитов, все больше сказывается влияние протерозойских гранитов. Здесь, около массива, по гранито-гнейсам образуется широкий ореол тонкозернистых красных, кирпично-красных и розовых роговиков с частыми переходами в средне-крупнозернистые розовато-серые метасоматические граниты, содержащие ксенолиты ороговикованных метаморфитов и гранито-гнейсов.

Образования комплекса представляют собой гнейсовидные средне- и крупнозернистые плосчатые и линзовидно-полосчатые породы розового и серовато-розового цвета, содержащие

скиалиты биотитовых плагиогнейсов, иногда диопсидсодержащих. Скиалиты составляют до 5–20 % объема гранито-гнейсов. Среди них иногда встречаются маломощные (от 1–2 до 10–15 м) линзовидные обособления двупироксеновых кристаллических сланцев, в разной степени амфиболитизированных и мигматизированных. Плагиогнейсы крупных скиалитов не образуют, они отмечаются только в виде полос и линз с постепенными переходами в гранито-гнейсы комплекса. Кристаллические сланцы в центральных частях скиалитов не мигматизированы, в крайних частях содержат тонкие гранитные прожилки с резкими контактами.

По геохимической специализации [84, 85] породы гранито-гнейсового комплекса содержат аномальные содержания вольфрама, олова, меди, хрома, ванадия, свинца, цинка, редко – молибдена и марганца (табл. 8).

Таблица 8

Результаты химических анализов пород алдано-чугинского гранито-гнейсового комплекса (в вес. %)

№ п/п	Компоненты	5054-1*	1158-3*	P-0250 ^v	B-769-2 ^v	5261/2
1	SiO ₂	75,58	69,10	74,16	47,98	52,02
2	CaO	0,56	1,12	0,89	13,60	13,30
3	MgO	0,60	0,94	0,30	7,97	4,21
4	MnO	0,02	0,13	0,03	0,20	0,06
5	Fe ₂ O ₃	2,45	0,31	2,24	6,13	5,67
6	FeO	1,58	4,67	1,51	6,32	2,87
7	Al ₂ O ₃	11,09	13,29	12,25	14,34	13,07
8	TiO ₂	0,28	0,63	0,31	1,56	2,82
9	Na ₂ O	3,29	3,89	3,19	2,89	2,20
10	K ₂ O	5,36	5,78	4,37	0,60	0,89
11	SO ₃	-	0,02	-	-	0,10
12	P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,02	0,11	1,72
13	п.п.п.	0,39	0,70	0,10	0,24	0,70
14	Σ	101,25	100,53	99,95	99,84	99,63

Примечания. * – пробы из отчета Б. А. Одуд-Сичевого [74]; v – пробы из кн. «Ранний докембрий Южной Якутии». Пробы: 5054-1 – мигматит, р. Амедичи; 1158-3 – гранито-гнейс, правобережье; P-0250 – лейкократовый гранито-гнейс, левый берег р. Ярогу; B-769-2 – диопсидовый амфиболит, правый берег р. Амедичи; 5261/2 – двупироксеновый кристаллический сланец, левый берег р. Яроусу.

По магнитной восприимчивости среди гранито-гнейсов отмечаются слабомагнитные ($0-10 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) и высокомагнитные ($(1\ 000-1\ 500) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС) разновидности пород. В последних постоянно присутствует магнетит.

Позднеархейские–раннепротерозойские гранито-гнейсы (γ AR₂–PR₁). В центральной части листа в пределах Сыллах-Канкинской тектонической пластины, расположенной в зоне Южно-Якутских надвигов, на поверхность выходят позднеархейско–раннепротерозойские гранитоиды. Их тела располагаются, преимущественно, вдоль контакта юрских осадочных отложений и архейских метаморфических образований олёкминского комплекса. Они протягиваются в субширотном направлении на протяжении более 20 км при ширине выходов от 1 до 3,5 км. На юго-востоке и северо-западе их выходы ограничены разломами. Несомненно, что выходы гранитоидов являются лишь фрагментами более обширной зоны, перемещенной в постюрское время по системе Южно-Якутских надвигов с юга в современное положение. К югу от основной полосы выходов гранито-гнейсов отмечаются более узкие зоны развития гранитоидов подобного типа.

Ранее позднеархейско–раннепротерозойские гранитоиды выделялись в качестве комплекса древнестановых гранитов. В гранитоидах отмечались следы бластеза и катаклаза, выражающиеся в гнейсовидности, иногда в очковых текстурах. Кроме того, отмечались находки свежих гранитов, свидетельствующие о внедрении, по меньшей мере, двух фаз гранитной интрузии, разделенных значительным промежутком времени. По виду и составу они неразличимы. Поздними геологическими исследованиями [84, 85] было выяснено более сложное строение зоны гранитоидов, характеризующееся фрагментарностью выходов и неоднократной нарушенностью пород.

Сводный разрез зоны составлен в восточной части ее выхода (район озера Кунды). Здесь из 2 030 м разреза основная часть приходится на выходы амфибол- и биотитсодержащих плагио-микроклиновых гнейсовидных гранитов и порфиробластических гранито-гнейсов, среди которых отмечаются скиалиты пород чугинской толщи и олёкминского комплекса. До 14 % объема разреза составляют скиалиты метаморфитов: биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые

гнейсы.

В 2,2 км западнее разрез представлен чередованием мелкозернистых красных плагиомикроклиновых гранитов, в разной степени микроклинизированных амфибол-биотитовых гнейсов и кристаллосланцев и розовато-красных, розовато-серых очково-линзовидно-полосчатых гранито-гнейсов. Ширина выходов здесь составляет 2 770 м. Этот разрез представлен преимущественно тонкозернистыми породами, состав которых отражает переходы от гранитов к гранито-гнейсам и мигматитам (в разной степени микроклинизированным породам субстрата).

В крайней западной части площади выходов гранитоидов 1 500 м разреза представлены в разной степени катаклазированные, микроклинизированными породами олёкминского комплекса, часто переходящими в порфиробластические (порфиробласты до 1 см диаметром) гранито-гнейсы и в гнейсовидные граниты с редкими жилами розовых среднезернистых плагиомикроклиновых гранитов.

В целом среди гранито-гнейсового комплекса выделяются три группы пород:

1. Микроклинизированные (гранитизированные) породы олёкминского комплекса, переходящие в гранито-гнейсы.

2. Гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты со скиалитами пород олёкминского комплекса.

3. Субпластовые и трещинные тела плагиомикроклиновых гранитов от мелкозернистых до пегматоидных.

Последние являются наиболее поздними образованиями, так как секут не только породы олёкминского комплекса, но и их микроклинизированные разности, нередко смятые в мелкие складки.

Гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты чаще формируют пологонаклонные тела, границы которых определяются границами тектонических пластин, что наблюдается в долине р. Тунгурча. Во врезках в долину реки разрез представлен монотонной толщей амфиболовых ортосланцев, в верхней части долины и на водоразделах – породами гранито-гнейсового комплекса.

Гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы представляют собой розоватые, буровато-розовые, до кирпично-красных породы линзовидно-полосчатых, пятнистых, очковых, гнейсовидных текстур. В их составе преобладают полевые шпаты (преимущественно микроклин), кварц. Фемические минералы представлены биотитом, реже – амфиболом. Рудные минералы часто образуют тонкие линзовидные слои или пятна. Иногда в гранито-гнейсах отмечаются давленные растащенные линзовидные агрегаты граната и скиалиты пород чугинской толщи.

Вдоль западной части полосы гранитоидов во вмещающих породах олёкминского комплекса развиваются прожилки кварц-микроклинового и микроклинового состава. Иногда их количество увеличивается до такой степени, что породы матрицы переходят в гранито-гнейсы и гнейсовидные граниты.

Возрастная привязка гранитоидов комплекса не ясна. Известно, что они прорывают образования олёкминского комплекса с абсолютным возрастом 2 800 млн лет и в свою очередь прорываются дайками диабазов торского комплекса. Внутри этого возрастного интервала, исходя из наблюдаемых взаимоотношений пород, с достаточной долей условности можно принять, что:

– гранитизация пород чугинской толщи (древнестановая гранитизация в Становой зоне) произошла в позднеархейское время;

– в раннем протерозое произошла активизация зоны и микроклинизация в ней пород и формирование интрузивных гранитов каменковского комплекса.

При этом не исключено, что весь комплекс гранитоидов сформирован в один цикл и последовательность минералообразования в нем отражает лишь последовательность развития шовных зон. Сопоставление описываемого комплекса гранито-гнейсов с гранито-гнейсами, развивающимися по породам чугинской толщи, показывает, что их формирование связано с более поздней стадией метасоматической проработки пород олёкминского комплекса. В них по сравнению с гранито-гнейсами Северо-Становой зоны, которые аналогичны по составу, структуре и текстуре и в которых микроклин I генерации унаследован от древнестановых гранитов, эта генерация микроклина отсутствует. В тоже время их объединяет общность структурного положения – шовные зоны на стыках крупных тектонических пластин. С этой точки зрения они могут быть увязаны с кварц-микроклиновыми, пирит-авгит-кварц-микроклиновыми метасоматическими образованиями междуречья Лев. и Прав. Унгры.

По результатам химических анализов и пересчета их на важнейшие петрохимические характеристики (табл. 9) гранито-гнейсы характеризуются как лейкократовые породы ($f' = 1,31-7,14$), пересыщенные глиноземом ($al' = 2,14-10,83$) и умеренно насыщенные щелочами ($Na_2O + K_2O = 4,86-8,02\%$) с приблизительно равными соотношениями ($Na_2O/K_2O = 0,6-1,76$). По средним

значениям важнейших петрохимических характеристик описываемые гранито-гнейсы близки к гранито-гнейсам Становой зоны.

Таблица 9

Результаты химических анализов (в вес. %), важнейшие петрохимические характеристики и числовые характеристики по А. В. Заварицкому гранито-гнейсов AR₂-R₁

Элементы характеристики	Линзовидно-полосчатые			
	07008/2	07044	05003/4	05004
SiO ₂	73,92	73,60	73,0	76,0
TiO ₂	0,19	0,21	0,16	0,06
Al ₂ O ₃	13,39	13,55	14,60	13,60
Fe ₂ O ₃	0,45	0,96	0,96	0,72
FeO	1,70	1,52	1,16	0,43
MnO	0,06	0,04	0,05	0,02
MgO	0,20	0,52	0,41	0,10
CaO	0,96	2,50	1,41	1,22
Na ₂ O	3,31	3,10	3,40	3,00
K ₂ O	3,59	1,76	3,04	3,00
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,04	00
п.п.п.	0,88	0,66	0,47	0,81
Сумма	98,70	98,80	98,72	100,51
Важнейшие петрохимические характеристики				
Na ₂ O+K ₂ O, вес. %	6,90	4,86	6,44	6,0
Na ₂ O/K ₂ O, вес. %	0,92	1,76	1,12	1,0
al'=Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO), вес. %	5,70	4,52	5,77	10,88
f=FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO+TiO ₂ , вес. %	2,54	3,21	2,69	2,89
K ₃ =(Na ₂ O+K ₂ O)/Al ₂ O ₃ , мол. кол.	0,70	0,52	0,61	0,60
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому				
S	81,46	82,09	80,23	82,90
a	12,09	9,18	11,48	10,51
c	1,13	2,98	1,66	1,54
b	5,32	5,76	6,63	5,04
a'	56,45	45,87	61,37	76,89
c'	0,0	0,0	0,0	0,0
f	37,39	39,08	28,63	19,93
m'	6,16	15,05	10,0	3,12
n	58,35	72,80	63,0	60,30
t	0,19	0,20	0,20	0,10
f'	7	13,90	11,90	11,70
Q	37,61	42,83	35,84	43,25
a/c	10,69	3,10	6,90	6,80

По результатам пересчета результатов химанализов на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, гранито-гнейсы пересыщены глиноземом и кремнеземом, богаты щелочами и отличаются резким преобладанием железа над магнием.

По результатам петрофизических исследований гранито-гнейсы характеризуются низкими значениями магнитной восприимчивости ((0,16–3,04)·10⁻⁵ ед. СИ) и плотности (2,60–2,70 г/см³).

По результатам спектральных анализов с гранито-гнейсами не связано накопление каких-либо элементов, за исключением редких земель и ниобия.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на территории листа развиты крайне ограниченно. Площадное развитие они получили только в северо-восточной части площади, где из-под мезозойского терригенно-осадочного чехла выходит массив наиболее древних среди интрузивных образований раннепротерозойских гранитов каменковского комплекса. Остальные интрузивные комплексы образуют редкие дайки, развитые преимущественно в южной половине площади. Они представлены раннепротерозойским куранахским метадиабазовым комплексом, рифейскими диабазами торского комплекса и мезозойскими интрузивными и гидротермально-метасоматическими образованиями.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Куранахский комплекс ($\epsilon\nu PR_1kr$). К куранахскому комплексу относится серия даек габбро-диабазов, умереннощелочных габбро, диабазов и метадиабазов, диоритов метаморфизованных, трахидолеритов, габбро-порфиринов, диорит-порфиринов. Они концентрируются в юго-западной части района, образуя пояс, протягивающийся на запад за границы листа. В пределах описываемой площади пояс прослеживается от верховьев р. Намарак на западе до руч. Сланцевый, оз. Кунды и р. Кабакта на востоке. Простирается пояс, как и большинства слагающих его даек, северо-восточное $40-60^\circ$, протяженность в пределах листа – 23–25 км.

В аэромагнитных и аэрогамма-спектрометрических полях породы куранахского комплекса отражения не находят. В рельефе дайки не выражены и только на водораздельных участках образуют отпрепарированные валы высотой 5–8 м. Соответственно, на МАКС в большинстве случаев они не дешифрируются.

Дайки, слагающие пояс, прорывают метаморфические образования холодниканского, олёминского, куртахского комплексов, в зонах разломов они претерпевают рассланцевание, будинаж и диафорез. Дайки диабазов и габбродиабазов имеют северо-восточное простирание $40-60^\circ$, они круто падают на юг-юго-восток под углами $60-80^\circ$, часто они вертикальные. На правом берегу р. Тунгурча в обнажении описана крутопадающая дайка, трассирующая зону дробления и имеющая северо-западное простирание 320° . Протяженность даек – от 0,5–2 до 5–6 км при мощности от 10–30 до 100–400 м. Контакты даек с вмещающими породами резкие, ровные. В верховьях рр. Сыллах и Амедици вдоль контактов даек прослеживаются трещинные тела микроклин-пертитовых гранитов.

Дайки куранахского комплекса сложены кварцевыми и бескварцевыми метадиабазами и метагаббродиабазами. При значительных мощностях они имеют зональное строение: центральная часть сложена крупно-среднезернистыми метагаббродиабазами, краевые части (10–20 м) – мелко-среднезернистыми метадиабазами. В эндоконтактах нередко наблюдаются зоны закалки шириной 10–20 см, сложенные микродиабазами, в экзоконтактах – зоны ороговикования шириной от нескольких метров до 100–200 м. Изредка в эндоконтактах отмечаются зоны эпидот-амфиболовых контактово-метасоматических пород незначительной мощности (10–30 см).

Метагаббродиабазы (кварцевые и бескварцевые) – внешне массивные среднезернистые, редко крупнозернистые породы, слабо рассланцованные зеленовато-серого и темно-зеленого, до черного цвета. Сложены метагаббродиабазы плагиоклазом (36–56 %), моноклинным пироксеном (27–60 %), ромбическим пироксеном (0–8 %), амфиболами (8–56 %), кварцем (2–8 %), апатитом (0–2 %), магнетитом и титаномангнетитом (3–5 %, до 8 %). Метадиабазы комплекса сильно проработаны процессами автометасоматоза. Под микроскопом вторичные минералы составляют от 70 до 100 % объема породы и представлены соссюритом, эпидот-цоизитом, тальком, уралитом.

Метадиабазы куранахского комплекса регионально метаморфизованы в условиях низких ступеней амфиболитовой фации. При этом широко развиваются вторичные минералы, которые часто полностью замещают первичные магматические минералы. Они представлены биотитом, роговой обманкой, альбит-олигоклазом. При значительном развитии вторичных минералов, особенно более высоких степеней метаморфизма, порода переходит в ортоамфиболит. Эти породы хорошо сохранили реликтовую офитовую и габбро-офитовую структуры. Минералогический состав метаморфизованных габбродиабазов представлен плагиоклазом (38–45 %), роговой обманкой (54–56 %), кварцем (2–5 %), рудными минералами (2–3 %).

По химическому анализу (табл. 10) метадиабазы куранахского комплекса относятся к низкоглиноземистым породам ($al' - 0,60-0,64$) натриевой серии ($Na_2O/K_2O=5,53-7,15$). По пересчету на числовые характеристики А. Н. Заварицкого метадиабазы относятся к основным породам нормального ряда, недосыщенным кремнеземом и бедным щелочами. По химическому составу породы куранахского комплекса относятся к толеитовым базальтам и долеритам калиево-натриевой, реже натриевой серии, к низко и умеренно глиноземистым. По числовым характеристикам А. Н. Заварицкого породы насыщены и слегка недосыщены кремнеземом, бедны и умеренно богаты – щелочами. В сравнении с диабазами торского комплекса диабазы куранахского комплекса содержат меньше кремнезема и больше щелочей.

Метадиабазы характеризуются устойчивыми значениями плотности ($2,84-2,96 \text{ г/см}^3$, в среднем – $2,9 \text{ г/см}^3$) и переменными значениями магнитной восприимчивости (от $(0,19-3,22) \cdot 10^{-5}$ до $39,2 \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). При этом отмечается увеличение значений плотности и магнитной восприимчивости с уменьшением степени вторичных изменений. По определениям в 16 образцах породы комплекса характеризуются колебаниями плотности от $2,76$ до $3,18 \text{ г/см}^3$, обладают магнитной восприимчивостью – $(24-60) \cdot 10^{-5}$ ед. СГС при средних значениях этих параметров, соответ-

ственно, $3,0 \text{ г/см}^3$ и $45,9 \cdot 10^{-5}$ ед. СГС.

Таблица 10

Химический состав (в вес. %) и основные петрохимические характеристики пород куранахско-го комплекса

№ п/п	Компоненты	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
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 (в вес. %)								
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

Примечания. * – пробы из отчета Б. А. Оуд-Сичевого [74].

По данным спектрального анализа породы комплекса характеризуются геохимической неоднородностью фосфора, марганца, кобальта, никеля, меди, цинка, молибдена, свинца, титана, ванадия, хрома, галлия. В них повышенные концентрации ванадия (3,2 ф), кобальта (2,9 ф), никеля (2,9 ф), молибдена (2,0 ф), они недонасыщены бором, фосфором, галлием. В пределах описываемого листа с ними не связано существенных проявлений каких-либо полезных ископаемых.

Каменковский комплекс ($1 \gamma \text{PR}_1 \text{ km}$). Гранитоиды каменковского комплекса развиты в северо-восточной части листа на площади более 200 км^2 . Их выходы являются западной частью единого массива, выделяющегося на листах, прилегающих с востока и с севера. Массив в целом является крайним южным выходом зоны развития гранитоидов, прослеженных вдоль зоны Ретутова от р. Алдан в северо-западном субмеридиональном направлении на протяжении $>75 \text{ км}$.

В. Л. Дуком граниты комплекса сопоставляются с гранитами нимырского комплекса центральной части Алданского щита, для которых имеется определение абсолютного возраста U-Pb методом по циркону в 2062 ± 5 млн лет. Граниты, ранее выделяемые в пределах района в качестве ярогинских и сейчас включенные в состав каменковского комплекса, по многочисленным определениям K-Ar методом по слюдам имеют возраст от 1862 ± 20 до 2026 ± 130 млн лет.

На смежных территориях граниты комплекса прорывают образования гранито-гнейсового и неритинского комплексов и являются причиной их повторного метаморфизма и ороговикования. С ними связан прогрессивный метаморфизм нижнепротерозойских образований ярогинской серии и куранахских габбродолеритов. В свою очередь гранитоиды прорываются долеритами торского комплекса и монцодиоритами.

Выходы пород комплекса на поверхность наблюдаются лишь в долинах рек Амедичи, Джалтунда, Ярогу. На остальной части территории их развития они перекрыты платформенными отложениями венда и юры.

Большая часть массива в междуречье Ярогу–Джалтунда и Джалтунда–Амедичи характеризуется устойчивым составом слагающих его гранитов. Это лейкократовые граниты с биотитом мелко-среднезернистые массивные розовые, розовато-красные и красные. Так, на левобережье Джалтунды на протяжении 2 170 м массив сложен лейкократовыми, преимущественно среднезернистыми, красными и розовато-красными гранитами. Граниты аналогичного состава слагают массив и в его северо-западной части, в долине р. Ярогу. Здесь на право-левобережье р. Ярогу выходят мелко-среднезернистые массивные порфирированные красные и розовато-красные граниты. Контакт массива с гранито-гнейсами на левобережье р. Ярогу достаточно резкий и проходит в узкой (100–200 м) зоне. Вдоль контакта во вмещающих гранито-гнейсах наблюдается ороговикование и кварц-полевошпатовый метасоматоз.

Несколько по-другому выглядит зона контакта в южной части массива. Так, на левобережье ключа Горелый массив сложен наиболее характерными для него средне-крупнозернистыми, часто массивными порфирированными розовато-красными биотитовыми гранитами, а в долинах левых притоков р. Амедичи (руч. Яроусу) в зоне контакта массива с гранито-гнейсовым комплексом широко развиты мелкозернистые (эндоконтактные) гнейсовидные кирпично-красные граниты, чередующиеся с серыми и розовато-серыми гранитами. Последние содержат метасоматические пятна и полосы тонкозернистых серовато-красных роговиков и ороговикovaných пород гранито-гнейсового комплекса. В экзоконтакте массива развиты метасоматические биотитовые граниты мелко-среднезернистые массивные, участками – гнейсовидные, розовые, содержащие до 8–10 % скиалитов ороговикovaných амфибол-биотитовых гнейсов, часто рассеянных жилками кварц-полевошпатовых метасоматических гранитов. С удалением от контакта в них часто отмечаются скиалиты гнейсов, гематит-мусковит-силлиманит-кварцевых метасоматитов с порфирированными реликтами биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев, жилы до 1,5 м мощностью кварц-альбитовых микроклиновых метасоматических гранитов.

Сходное строение контакта наблюдается на левобережье Яроусу. В экзоконтакте массива развиты лейкократовые метасоматические микроклин-альбитовые граниты среднезернистые гнейсовидные розовато-серые, содержащие пятна и полосы тонкозернистых красных и серовато-красных роговиков и жилы мелкозернистых кирпично-красных интрузивных гранитов эндоконтактной фации массива. Часто встречаются прожилки и жилы пегматоидных образований, иногда ортоамфиболитов.

В северной и западной частях массива ширина экзоконтактных изменений невелика (100–200 м), к югу она увеличивается до 1 000–2 200 м с широким проявлением аутометасоматических изменений (альбитизации, микроклинизации, окварцевания).

Такой характер зоны южного контакта массива может свидетельствовать о его пологом падении на юг-юго-восток и связанной с этим термальной и метасоматической проработкой пород кровли (Л. М. Реутов).

Граниты внешне представляют собой порфирированные средне- и массивные крупнозернистые породы розовато-красного, красного цвета, в эндоконтактах – мелкозернистые порфирированные кирпично-красного, мясо-красного цвета, нередко такситовые, с ксенолитами роговиков и гнейсовидной текстурой. Под микроскопом граниты имеют порфирированную структуру с гипидиоморфнозернистой, средне- и крупнозернистой, в эндоконтактах – мелкозернистой структурой основной массы. Текстура пород в центральных частях массива массивная, в крайних частях – такситовая, пятнистая. Минералогический состав гранитов представлен кварцем (28–36 %), калишпатом (34–37 %, до 43 % в краевой части тел), плагиоклазом (19–25 %), биотитом (1–3 %), мусковитом (0–2 %). Акцессорные минералы представлены ортитом, цирконом, сфеном, ксенотимом, торитом, титаномagnetитом. Из вторичных изменений наиболее широко проявились, особенно в эндоконтактах и экзоконтактах тел, аутометасоматическая микроклинизация и альбитизация, которые наиболее широкое развитие приобрели в южной части массива, где в его апикальной части развиваются метасоматические граниты. Они замещают мелкозернистые эндоконтактные интрузивные граниты и экзоконтактные ороговикované породы и представляют собой гнейсовидные белые и светло-серые, розовато-серые разнозернистые (от мелко- до крупнозернистых) кварц-полевошпатовые породы, содержащие в виде пятен и лин-

зовидных полос включения мелкозернистых роговиков и кирпично-красных гранитов.

Нередко в краевых частях массивов, как в эндоконтактах, так и в экзоконтактах, наблюдаются жильные метасоматические турмалин- и мусковитосодержащие лейкократовые граниты и пегматиты. Мощность жильных тел – от нескольких сантиметров до первых десятков метров, прослеживаются они по простиранию на сотни метров. Макроскопически эти жильные образования представляют собой неоднородные мелко-, средне- и крупнозернистые, в пегматитах – до гигантозернистых породы белого, розовато-светло-серого цвета, массивной и гнейсовидной текстуры. Минералогический состав представлен кварцем (20–38 %), микроклином (6–68 %), альбитом (8–62 %), мусковитом (0–8 %). В жильных разновидностях отмечается турмалин (до 5 %). Акцессорные минералы: апатит, циркон. Из полевых шпатов обычно преобладает та или иная разновидность до образования чистых альбититов или микроклинитов.

В таблице 11 приведены результаты химических анализов гранитоидов каменковского комплекса, важнейшие петрохимические характеристики и числовые характеристики А. Н. Заварицкого.

Таблица 11

Химический состав (в вес. %) и основные петрохимические характеристики каменковского комплекса

№ п/п	Компоненты	Номера проб					
		5243	5245	5246	5252	5276	5253/2
1	SiO ₂	73,18	73,76	74,68	72,28	74,46	69,90
2	CaO	0,91	0,77	0,63	0,56	0,91	1,05
3	MgO	0,14	0,14	-	-	0,04	0,54
4	MnO	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,03
5	FeO	0,92	0,62	1,04	1,37	1,16	1,40
6	Fe ₂ O ₃	0,65	1,15	0,32	0,43	0,57	1,54
7	Al ₂ O ₃	14,05	13,84	13,60	14,05	13,69	14,76
8	TiO ₂	0,22	0,23	0,24	0,11	0,21	0,45
9	Na ₂ O	3,19	2,84	2,87	3,41	3,47	3,43
10	K ₂ O	5,23	5,18	5,25	5,39	4,19	5,67
11	P ₂ O ₅	0,06	0,05	0,07	0,03	0,04	0,10
12	п.п.п.	0,63	0,56	0,91	0,79	0,61	0,75
13	Сумма	99,21	99,70	99,62	99,43	99,57	99,62
Важнейшие петрохимические характеристики							
1	Na ₂ +K ₂ O	8,32	8,02	8,12	8,80	7,66	9,10
2	Na ₂ O/K ₂ O	0,61	0,54	0,54	0,63	0,83	0,61

По полуколичественному спектральному анализу в гранитоидах каменковского комплекса наблюдаются повышенные содержания меди, серебра, олова и слабая редкометалльная минерализация – Y (0,002–0,03 вес. %), La (0,01–0,05 вес. %), Yb (0,01–0,02 вес. %), Li (0,002–0,07 вес. %). Рентгеноспектральным анализом в гранитах установлены (вес. %): уран (0,0006–0,0016), торий (0,0062–0,0134), стронций (0,0153–0,553). Присутствие в составе гранитов радиоактивных элементов обусловило наличие над ними аэрогамма-спектрометрических аномалий.

Магнитная восприимчивость гранитов в среднем составляет $0,07 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, хотя в отдельных случаях повышается до $25,97 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, что, по-видимому, объясняется наличием в краевых частях массива роговиков, имеющих повышенные содержания магнетита. Плотность пород колеблется от 2,52 до 2,80 г/см³, в среднем составляя 2,61 г/см³.

Кроме охарактеризованного выше массива, к каменковскому комплексу гранитов с долей условности отнесены граниты, развитые в пределах Сыллах-Канкинской тектонической пластины в центральной части площади листа. Они образуют здесь серию секущих, реже субсогласных жил, дайко- и пластообразных тел, прорывающих образования олёкминского комплекса и чугинской толщи и позднеархейско–раннепротерозойские гранито-гнейсы. К этому же комплексу относятся пояса мелких жил в бассейне р. Сыллах и ее притоков. Из-за малых параметров тел они не находят отражения на геофизических, радиометрических и геохимических картах, хотя для них характерна повышенная радиоактивность (до 60–120 мкР/ч) и повышенные содержания редких земель.

Жильные граниты, развитые в центральной части листа, имеют розовато-серый, розовый, до мясо-красного цвет, массивную текстуру, мелко- и среднезернистую, часто порфирированную структуру. Они состоят из микроклина (31–43 %), плагиоклаза (28–38 %), кварца (22–34 %) и биотита (27 %). Акцессории представлены рудными минералами (до 2 %), сфеном (до 1 %), ор-

титом (до 1 %), апатитом. По химическим анализам жильные граниты относятся к гранитам нормального ряда, несколько пересыщенным глиноземом и щелочами при некотором преобладании калия над натрием. По петрохимическому составу они близки к гранитам каменковского комплекса. Жильная фация гранитов характеризуется довольно устойчивыми значениями плотности ($2,63-2,77 \text{ г/см}^3$) и магнитной восприимчивости ($(0,69-7,85) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ). Полуколичественным спектральным анализом в них устанавливается слабая редкометалльно-редкоземельная специализация (V – до 0,02 %, La – до 0,05 %, Ce – 0,03 %) и повышенные концентрации Sn, Mo, Pb. Последние, вероятно, связаны с наложенными процессами мезозойской активизации.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Торский комплекс (βPR_3t). Магматическая деятельность в позднем протерозое в пределах описываемого района проявлена незначительно и свелась к внедрению немногочисленных даек диабазов и конго-диабазов торского комплекса. Основная их часть располагается в юго-западной части листа, где они прослеживаются в виде узкой полосы северо-восточного направления и относятся к каларо-нимырскому рою (Е. П. Миронюк) [29].

Полоса развития диабазов торского комплекса прослеживается с незначительными перерывами от верховьев р. Агиничи в бассейн среднего течения р. Амунукачи и далее на северо-восток через приустьевую часть р. Канки. Часто она представляет собой две цепочки кулисообразно расположенных даек, отстоящих на 2–2,5 км друг от друга. Основная часть даек имеет устойчивое северо-восточное простирание ($40-60^\circ$), лишь в междуречье Сыллах–Тунгурча–Аим отмечаются дайки северо-западного простирания ($330-340^\circ$). Одиночные дайки встречаются по р. Тунгурча ниже устья кл. Лиственничного и в районе оз. Кунды.

Наиболее протяженные и мощные дайки довольно хорошо отпрепарированы в рельефе в виде гребней, валов и часто хорошо дешифрируются на АФС. Отдельным дайкам на картах магнитного поля соответствуют положительные линейные магнитные аномалии небольшой интенсивности. На картах радиометрических полей дайки не выделяются. На геохимических картах в виду их малых параметров дайки также не отражаются.

Мощность даек колеблется от 2–3 до 10 м, редко достигая 30 м. Протяженность их чаще измеряется первыми сотнями метров, реже достигает 3–4 км (бассейн р. Амунукачи). Падение даек крутое, чаще – вертикальное. Контакты ровные, резкие, апофизы редки.

Дайки однообразны по составу и сложены диабазами и конго-дибазами, в центральных частях крупных даек изредка отмечаются габбродиабазы. В центральных частях даек породы имеют более свежий облик, к контактам усиливаются процессы автотасоматических изменений в виде сосюритизации, уралитизации и эпидотизации. В экзоконтактах часто отмечаются амфибол-эпидот-скаполитовые, амфибол-хлоритовые и эпидот-скаполитовые контактово-метасоматические образования, катаклаз, окварцевание, биотитизация, эпидотизация и хлоритизация вмещающих пород.

Диабазы и конго-диабазы внешне представляют собой средне-мелкозернистые массивные породы темно-серого, до черного цвета. Под микроскопом структура их офитовая, габбро-офитовая, участками в конго-дибазах – микрографическая. Текстура пород массивная, редко – такситовая. Минералогический состав диабазов: плагиоклаз ($40-60\%$), моноклинный пироксен ($20-44\%$), кварц ($4-15\%$), калишпат ($0-10\%$), магнетит ($3-10\%$), апатит (единичные зерна). Вторичные минералы: уралит, биотит, хлорит, цоизит. По минералогическому анализу содержание магнетита в диабазах составляет 21,28 и 28,96 кг/т. Кроме магнетита из аксессуарных минералов встречаются единичные зерна граната и галенита.

По основным петрохимическим характеристикам (табл. 12) породы торского комплекса близки к толеитовым, умеренно глиноземистым базальтам и долеритам калиево-натровой серии. По результатам пересчета числовых характеристик по А. Н. Заварицкому породы относятся к классу насыщенных кремнеземом, мезократовых ($b > 20$), очень бедных щелочами пород. По данным спектральных анализов 35 проб породы торского комплекса характеризуются геохимической неоднородностью и повышенными содержаниями титана (4,0 ф), ванадия (4,1 ф), хрома (4,9 ф), кобальта (2,1 ф), никеля (3,4 ф), меди (2,2 ф), цинка (2,6 ф).

Магнитная восприимчивость пород комплекса колеблется от $170 \cdot 10^{-6}$ до $2400 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС (10 измерений), составляя в среднем $1176,5 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС; плотность – от 2,8 до $3,09 \text{ г/см}^3$, составляя в среднем $2,68 \text{ г/см}^3$. Более высокие значения магнитной восприимчивости отличают их от пород куранахского комплекса.

С породами торского комплекса в пределах исследуемого района не связано проявлений ка-

Химический состав (в вес. %) и основные петрохимические характеристики торского комплекса

Компоненты	04000/10	04078	04125	08331	08366
SiO ₂	52,8	52,2	52,0	50,8	51,4
CaO	9,88	9,89	9,41	8,95	9,65
MgO	6,12	6,65	6,95	8,86	7,53
MnO	0,10	0,05	0,18	0,27	0,21
FeO	8,35	8,3	8,01	9,8	7,35
Fe ₂ O ₃	2,13	2,69	2,91	3,57	3,64
Al ₂ O ₃	14,75	14,4	14,5	10,15	13,85
TiO ₂	1,04	1,05	1,04	1,37	10,90
Na ₂ O	1,70	1,56	1,48	1,46	1,6
K ₂ O	1,26	0,88	0,84	0,78	0,76
P ₂ O ₅	0,096	0,106	0,102	0,16	0,08
п.п.п.	1,47	1,57	1,27	2,70	1,98
Сумма	99,70	99,35	99,06	98,59	98,95
Важнейшие петрохимические характеристики, вес. %					
Na ₂ O/K ₂ O	1,35	1,77	1,76	1,87	2,1
al'=Al ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO)	0,89	0,82	0,81	0,46	0,75
K _ф =(FeO+Fe ₂ O ₃)/(FeO+Fe ₂ O ₃ +MgO)×100 %	63,1	62,3	62,3	60,1	59,3
A= I ₂ O ₃ +CaO+Na ₂ O+K ₂ O	27,6	26,7	26,7	21,3	25,8
S=SiO ₂ -(Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO+MnO+TiO ₂)	35,3	34,5	34,5	26,9	31,8
Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому					
s	61,8	61,2	61,4	58,1	60,2
a	5,7	4,8	4,6	4,3	4,7
b	25,3	26,6	26,4	33,0	28,0
c	7,2	7,4	7,6	4,6	7,1
a'	-	-	-	-	-
f	38,7	38,5	38,4	36,5	36,2
m'	41,6	43,0	45,9	44,8	46,4
c'	19,7	18,5	15,7	12,7	17,4
n	68,3	71,4	72,4	75,0	76,5
φ	7,1	8,9	9,6	9,4	11,4
t	1,6	1,6	1,5	2,0	2,0
Q	5,1	5,36	6,0	2,98	3,9
a/c	0,8	0,6	0,6	0,7	0,7

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования мезозойского этапа активизации (γ_3 - K_1) в пределах листа выделяются в западной части листа, в бассейнах рр. Сибач и Аим.

Ранее они не выделялись, а совместно с широко проявленными здесь гранито-гнейсами относились к архейским ультраметагенным образованиям.

Мезозойские интрузивные образования вмещаются метаморфическими образованиями олёминского комплекса и представлены пластообразными телами мощностью от первых метров до 100–150 м и протяженностью первые сотни до 1 000–1 500 м. Эти тела сложены гранитами мелкозернистыми, до аплитовидных, белого цвета с розоватым, либо сероватым оттенком. Среди древнестановых гранито-гнейсов мезозойские граниты выделяются массивной текстурой, мелкозернистой равномернотекстурированной структурой («сахаровидным» обликом) с переходами на одних участках в порфиоровидные разновидности, на других – в аплиты.

Граниты отличаются лейкократовым составом, содержат редкие чешуйки биотита (до 1–2 %), нередко – примесь мелкого красного граната (до 5 %). Обычно они имеют довольно свежий облик, однако на отдельных участках хлоритизированы, эпидотизированы, катаклазированы, микроклинизированы до образования кварц-микроклиновых метасоматических пород и содержат прожилки кварцевого и микроклинового состава.

Мезозойские граниты хорошо выделяются геохимическими аномалиями хрома, ванадия, никеля, характерными для мезозойских магматических образований. По петрографо-минералогическим характеристикам и геохимической специализации они хорошо сопоставляются с лей-

кократовыми гранитами третьей фазы аманакского комплекса, получившего широкое развитие в пределах Становой зоны.

С мезозойским этапом активизации связаны разнообразные низкотемпературные гидротермальные и метасоматические образования, которые отмечаются в пределах всех выделенных стратиграфических и интрузивно-метаморфических образований. Пространственно гидротермально-метасоматические образования приурочены к мезозойским дайковым поясам и к сингенетическим тектоническим зонам. В районе выделяются 4 ассоциации гидротермальных и метасоматических образований, которые приурочены к одним и тем же структурным единицам, последовательно накладываясь на ранее проявленные образования:

1. эпидотовая, хлорит-серицит-эпидотовая, хлорит-серицит-эпидот-кварцевая и хлорит-эпидот-кварц-микроклиновая, микроклиновая, кварц-микроклиновая;
2. кварцевая, микроклин-кварцевая, молибденит-пиритовая с бериллом, литиевой слюдкой;
3. кварцевая, пострудная;
4. карбонатная, лимонит-карбонатная, лимонитовая, кварц-лимонит-хлорит-серицит-карбонатная, нередко с баритом, хлорит-серицит-пренитовая.

Наиболее широкое развитие получила первая ассоциация, которая сформировалась при значительном привносе SiO_2 , K_2O , CO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 и др. Основанием для выделения и отнесения к мезозойскому возрасту данной ассоциации послужила пространственная приуроченность ее образований к более молодым зонам расщепления, брекчирования, характерная ассоциация низкотемпературных минералов: хлорит (хлоритоид)+серицит+эпидот±кварц±микроклин. Эта ассоциация низкотемпературных минералов замещает высокотемпературные минералы гранулитовой фации (в том числе и развитые по ним среднетемпературные диафториты) куртахского комплекса, амфиболитовой фации олёкминского и станового комплексов, а также автосоматически замещают мезозойские магматические образования, особенно дайки. Повсеместно с ними связаны многочисленные жилы и прожилки кварцевого, эпидот-кварцевого, эпидот-хлоритового, серицит-хлорит-кварцевого, хлорит-кварцевого составов.

Среди жильных гидротермальных образований наиболее широкое развитие получил молочно-белый или серый мелко-среднезернистый кварц, иногда с небольшой примесью эпидота, хлорита, серицита, образующий прожилки и жилы мощностью от долей мм до первых метров. Он нередко содержит рассеянную вкрапленность, гнезда и цепочки зерен сульфидов: пирита, халькопирита, реже – галенита. Этот кварц концентрируется в верховьях рр. Сыллах, Амунукачи в поля в виде штокверков, серий сближенных жил, прожилков площадью до 1–2 км².

Среди образований первой ассоциации особое положение занимают эпидот-хлорит-кварц-микроклиновые, кварц-микроклиновые и микроклиновые метасоматиты, встречающиеся только среди полей развития метаморфических образований чугинской толщи на водоразделе руч. Сибач и Строгач и приуроченные к субгоризонтальным и крутопадающим тектоническим нарушениям субширотного северо-восточного и северо-западного направлений. Генетически эти метасоматиты связаны с мезозойскими лейкократовыми и аплитовидными гранитами.

Минералогический состав метасоматитов зависит от состава исходных пород, интенсивности микроклинизации и последующих наложенных процессов. С учетом вариаций минералогического состава среди метасоматитов выделяются:

1. Собственные микроклиновые и кварц-микроклиновые метасоматиты, часто бластокатаклазированные и бластомилонитизированные, окварцованные, содержащие литиевую слюдку, берилл, барит, рассеянную вкрапленность пирита, молибденита и псевдоморфозы лимонита и повелита по ним, прожилки кварцевого и микроклин-кварцевого состава, иногда вторично катаклазированные, карбонатизированные, лимонитизированные, более поздние прожилки карбонатного, кварц-карбонатного и лимонитового состава.

2. Микроклиновые и кварц-микроклиновые метасоматические породы, содержащие до 20–30 % реликтов вмещающих пород, в которых фрагментарно сохраняется плагиоклаз, а феррические минералы полностью замещены лучистыми и радиально-лучистыми агрегатами эпидота, хлоритоида, иногда с карбонатом, лимонитом. Породы чугинской толщи, претерпевшие катаклаз и частичную метасоматическую проработку: окварцованные, замещенные эпидотом, хлоритоидом, карбонатом, лимонитом, иногда слабо микроклинизированные с прожилками кварцевого состава и более поздними прожилками карбонатного, лимонит-карбонатного и лимонитового состава.

Вторая ассоциация гидротермально-метасоматических образований приурочена к зонам дробления и окварцевания, нередко она накладывает на более раннюю первую ассоциацию. Она представлена преимущественно кварцем, иногда с примесью микроклина, светлой слюдки и берилла. Характерной особенностью этой ассоциации является присутствие рудного минерала, образующего очень мелкие, часто пылевидные (0,01–0,1 мм) зерна, и представленного пре-

имущественно сульфидами: пиритом, халькопиритом, молибденитом, галенитом и др.

Третья ассоциация гидротермально-метасоматических образований представлена прожилками и жилами безрудного кварца мощностью от 1–2 мм до первых метров. Кварц белый и молочно-белый мелко-крупнозернистый, в отличие от кварца второй ассоциации имеет вытянутые шестоватые, короткостолбчатые, хорошо ограненные зерна, нередко с пирамидами на концах.

Поздняя четвертая ассоциация гидротермально-метасоматических образований представлена наиболее низкотемпературными минералами – карбонатом, лимонитом, кварцем, пренитом, иногда с примесью серицита, хлорита, барита. Она накладывается на все выше перечисленные ассоциации в виде сетки микропрожилков, рвущих образования ранних ассоциаций.

ТЕКТОНИКА

Территория описываемого листа расположена на крайнем юге Алданского щита в зоне сочленения его со Становой складчатой областью.

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 (Каларо-Джугджурской межгеоблоковой зоной по А. И. Красному), охватывающим южную половину листа и разделяющим Алданский и Становой мегаблоки. В пределах Алданского мегаблока площадь листа попадает в зону сочленения Олёкминского террейна, занимающего ее северо-западную часть, и Чугинского блока Центрально-Алданского террейна, расположенного в ее северо-восточном углу. Верхний структурный этаж выполняет Усмунскую впадину, вытянутую в широтном направлении и перекрывающую зону сочленения Алданского мегаблока и Пристанового пояса.

В Алданском мегаблоке целенаправленных систематических работ по изучению тектоники района не проводилось. В южном, Пристановом поясе, на смежных с описываемой территорией площадях в последние годы проведены детальные структурные исследования, которые позволили во многом поменять ранее существовавшие представления об его тектоническом строении.

НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

АЛДАНСКИЙ МЕГАБЛОК

Почти на всей площади мегаблока, попадающей на территорию листа, породы докембрийского фундамента перекрыты платформенными образованиями.

Нижний структурный этаж в более изученных районах, расположенных севернее и западнее описываемого листа и не закрытых платформенным чехлом, представлен образованиями олёкминского комплекса в пределах Олёкминского террейна и алдано-чугинского гранито-гнейсового комплекса в Центрально-Алданском террейне. Граница между террейнами к северу от описываемой площади проходит по Амгинской зоне разломов (Амгинский шов), к которой приурочены выходы пород субганского комплекса верхнего архея. В пределах листа О-51-XXVII эту границу можно предположить по зоне положительных магнитных аномалий северо-западного направления, проходящей от долины р. Алдакай в бассейн р. Чуга. С этой зоной аномалий совпадает система северо-западных разломов, выделяющихся в бассейне р. Алдакай, что может указывать на их связь с разломами фундамента, активизированными в мезозое. Крайние к северо-востоку разломы этого типа прослеживаются на смежной с севера территории до Амгинской зоны, где по ним происходит смещение выходов субганского комплекса. Западнее зоны разломов и магнитных аномалий под осадочным чехлом вендских и мезозойских отложений предполагаются выходы борсалинской серии Олёкминского террейна, прослеженные геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000 [69] севернее описываемой территории.

В строении юго-западной части Центрально-Алданского террейна (*Чугинский блок*) в северо-восточной части листа принимают участие образования алдано-чугинского гранито-гнейсового комплекса, выходы которого отмечаются под осадочным чехлом в долинах рр. Ярогу, Амедичи и их притоков. Небольшие площади выходов гранито-гнейсов не позволяют расшифровать тектонические структуры террейна в пределах описываемого листа. Как правило, Чугинская площадь рассматривается как зона скупивания, зажата между Амгинской, Амедичин-

ской и Алдано-Килерской зонами разломов. Исходя из преобладания сдвиговой составляющей по зонам разломов северо-западного направления, можно предположить, что северо-восточная и северо-северо-восточная ориентировки узких зон магнитных аномалий в северо-восточной части листа могут свидетельствовать о наличии взбросо-надвиговых дислокаций той же ориентировки. На это же, по-видимому, указывают аэромагнитные аномалии северо-восточной ориентировки в центральной и юго-восточной части листа, которые совпадают с разломами того же направления (Дерпукский разлом, Тунгурчинская зона разломов).

ПРИСТАНОВОЙ ПОЯС (КАЛАРО-ДЖУГДЖУРСКАЯ МЕЖБЛОКОВАЯ ЗОНА)

Южная часть описываемой площади расположена в пределах Пристанового пояса, отличающегося преобладанием северо-восточных простираний основных структурно-тектонических элементов и моноклинально (покровно)-чешуйчатым стилем тектонического строения. Эта часть площади наиболее изучена структурными исследованиями.

Северная граница пояса проходит по Южно-Якутской зоне взбросо-надвигов, ограничивающей с юга выходы юрских угленосных толщ, южная – на смежном с юга листе по южной границе развития пород куртахского комплекса. Вдоль южной границы пояса, находящейся практически полностью южнее описываемой территории, наблюдается резкая смена северо-западных простираний структур Станового мегаблока на субширотные Пристанового пояса. Ширина пояса колеблется от 26 до 60–72 км. К настоящему времени установлено, что в строении пояса выделяется от 4 до 6 пакетов тектонических пластин, сложенных породами чугинской, холодниканской толщ и станового, олёкминского и куртахского комплексов. Из них в пределах описываемой территории выделяется два таких крупных тектонических пакета пластин (подзон): северный – Сыллах-Канкинский и южный – Намарак-Амедичи-Чульманский.

Сыллах-Канкинский пакет тектонических пластин протягивается в широтном направлении от западной рамки листа, где занимает водораздел рр. Сыллах–Тунгурча, до водораздела рр. Тунгурча–Амедичи в районе оз. Кунды. Он состоит из мелких тектонических пластин-покровов, каждая из которых сложена или верхнеархейскими метаморфическими образованиями чугинской толщи, или раннеархейскими образованиями олёкминского комплекса, или комплексом позднеархейских–раннепротерозойских гранито-гнейсов. Таких тектонических пластин-покровов в Сыллах-Канкинском пакете выделяется четыре (с севера на юг): пластина, сложенная позднеархейско–раннепротерозойскими гранито-гнейсами; пластина, сложенная метаморфическими образованиями олёкминского комплекса; пластина, сложенная образованиями чугинской толщи; пластина, сложенная образованиями олёкминского комплекса. В свою очередь эти пластины сами представляют собой пакеты более мелких тектонических пластин-чешуй, в контурах каждой пластины сложенных каким-либо одним метаморфическим комплексом. В целом этот сложный пакет пластин можно обобщить в крупную единую тектоническую Сыллах-Канкинскую пластину, которая по вещественному наполнению резко отличается от Намарак-Амедичи-Чульманской.

Общая горизонтальная амплитуда перемещения Сыллах-Канкинской пластины по перекрытию юрских отложений образованиями архея оценивается в восточной части в 5 км, в западной – до 15 км. Эти данные находят подтверждение в материалах электроразведочных и гравиметрических работ. Вертикальное электрзондирование, проведенное Приленской экспедицией, показало, что архейские породы вдоль западной рамки листа залегают субгоризонтально. Мощность покрова архейских образований здесь в 4–6 км от контакта юра–архей составляет около 300 м. Примерно такие же данные получаются по геологическим построениям и в восточной части площади в междуречье Тунгурча–Дерпук, а в междуречье Тунгурча–Амедичи весь комплекс метаморфических образований, слагающих Сыллах-Канкинскую пластину, выпадает из разреза и пластина перекрывается Намарак-Амедичи-Чульманской пластиной.

Разрывные нарушения, ограничивающие архейские тектонические чешуи внутри пластины и в целом Сыллах-Канкинскую пластину, определяются как пологие надвиги, взбросы, сдвиги. Углы падения их колеблются от субгоризонтальных до 35–45°, реже – до 70–90°. Северная граница пластины является небольшим фрагментом Южно-Якутского надвига, который на территории листа состоит из отдельных фрагментов более мелких надвигов и сдвигов, ограничивающих мелкие тектонические чешуи. Наличие тектонических останцов гранито-гнейсов, лежащих на юрских песчаниках в районе устья руч. Кабакта, говорит о том, что ранее северная граница тектонического покрова находилась значительно севернее и в меловое–кайнозойское время эрозией была смещена к современному положению. Можно предположить, что ранее текто-

нический покров перекрывал юрские отложения до зоны сочленения переходной области и области сильно дислоцированных юрских отложений, перекрывая последнюю, то есть граница надвига находилась в 12–16 км севернее современного положения.

Анализ материалов по фрагментам тектонических покровов-клипов, лежащих на юрских толщах, показывает, что направление наклона пластин (чешуй) колеблется от юго-восточного до юго-западного. Учитывая изменчивость углов и азимутов падения пластин (чешуй), можно предположить, что плоскость контакта юра–архей имеет довольно сложную изогнутую поверхность с широким колебанием углов падения на отдельных участках. При этом все перемещения происходили не по одной плоскости: находки песчаников в нижней части р. Амунукачи (Тунгурчинское) и присутствие небольшого тектонического клина юрских пород в долине р. Тунгурча среди архейских пород указывают, что при перемещениях архейских тектонических пластин захватывались и юрские угленосные образования.

Южная граница Сыллах-Канкинской пластины по характеру строения близка к северной: это фрагменты разнонаправленных и разнородных по динамике разрывов, ограничивающих с юга выходы пород олёмминского комплекса и чугинской толщи. К востоку от долины р. Сыллах это система пологих разрывов, вдоль которых развиты зоны повышенной плагиогранитизации, рассланцевания, диафтореза вплоть до образования зеленосланцевых диафторитов, которыми ограничены выходы пород куртахского комплекса. В междуречье Сыллах–Амунукачи на них накладываются широтные зоны дробления, представленные щебнистым материалом. В междуречье Ильичи–Канки–Тунгурча к зоне контакта приурочены выходы мезозойских кварц-полевошпатовых метасоматитов с золото-уран-молибденовой минерализацией и зоны микроклинизации и микроклин-пертитовых метасоматитов. В бассейне ручьев Ильичи–Канки–Сланцевый в зоне контакта отмечаются широкие зоны диафторированных пород, среди которых сохраняются дайки менее измененных габбро, амфиболитов, метагаббро, метадиоритов. Судя по немногочисленным элементам залегания в зонах рассланцевания, падение их пологое под углом 5–30° на юг-юго-восток.

Внутри, как указано выше, Сыллах-Канкинская пластина состоит из 4 разнородных пластин чешуйчатого строения. При этом в краевых частях пластин встречаются клипы и тектонические клинья пород, слагающих соседние тектонические пластины. Так, в тектонической пластине, сложенной образованиями олёмминского комплекса, в истоках руч. Сибач отмечаются клипы пород чугинской толщи, распространенной южнее, а в пластине, сложенной чугинской толщей, в бассейне руч. Строгач встречаются тектонические клинья пород олёмминской серии.

Внутренняя пликативная структура Сыллах-Канкинской пластины изучена слабо. Наиболее полный поперечный разрез пластины изучен структурными исследованиями по долине левого притока р. Тунгурча – руч. Амунукачи (Тунгурчинское), который полностью ее пересекает. Здесь на протяжении более 4 км в обнажениях чугинской толщи по обоим бортам ручья интервалами протяженностью от 100 до 270 м породы сильно микроклинизированы, прорваны многочисленными жилами микроклиновых, часто пегматоидных гранитов. Степень микроклинизации пород убывает с севера на юг, что характерно для пластины в целом. На протяжении всего участка долины массовыми замерами элементов тектоники в обнажениях выделяется 6 интервалов, отличающихся элементами залегания слоистости (полосчатости) и мелкой складчатости. К границам этих интервалов приурочены зоны микроклинизации и сдвига-надвиговых дислокаций. Последние сопровождаются пликативной тектоникой – образованием мелких складок различных форм: брахискладок сжатых изоклиналиных, сжатых прямых, опрокинутых, лежащих, флексуроподобных. Часто наблюдаются складки «М-образные», «Z-образные», «S-образные». Для складчатых форм характерны изгибы осевых плоскостей в складки «замки в замках», «фиксирование» складок кварцево-микроклиновыми прожилками, пропеллерообразные формы изгибов полосчатости и осевых поверхностей. Шарниры складок падают преимущественно в южных и западных направлениях, но нередки и падения в северных и восточных направлениях. Углы падения шарниров колеблются в широких пределах – от субгоризонтальных (2–4°) до 55–68°, преимущественно составляя 10–30°. Ориентировка складок самая различная (субмеридиональная, субширотная, северо-восточная, северо-западная). Методами структурных исследований в районе устанавливается 4 преобладающих генерации складок: субмеридиональная (простираение – 172°, погружение в этом же направлении под углом 14°); северо-западная (простираение – 334–344°, погружение как на северо-запад 344° под углом 3°, так и на юго-восток 150° под углом 46° и северо-запад 290° под углом 16°); северо-восточная (простираение – 27–40°, погружение как на северо-восток 27° под углом 42°, так и на юго-запад 220° под углом 60°) и субширотная (простираение – 80–82°, погружение на восток 82° под углом 60° и запад 260° под углом 48°). Северо-западная генерация складок относится к «принадвиговой», фиксирующей направление перемещения тектонических блоков по азимуту на северо-

восток 20°.

Крупные складчатые структуры внутри Сыллах-Канкинской пластины из-за сложного ее чешуйчатого строения однозначно не расшифрованы. По наращиванию разреза чугинской толщи и преобладанию элементов падения пород в пределах пластины можно предположить две дугообразные структуры синформного типа, сложенные метаморфическими образованиями чугинской толщи. Структуры вытянуты в субширотном северо-восточном направлении.

Западная структура предполагается в долине р. Сыллах ниже устья р. Капрал. В контуры описываемой территории попадает лишь восточная часть структуры с общим субширотным северо-восточным простиранием выходов пород чугинской толщи, которое на прилегающей площади (левобережье р. Сыллах) сменяется на субмеридиональное. Выходы пород чугинской толщи нарушены многочисленными разрывными нарушениями и представлены фрагментами различных частей разреза, но при этом достаточно однозначно устанавливается наращивание разреза к центру структуры: амфибол-диопсидовые, диопсидовые кристаллосланцы → кварциты, линзы карбонатных пород, гранат-биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы. Южное крыло структуры на описываемой территории по надвигу перекрывается образованиями куртахского комплекса.

Намарак-Амедичи-Чульманская подзона занимает основную часть Пристанового пояса, выделяясь довольно устойчивой ассоциацией пород куртахского и холодниканского комплексов, в разной степени плагиигранитизированных и диафторированных. Северная граница его является южной границей Сыллах-Канкинской подзоны (пластины). Южная граница подзоны почти полностью находится за пределами описываемой территории и только небольшим фрагментом пересекает юго-западный угол листа, где проходит по системе разнонаправленных, различных по динамике разломов и отделяет выходы образований куртахского комплекса от выходов гранито-гнейсов станового комплекса. Эта граница является фрагментом Северо-Станового разлома. Специализированными структурными исследованиями зона Северо-Станового разлома интерпретируется, как сочетание крутопадающих сдвиго-взбросовых зон северо-западного направления и зон взбросо-надвигов субширотного и северо-восточного направлений, т. е. Северо-Становой разлом, по сути, не отличается от Южно-Якутского надвига и Верхне-Тунгурчинской зоны разломов. Он представлен фрагментами разновозрастных разрывов с различным вещественным выполнением: диафторитовые сланцы, бластомилониты, катаклазиты, какириты, зоны плагиимикроклиновой гранитизации, рассланцевания, дробления.

Структурными исследованиями установлено, что структурно-тектоническое строение Намарак-Амедичи-Чульманской подзоны (пластины, пакеты пластин) принципиально не отличается от Сыллах-Канкинской: это сложная система покровно-надвиговых, моноклинально-чешуйчатых пластин с общим падением на юг-юго-восток под углами от 10–15° до 60–70°, чаще – 30–40°, и с частой сменой направления падения.

Монотонность разреза куртахского комплекса, слагающего практически весь объем Намарак-Амедичи-Чульманской пластины, не позволяет детально и надежно расшифровать ее внутреннюю структуру, особенно пликативные формы тектоники. Тем не менее, границы наиболее крупных тектонических пластин, слагающих Намарак-Амедичи-Чульманскую подзону, трассируются зонами рассланцевания, диафтореза и повышенной плагиигранитизации, к ним обычно приурочены линзовидные тела метаморфических глиноземистых образований холодниканского комплекса. По этим признакам достаточно уверенно выделяются два крупных пакета тектонических пластин (чешуй). Один, северо-западный пакет занимает пространство между Сыллах-Канкинской пластиной и линией р. Прав. Капрал–истоки р. Тунгурча, второй, юго-восточный, соответственно, расположен южнее этой линии и занимает бассейн всего верхнего течения р. Амедичи. Тектоническая граница между пакетами пластин является фрагментом региональной Алдано-Киелерской зоны разломов, протягивающейся в северо-восточном направлении в центральные части Алданского щита.

Вдоль границы между Намарак-Амедичи-Чульманской пластиной и Сыллах-Канкинской пластиной образования куртахского комплекса сильно диафторированы, вплоть до образования диафторитовых сланцев с блоками-линзами более сохранившихся метадиоритов. Простирание зон диафторитов северо-восточное, падение пологое на юг-юго-восток под углами 10–15°.

Граница между пакетами тектонических пластин (чешуй) внутри Намарак-Амедичи-Чульманской пластины трассируется мощными зонами диафторитовых сланцев, зонами тектонического рассланцевания, для нее характерно обилие зеркал скольжения, к ней приурочен пояс даек метагаббродиабазов куранахского комплекса. Мелкие разломы взбросо-надвигового типа, ограничивающие тектонические чешуи внутри пакетов пластин, сопровождаются узкими локальными зонами диафтореза и рассланцевания. Простирание зон диафторитов, северо-восточное, падение пологое юго-юго-восточное под углами 10–15°. Большинство взбросовых подви-

жек имеют правосдвиговую составляющую. Преобладает перемещение блоков с юго-востока на северо-запад ($330\text{--}350^\circ$) с углами падения плоскостей разломов на юго-восток $8\text{--}24^\circ$, редко – до 50° .

Вдоль тектонических зон развита наложенная мелкая складчатость. Методами структурного картирования вдоль зон надвигов определены три преобладающих генерации складок:

1. меридиональные складки с простиранием 348° , погружением шарниров в южном направлении под углом 44° ($164^\circ\angle 44^\circ$). Складки прямолинейные, сжатые, с острыми замками, угол между крыльями 64° ;

2. широтные складки с простиранием $80\text{--}90^\circ$, погружением шарниров на восток под углом 44° ($90\text{--}112^\circ\angle 44^\circ$) и на запад под углом 10° ($260^\circ\angle 10^\circ$). Складки прямолинейные, цилиндрические с острыми замками, сжатые (угол между крыльями $30\text{--}40^\circ$) с изменением погружение шарнира на прямо противоположное;

3. северо-западные складки с простиранием 310° , погружением шарниров на юго-восток под углом 10° ($134^\circ\angle 10^\circ$). Складки цилиндрические, прямолинейные с острыми замками, сжатые, реже – симметричные «Z-образные», наклонные, подобные.

Встречаются также складки северо-восточного простирания с погружением шарниров на юго-запад под углами $220^\circ\angle 50^\circ$ (открытые, симметричные, параллельные, наклонные складки).

ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Верхний структурный этаж сложен осадочными отложениями венда (нижний ярус) и юры (верхний ярус). Отложения венда представлены нижней частью разреза незначительной мощности и не формируют складчатых структур, входя в общий разрез платформенного чехла. Основной вклад в разрез платформенного чехла принадлежит юрским терригенно-осадочным угленосным образованиям, мощность которых достигает $1,4\text{--}1,5$ км. Породами угленосной толщи в пределах описываемой территории выполнена восточная половина Усмунской асимметричной синклинали структуры (впадины). Впадина отделена у восточной рамки листа разломами северо-восточного направления от Алдано-Чульманской впадины.

Разрез Усмунской впадины в пределах листа, как и на всем своем протяжении, асимметричный. Глубина ее изменяется от первых десятков метров в северной части листа до $1,4\text{--}1,5$ км – у южного борта, обуславливая наращивание разреза слагающих ее юрских отложений. В целом в строении впадины условно выделяются 3 широтные области, отличающиеся залеганием осадочной толщи. Они протягиваются от западной до восточной рамки листа.

В северной части впадины выделяется область спокойной моноклиналиного субгоризонтального залегания отложений. Здесь юрские отложения представлены нижней частью своего разреза – юхтинской свитой, залегающей с небольшим ($2\text{--}5^\circ$) наклоном на юго-юго-запад. Разрывные нарушения в этой области малочисленны, амплитуды смещения по ним незначительны (первые метры – первые десятки метров), нарушения не сопровождаются смятием отложений в складки. Южнее отмечается переходная зона шириной $12\text{--}16$ км, в которой углы падения отложений колеблются в среднем от $0\text{--}4^\circ$ до $10\text{--}15^\circ$. Эта область протягивается в широтном направлении, занимая средние течения рр. Немакта, Усмун, Алдакай. Она сложена отложениями дурайской свиты.

Серией разрывов диагональной системы область разбита на мелкие блоки с амплитудой вертикальных перемещений первые десятки метров. Крупноамплитудные разрывы в пределах переходной зоны не наблюдаются. Основную роль играют разрывы северо-западного направления, по которым идет постепенное погружение южных блоков с наращиванием мощности юрских отложений в южном направлении. Они фиксируются зонами дробления, лимонитизации и повышенной обводненности и достаточно уверенно отражаются на АФС. Эти разломы являются границами различных в геоморфологическом отношении областей. В постюрское время по ним происходило смещение блоков с юго-востока на северо-запад с разгрузкой основных напряжений вдоль разрывов северо-восточных направлений. Вдоль этих разломов формировались мощные зоны смятия пород в складки. Характерным примером может служить зона сочленения северо-западного разлома, проходящего по долине р. Алдакай, и северо-восточного Дерпукского разлома. На протяжении $4\text{--}5$ км на северо-запад от пересечения разломов в коренных выходах по р. Алдакай угленосные образования смяты в разбитые разрывными нарушениями складки с углами падения крыльев до $30\text{--}80^\circ$. Интенсивность напряжений по разлому, по видимому, быстро спадала, так как уже в $8\text{--}9$ км северо-западнее пересечения углы падения пород снижаются до $5\text{--}20^\circ$, а к северо-востоку от зоны разлома по р. Алдакай (северо-восточный отрезок долины р. Алдакай) – вообще субгоризонтальны. Вертикальная амплитуда

северо-западного разлома по смещению подошвы дурайской свиты ориентировочно составляет 100–120 м. Дерпукский разлом прослеживается на северо-восток до р. Алдан (смежный с востока лист), где к нему приурочены дайки диабазов торского комплекса. Это может свидетельствовать о позднепротерозойском заложении разломов северо-восточного направления и их активизации в послепермское время.

В южной части впадины выделяется область дислоцированных отложений, полосой шириной до 15–18 км прилегающая к Южно-Якутскому надвигу. Мощность юрских отложений в дислоцированной области становится максимальной, в их разрезе появляются отложения кабактинской свиты. Углы падения пород вдоль разломов возрастают до 70–80°. Густота сети разломов в этой области возрастает, но общая схема сохраняется: прямолинейные северо-западные разломы сдвигового, сдвига-взбросового типа в сочетании с субширотными и северо-восточными разломами взбросо-надвигового типа.

Породами кабактанской свиты сложена синклиальная складка, ось которой параллельна зоне надвига и ориентирована субширотно. Ось складки погружается на запад. Углы падения пород в северном крыле 10–15°, в южном – 15–20°, реже – 30°. Крылья структуры осложнены складками более высокого порядка и разломами, вдоль которых углы падения могут возрастать до 70–80°. Южное крыло складки на западе перекрыто надвигом и частично срезается системой разрывов северо-западного направления. На востоке складка почти нацело обрезана Дерпукским разломом, юго-восточнее которого отмечены локальные выходы пород нижней части кабактанской свиты в мелких синклиальных складках.

Структурные исследования в принадвиговой зоне показывают, что породы угленосной толщи здесь трещиноваты и катаклазированы, они слагают серию тектонических чешуй. Поясное расположение элементов трещин на сферограммах трещиноватости свидетельствует о смещениях блоков с юга на север-северо-запад по азимуту 345°.

В крайней восточной части площади в междуречье Тунгурча–Амедичи (выше устья р. Алдакай) резко меняется весь структурный рисунок. Здесь развиты разломы северо-восточного простирания, которые срезают северо-западные разрывные структуры. Кроме того, юрские угленосные толщи по Южно-Якутскому надвигу перекрываются образованиями куртахского комплекса, а из разреза докембрийских образований выпадает пакет пластин олёмминского комплекса и чугинской толщи. Вертикальная амплитуда смещения по отдельным разломам здесь, судя по отметкам подошвы докембрийских образований в клипах на левом и правом берегу Тунгурчи, составляет 70–80 м.

Разломы северо-восточного направления относятся к Верхне-Тунгурчинской зоне, протягивающейся далеко на юго-запад и разделяющей выходы куртахского и олёмминского комплексов. По материалам гравиметрической съемки к этой зоне в юго-западной части листа приурочена южная граница распространения юрских образований под надвигом пород фундамента. Развитие вдоль нее мезозойских кварц-полевошпатовых метасоматитов с Au-U-Mo минерализацией и знаки золота в шлихах в бассейне рр. Тунгурча и Амедичи могут свидетельствовать о ее мезозойской активизации.

Характерно, что вдоль Дерпукского разлома и северо-восточных разломов, разделяющих Усмунский и Алдано-Чульманские районы и располагающихся южнее, наблюдаются положительные аэромагнитные аномалии субширотной северо-восточной ориентировки. Эти аномалии резко контрастируют с субмеридиональной ориентировкой аномалий фундамента западной части Центрально-Алданского террейна. Последнее может свидетельствовать о глубинном заложении этих разломов с возможным формированием взбросо-надвиговых зон в фундаменте. Относительно высокая интенсивность магнитных аномалий указывает на малую мощность чехла.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В настоящее время нет единой точки зрения на историю геологического развития региона в целом, что исключает возможность ее восстановления в рамках описываемой площади.

За последние годы вышла серия работ, касающаяся вопросов развития Алданского щита в целом и отдельных его частей. Большая часть их сводилась к разработке теоретических моделей тектонического строения и истории развития щита. Существующие модели развития этого региона в целом основываются на современных представлениях о развитии Земли с основных позиций тектоники плит (Пейве А. М., Кицул В. И., Московченко Н. И.). Предлагаемые модели обоснованы для посткембрийских (в основном, мезозойских), в меньшей степени, протерозойских (в основном, Забайкалье) этапов развития. История 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.

Наиболее последовательной и аргументированной является теория Пейве А. В., Лейтеса А. М., Федоровского В. С., которая в какой-то мере находит свое отражение в материалах отряда. Рассматривая особенности развития докембрийских складчатых структур, они выделяют несколько этапов формирования континентальной коры за счет преобразования коры океанической. Выделяются два крупных рубежа, отражающие основные элементы этих преобразований: ранний рубеж (~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, завершившие региональный метаморфизм гранулитовой фации и становление гранулит-базитового протометаморфического слоя;

– 2,6–2,5 млрд лет – начало древнестановой гранитизации, развитие регрессивного метаморфизма протометаморфического слоя и прогрессивного метаморфизма вулканогенно-осадочных образований станового 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 Дуку В. Л., Кицулу В. И.), намечаемыми на основе структурно-петрологических исследований. Если 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. 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. Начиная с раннего протерозоя, достаточно уверенно выделяются образования океанической стадии пассивных окраин островодужных серий, вулканоплутонические комплексы континентальной стадии, свидетельствующие о существовании блоков с достаточно зрелой континентальной корой. На основе имеющихся материалов достаточно аргументировано, 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 основным положением тектоники плит. Так, в работе В. И. Кицула 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, произошедшим 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 умереннотемпературных бластомилонитов по гранулитам.

Палеотектонические условия накоплений и преобразований гранулитов 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. 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 схем положены представления о последовательном наложении поздних структур на более ранние (активизация) без существенного изменения их границ, которые совпадают с современными границами основных комплексов пород. Согласно этой модели с начальной стадией формирования протокрыши связывается формирование толщ курультинской серии (куртахского комплекса). Для верхней части серии характерно присутствие высокоглиноземистых гнейсов, кварцито-гнейсов, рассматриваемых в качестве наиболее ранних первично осадочных образований. Основанием для них служила толща сильно переработанных пород основного состава, относимых по петрохимическим пересчетам к базальтам толеитовой серии. Хотя в пределах площади не наблюдаются полные, достаточно хорошо сохранившиеся разрезы серии, по фрагментам между этими двумя группами пород намечается переходный тип разреза, характеризующийся чередованием пачек (пластов) гранат- и гиперстенсодержащих гнейсов и основных кристаллических сланцев. Сочетание этих основных групп пород, отражающих первичную «стратиграфическую» расслоенность разреза серии (комплекса), достаточно устойчиво на площади и прилегающей территории, что может свидетельствовать об устойчивом характере условий накопления и исключает выделение каких-либо структурно-тектонических единиц с различными режимами развития. Сложность сопоставления и увязки разрезов серии обусловлена повсеместным неоднократным деформированием пород в более поздние этапы развития, сопровождаемые сложными вещественными преобразованиями. В настоящее время разрезы, хотя и отражают характер их первичной расслоенности, представлены полиморфными образованиями, восстановление первичной природы которых не всегда возможно даже при детальных петрохимических и структурных исследованиях. Общепринято, что наиболее ранние преобразования вулканогенно-осадочной толщи связаны с метаморфизмом их в гранулитовой фации, завершившимся 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 первичной оболочки 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, формирующие совместно олёкминскую гранит-зеленокаменную область. Несмотря на широкое развитие образований этого возрастного интервала, изучены они слабо, особенно в Становой зоне.

Наиболее изученными из всего этого комплекса являются образования зеленокаменных поясов, слагающие узкие протяженные зоны (как правило, с четкими тектоническими границами)

среди пород олёмминского гранито-гнейсового, реже куртахского комплексов. В настоящее время нет данных, позволяющих восстановить в полном объеме изначальный разрез, определить его мощность, так как во всех структурах наблюдаются его деформированные фрагменты, позволяющие лишь наметить общую последовательность напластования пород в разрезе.

Нижняя часть разреза представлена амфиболовыми кристаллическими сланцами и амфиболитами с определениями возраста Sm-Nb методом в 3,3–3,2 млрд лет. Верхняя часть разреза, представленная метапеллитовой и карбонатно-терригенной толщами (сланцы с гранатом и ставролитом, метапесчаники и метаалевролиты, пласты кварцитов и карбонатных пород), на отдельных участках перекрывается метавулканиками с возрастом по циркону Pb-Pb методом 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 широко проявленную гранитизацию, в результате которой сланцы и гнейсы были превращены в мигматиты, гранито-гнейсы и граниты. Одновременно с этим регрессивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций в прилегающих блоках (Оломокитский блок) наложился на породы гранулитовой фации. Породы олёмминского комплекса, метаморфизованные в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации, отличаются широким проявлением процессов мигматизации и гранитообразования натриевой направленности, на которые позднее накладываются обширные зоны калишпатизации и бластеза. Значительные различия в сравнении толеитовых базальтов куртахского и олёмминского комплексов указывают на их формирование в различных палеотектонических обстановках. Определение абсолютного возраста цирконов из биотитовых гнейсов и амфиболитов дали близкие значения (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 Приднестровья 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 млрд лет, плагиограниты – 2,47 млрд лет);
- 3,0–2,95 млрд лет – процессы седиментации с подчиненным вулканизмом и посторогенным магматизмом (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);
- 3,115–3,0 млрд лет – сильный гранитоидный магматизм преимущественно в породах гранито-гнейсового окружения;
- 3,0–2,95 млрд лет – нисходящие тектонические процессы, сопровождаемые интенсивным осадконакоплением с подчиненным проявлением вулканизма.

Изложенные выше материалы находят свое отражение и в строении Олёмминской 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, 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 и на Украинском щите, широкое проявление толеитового магматизма, в ходе которого была сфор-

мирована хойкинская свита (подкомплекс) олёмминского комплекса.

Как уже отмечалось выше, в одну возрастную группу с гранит-зеленокаменными образованиями попадают и образования станового комплекса, слагающие единые структуры с образованиями куртахского комплекса. На начальной стадии изучения они нередко рассматривались в составе куртахского комплекса как диафториты по породам последнего, однако в последние годы материалы детальных петрохимических и структурных исследований достаточно аргументировано позволяют рассматривать их в качестве самостоятельного комплекса, хотя его объем и не определен однозначно. В то же время многие исследователи указывают на сопоставимость его по многим параметрам с разрезами Олёмминской гранит-зеленокаменной области: близость состава слагающих разрезы пород, эпидот-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 амфиболового, амфибол-биотитового состава, относимая к олёмминскому комплексу. Выше уже отмечалось, что по петрохимическим характеристикам они ничем не отличаются ни от олёмминских гранито-гнейсов, ни от становых (древнестановых) гранитов. На сегодняшнем уровне изученности все они могут рассматриваться в пределах единого комплекса. Выше гранито-гнейсов по разрезу залегают амфиболовые, амфибол-биотитовые кристаллические сланцы, амфиболиты, постепенно сменяющиеся биотитовыми гнейсами. В полях более интенсивной гранитизации они близки к породам олёмминского 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 олёмминского 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 связаны зоны смятия и бластомилонитизация. На стадийность (цикличность) формирования пород станового комплекса указывает и Н. И. Московченко, связывая с начальной стадией образование толщ метатолеитов и метавулканитов, сопоставимых с нижней частью разреза зеленокаменных поясов. Отсутствие надежных возрастных датировок исключает возможность достаточно обоснованного сопоставления верхнеархейских образований Олёмминской 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 показывает, что по динамике и направленности движений они представляют взаимосвязанную единую систему. Джугджуро-Становая зона представляет собой субширотную зону скупивания – систему надвигов, зеленокаменные пояса Олёмминской области – субмеридиональные (северо-западные) зоны сдвиговых деформаций, отражающие 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 Олёмминской области и субширотная зона сочленения плит с широким развитием станового комплекса, в состав которого, возможно, входят и комплексы протоокеанической стадии, подобные раннепротерозойским образованиям усть-гиллойской серии. Этому не противоречат идеи о существовании в этот период Станового блока (островной дуги). С завершающей стадией этого этапа, как правило, связывается формирование крупных континентальных глыб (Алданской, 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, параллелизуемыми с удоканской серией (отложения пассивных окраин) и выходами комплекса океанической стадии в Усть-Гиллойской 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. Широкое раз-

вите разнообразных магматических образований от основного-ультраосновного состава до щелочных сиенитов и существенно микроклиновых гранитов свидетельствует о высокой тектономагматической активности района в этот период. Пояса трещинных и штокообразных интрузий основных-ультраосновных пород могут свидетельствовать о наличии зоны растяжения и утолщения земной коры. С завершающей стадией этого этапа развития связано широкое проявление процессов скучивания и гранитизации на уровне 2,0–1,7 млрд лет, завершивших процесс становления континентальной коры на обширной территории Алданского щита, перешедшего к континентальному этапу развития.

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

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

В среднюю–позднюю юру (189–150 млн лет) произошло закрытие большей части бассейна, разделяющего континенты и 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 – 5–10 км. В этот же период мощными деформациями охвачен кристаллический цоколь Становика. Они сопровождалась перемещением крупных пластин-блоков на север-северо-запад с надвиганием их на юрские угленосные толщи. Окончательно сформированы основные элементы современной тектонической структуры района, сопровождаемые широким проявлением тектономагматической и магматической деятельности, рудообразование. Кинематика плит и блоков, заложенная в мезозое, продолжает функционировать и в настоящее время. На основе анализа сейсмологических, геологических и гравиметрических данных Л. М. Парфёнов приходит к выводу: неотектоническая активность территории определяется взаимодействием Станового блока с Евразийской и Амурской плитами, приводящим к перемещениям вдоль субширотных разрывов сдвиго-взбросового (надвигового) типов.

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

1. Нижнепротерозойский этап, связанный с этапом столкновения Становой и Алданской плит.

2. Мезозойский этап, когда произошло столкновение Амурского микроконтинента с Алданским с образованием Монголо-Охотского пояса.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа расположена на сочленении двух орографических единиц: Алданского нагорья и Станового хребта с его предгорьем. В тектоническом отношении территория находится на границе Алданского мегаблока и Каларо-Джугджурской межблоковой зоны и входит в состав Байкало-Станового сейсмического пояса.

Северная часть территории сформирована на карбонатных осадках венда и мезозойских терригенных отложениях, геоморфологически представляет собой плато, южная – в различной степени расчлененное низкогорье с абсолютными высотными отметками 900–1 200 м, реже – до 1 470 м, и средней глубиной эрозионного вреза – 200–300 м (на Становом хребте – до 700 м).

Формирование рельефа территории неразрывно связано с мезозойско–кайнозойской тектоно-магматической активизацией в условиях длительного воздымания при постоянных и интенсивных денудационных процессах. Основным рельефообразующим фактором явилось надвигание блоков докембрийского кристаллического фундамента на мезозойские континентальные отложения Усмуной впадины. Следует отметить, что, начиная с палеогена, северная часть площади (бассейн р. Алдакай) была «законсервирована» и сохранила основные признаки палеогенового этапа развития территории. Южная часть воздымалась довольно интенсивно и представляла собой в большей степени область сноса и транзита материала. Современная «архитектура» рельефа возникла в результате сложных взаимоотношений между экзо- и эндогенными рельефообразующими факторами.

В основу построения геоморфологической схемы заложен метод картирования «генетически однородных поверхностей», позволивший выделить следующие поверхности выравнивания и врезания: тектоногенные, структурно-денудационные (конструктурные), денудационные (аструктурные) и аккумулятивные.

ТЕКТОНОГЕННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Тектоногенные поверхности представлены *дизъюнктивными склонами и уступами* (1). Первые развиты в юго-западной части площади на южных склонах отрогов Станового хребта в пределах абсолютных отметок 780–1 400 м. Тектонические уступы обусловлены, преимущественно, надвиговыми и крутопадающими разломами. Дизъюнктивные склоны выпукло-вогнутые крутые (35–40°) перекрыты разноглыбовыми развалами с редкими коренными выходами, частично заросшими стлаником. Превышения над днищами водотоков составляют 400–500 м. Долины рек имеют V- и корытообразную форму. Тектонические уступы подчеркивают прямолinéйные отрезки русел рек, ручьев, приуроченные к разрывным нарушениям, хорошо дешифрируются и выражены в рельефе «свежими» осыпями (р. Усмун).

СТРУКТУРНО-ДЕНУДАЦИОННЫЕ (КОНСТРУКТУРНЫЕ) ПОВЕРХНОСТИ

Структурно-денудационные поверхности развиты на территории всего листа и подразделяются на: склоны гор и возвышенностей, возникшие в результате препарировки сложно дислоцированных (взбросы, сбросы, сдвиги, надвиги) архейских образований; склоны гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки архейских образований, на которых субгоризонтально залегают осадочные породы; субгоризонтально наклонные поверхности, образовавшиеся в результате препарировки горизонтально и субгоризонтально залегающих пород юры и венда; субгоризонтальные, наклонные склоны гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки дислоцированных пород юры.

Склоны гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки сложно дислоцированных архейских образований (2), характерны для низкогорья и развиты в полосе Станового

хребта по границе Южно-Якутского надвига. Площадь их развития составляет около 40 % территории листа. Горные сооружения представляют собой вытянутые в северо-восточном, юго-восточном и субширотном направлениях отроги Станового хребта, которые характеризуются абсолютными отметками 1 200–1 400 м, уменьшающимися к северу до 1 000 м. Глубина расчленения составляет 100–300 м. Вершинные поверхности выположены, вершины куполовидные, реже – конусовидные. Рисунок речной сети беспорядочный с дендритовыми, перистыми, радиально-центробежными элементами, контролируемые тектоникой. Примером могут служить резкие изменения направления крупных водотоков (рр. Тунгурча, Амедици, Куртах) с субширотного на субмеридиональное. В рельефе хорошо выражены надвиговые дислокации, подчеркивающиеся вытянутыми в субширотном направлении локальными поднятиями и депрессиями в Пристановой зоне, образующими 3 вала. На фоне общего преобладания мягких структурно-денудационных форм в строении рельефа наблюдаются омоложенные тектонические поверхности, часто подчеркиваемые крутыми осыпными склонами. Наиболее ярко это явление выражено на контакте Южно-Якутского надвига с Усмуной впадиной в долине р. Тунгурча, что свидетельствует о позднеэоценовой и современной активизациях неотектонических процессов.

Склоны гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки архейских образований, на которых субгоризонтально залегают осадочные породы (3), развиты в восточной и северо-восточной части площади. Они характеризуются невысокими (до 960–1 100 м) водоразделами и пологими (до 3–10°) слабо выпуклыми задернованными склонами с редкими курумами. Поверхность слабо расчленена водотоками и представляет собой цокольное плато.

Субгоризонтальные наклонные поверхности, образованные в результате препарировки горизонтально и субгоризонтально залегающих пород юры и венда (4), расположены в северной части территории листа в пределах Усмуной впадины и представляют собой плато. По времени формирования рельеф этой поверхности представляет собой глубоко переработанную равнину конца мела–начала палеогена. Степень расчлененности рельефа обусловлена тектоникой и эрозионно-денудационными процессами. Абсолютные отметки водоразделов колеблются от 1 100 до 1 280 м. Относительные превышения над днищами долин составляют 100–250 м. Гребни водоразделов широкие, выположенные, вершины – куполовидные, склоны – пологие, вогнутые.

Субгоризонтальные и наклонные склоны гор и возвышенностей, образованные в результате препарировки дислоцированных пород юры (5), развиты в широтной полосе (15–20 км) Усмуной впадины, вдоль Южно-Якутского надвига. Структурно-тектонические особенности строения этого участка отразились на рельефе. Дугообразное расположение водоразделов свидетельствует о широком проявлении надвиговой тектоники. В целом эта полоса характеризуется низкогорным рельефом с абсолютными отметками водоразделов – 950–1 150 м и глубиной вреза – от 80 до 250 м; южные склоны пологие задернованные и заболоченные, иногда вогнутые к вершинам, северные – крутые.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ (АСТРУКТУРНЫЕ) ПОВЕРХНОСТИ

Денудационные аструктурные поверхности развиты по всей площади и подразделяется на: денудационно-эрозионные склоны и уступы речных долин; склоны речных долин, созданные совместной деятельностью эрозии и плоскостного смыва; экзарационные поверхности, созданные вспахивающей деятельностью ледников; поверхности, созданные комплексной денудацией, – поверхности пенепленов, срезающие складчатое основание архея, платформенные и эпиплатформенные структуры венда и юры; поверхности довендского пенеплена.

Денудационно-эрозионные склоны и уступы речных долин (6) максимально развиты в юго-западной части территории листа на абсолютных отметках 925–1 350 м. Относительные превышения составляют 100–350 м. Эрозионные формы связаны с новейшим этапом тектонической активизации, проявленной в долинах рек Усму, Тунгурча, Алдакай (восходящее развитие рельефа, землетрясения). Для них характерны крутые и достаточно крутые, прямые, редко – выпуклые, склоны возвышенностей и долин с глыбовыми осыпями, порой коренными выходами. Часто денудационно-эрозионные формы рельефа являются унаследованными и подчеркивают фронтальные части надвигов. В областях максимального развития эрозии (долины рек Усму, Тунгурча), поверхность становится резко расчлененной с глубиной вреза до 250 м. На таких участках наблюдаются эрозионные уступы протяженностью до 4 км. Денудационно-эрозионные поверхности чаще развиты на осадочных породах юры и венда, реже – на метаморфических породах архея.

Склоны речных долин, созданные совместной деятельностью эрозии и плоскостного смыва (7) – это относительно пологие поверхности со слабо расчлененным рельефом, где над слабой эрозией главенствуют процессы плоскостного смыва. В целом по площади преобладает южный уклон описываемых поверхностей, что опять же подчеркивает надвиговую тектонику. Как правило, поверхности задернованы, иногда залесены, порой заболочены. Наиболее развиты процессы солифлюкции.

Экзарационные поверхности, созданные выпахающей деятельностью ледников (8), объединяют гляциальные и гляциофлювиальные поверхности. Все они сформированы в период тазовско–муруктинского оледенения, а гляциофлювиальные захватывают также период каргинского межледниковья. В экзарационные поверхности входят поверхности остатков донных и боковых морен в верховьях руч. Кабакты (левый приток р. Амедичи), а также донные морены днищ ручьев на южных и северных отрогах Станового хребта. Поверхности морен в верховьях руч. Кабакты переработаны флювиальными процессами. Поверхности, образованные за счет таяния ледников в Верхне-Амедичинской и Кундинской впадинах, сохранились в краевых частях впадин. В тазовское время, по-видимому, это был единый «ледоем». В казанцевское время, за счет потепления климата, произошло значительное стаивание ледника и образование лимноаллювиальных отложений. Вероятно, в это же время произошло незначительное воздымание водораздела рек Амедичи–Тунгурча. В муруктинское время существовал переметный ледник в вершине руч. Кабакты. Таяние ледника в последующее время привело к образованию долинно-зандрового рельефа. В настоящее время по краям Верхне-Амедичинской впадины отмечаются перебитые моренные отложения в виде зеленых ленточных глин. Кроме того, в северном борту этой же впадины участками наблюдается гляциофлювиальная терраса. В настоящее время произошла трансформация водно-ледникового рельефа впадины. Современное преобразование рассматриваемых поверхностей заключается в постепенном их захоронении под толщей аллювия, лимния и палюстрия.

Поверхности довендского пенеplена (9) – это абразионные поверхности выравнивания. Они носят фрагментарный характер, так как на большей части территории уничтожены эрозионно-денудационными процессами. Это участки плоских водоразделов на архейском основании на левом склоне р. Амедичи и небольшие субгоризонтальные площадки, выступающие из-под осадочных пород венда. Развиты они только в районах цокольного плато на северо-востоке площади. Довендские поверхности задернованы, обводнены и характеризуются увалистым рельефом.

Поверхности, созданные комплексной денудацией, – поверхности пенеplенов, срезающие складчатые основания архея, платформенные и эпиплатформенные структуры венда и юры (10), развиты реликтивно, но по всей территории. Эти поверхности занимают плоские и пологоволнистые водораздельные пространства с уклоном 0–1° в интервалах абсолютных высот 900–1 470 м, но максимальное развитие получили в интервалах высот 900–1 050 м. Такой широкий диапазон высот можно объяснить неравномерным развитием неотектонических движений. Эти поверхности покрыты мелкоземом, задернованы и заболочены. Однообразие поверхности редко нарушается каменными потоками и останцами. На них развиты коры выветривания. Характерными процессами является физическое выветривание с преобладанием криогенного нивационного фактора.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

В пределах листа аккумулятивные поверхности подразделяются на: аллювиальные поверхности поймы, первой, второй и третьей надпойменных террас верхнелепистоцен–голоценового возраста; аллювиальные и лимноаллювиальные поверхности палеоген–голоценового возраста; техногенные поверхности, созданные в результате добычных работ.

Аллювиальные поверхности поймы, первой, второй и третьей надпойменных террас (11) верхнелепистоцен–голоценового возраста наблюдаются в пределах днищ современных долин в интервале высот 0–30 м над урезом воды. В целом они характеризуются плоской пологой поверхностью террас, узкими, заболоченными поймами, мигрирующими вдоль русел. Поверхность первой террасы наблюдается по всем водотокам рек первого и второго порядка, за исключением верховий долин. Вторая эрозионно-аккумулятивная терраса развита фрагментарно в долинах рек Амедичи, Тунгурча, Алдакай, Куртах. Поверхность этой террасы сухая, редко – обводненная. Поверхность третьей надпойменной террасы сухая, она развита фрагментарно в долинах рр. Амедичи и Тунгурча. В большинстве случаев бровка ее сглажена, тыловой шов выражен неотчетливо.

Аллювиальные и лимноаллювиальные поверхности (12) палеоген–голоценового возраста представлены субгоризонтальными и слабо наклонными поверхностями в днищах долин и в нижних частях склонов на участках законсервированного рельефа. Поверхности их заболоченные, порой с небольшими озерцами, развитыми в пределах высотных отметок 660–1 120 м, участками – сухие. Для них характерны торфяные бугры и бугры пучения.

Техногенные поверхности (13), созданные в процессе добычных работ, развиты незначительно в долинах руч. Кабактан и р. Амедичи. Они представляют собой отработанные старательские полигоны. Это изрытые днища водотоков с эфелями в виде терриконов, относительно ровными полигонами и отводными руслами.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ГЕНЕЗИС

На территории листа выделяются наложенные формы рельефа, представленные останцами, курумами, нагорными террасами, цирками и карами, структурно-денудационными уступами.

Останцы денудационные конструктивные представляют собой изолированные возвышенности размерами до 50×50 м и высотой до 10 м, уцелевшие от разрушения процессами денудации. Иногда это куполовидное скопление крупноглыбовых развалов со скальными выходами на вершинах. Останцы развиты незначительно в бассейнах рек Тунгурча, Сыллах, Куртах, Амедичи.

Курумы, каменные моря и нагорные террасы развиты повсеместно, чаще в верхних и средних частях склонов. Нагорные террасы распространены в верхнем течении р. Амедичи и на северо-востоке площади в бассейне р. Ярогу на высотах 1 100–1 200 м и на пологих участках (6–10°) склонов водоразделов, преимущественно в их верхней половине. Высота уступов террас – 5–30 м, протяженность – от 0,05 до 1,0 км.

Цирки и кары развиты на южных и северных отрогах Станового хребта на абсолютных отметках 1 100–1 400 м. Радиус их – от 1,5 до 4,0 км. Степень сохранности цирков и каров различная, что указывает на разновозрастность оледенений.

Структурно-денудационные уступы максимально распространены в северной части листа, в поле развития платформенных и эпиплатформенных отложений с пологим и наклонным залеганием слоев и часто чередующимися литологическими разновидностями. Протяженность уступов, сложенных наиболее устойчивыми к выветриванию породами, – 0,2–10 км, до 15 км, высота – 2–50 м. Перед уступами отмечаются площадки шириной 20–200 м, покрытые глыбами наиболее устойчивых к выветриванию пород. В районе развития архейских пород из-за монотонности состава частых уступов не отмечается.

РЕЧНЫЕ ДОЛИНЫ

Анализируя речную сеть, можно сделать следующие выводы: современные долины основных водотоков являются унаследованными с ярко выраженной субмеридиональной и менее – субширотной направленностью.

Субмеридиональное направление имеет р. Немакта (Агыкта) с ее притоком Имактой. По-видимому, Имакта являлась продолжением первой. Перехват произошел по левому притоку, обезглавленному р. Тунгурча. Днище долины слабо разработано и находится на 40–50 м выше днища р. Усмун. Падение уклона русла Немакты составляет 1,5 м на 1 км, Агыкты – 15 м на 1 км. Поперечный профиль Немакты корытообразный, Агыкты – ящикообразный, днище плоское, в вершине – блюдцеобразное.

Река Усмун субмеридионального направления перехвачена и омоложена р. Тунгурча и в настоящее время имеет обратное направление течения, которое подчеркивается направлением притоков в рельефе в среднем течении. Вершиной Усмун когда-то являлся руч. Канки. Эрозионная деятельность повлекла за собой развитие мелких ручьев (коэффициент речной сети – 700–750 м на 1 км). Профиль р. Усмун V-образный, в нижней части – корытообразный, ящикообразный с уклоном 14 м на 1 км.

Реки Чуга, Алдакай (в верхнем и среднем течении), Джилтунда, Алдакай (в верхней части), Ярогу, Амедичи (в среднем течении) имеют субмеридиональное направление. В вершинах форма долин блюдцевидная с реликтами древней поверхности. На севере площади долины рек имеют асимметричную корытообразную форму.

Субширотное направление речной сети подчеркивают «структурные» долины рек Тунгурча и Амедичи в пределах Кундинской и Верхне-Амедичинской локальных депрессий, приуроченных к зоне Южно-Якутских надвиговых дислокаций.

Крупные водотоки располагаются в широких (до 2–3 км) асимметричных долинах (верхнее течение рек Тунгурча, Амедичи) с малым уклоном тальвегов. Здесь на палеоген–неогеновой коре выветривания, ледниковых и водно-ледниковых отложениях тазовско–муруктинского времени заложены межгорные депрессии. Южные борта их выше и круче северных. Осадконакопление нарушено неотектоническими движениями каргинского–голоценового времени, выразившимися в эрозионном врезы и в формировании террас первого и второго уровней.

Наиболее древняя река – Амедичи. Река Куртах являлась, по-видимому, левым притоком Алдана, а руч. Расторгуев – вершиной Амедичи. Крупный водоток был на месте приустьевой части р. Алдакай и верхней половины частично наследуемой р. Тунгурчи. О существовании его свидетельствуют остатки высокой (60 м) террасы вдоль долины Тунгурчи, наклоненной к северо-востоку.

Долины рек Амедичи (от руч. Ягодный до Южно-Якутского надвига) и Тунгурча (участок субширотного направления) антецедентные. Они более молодые, трассируют разломы. Долины на этих участках каньонообразные с широко развитыми крутыми отвесными тектоногенными поверхностями склонов.

Следует отметить, что расположение рек Сыллах и Амедичи или Сыллах, Амедичи, Куртах и Куртакан (до субмеридионального поворота) и Тунгурча, Алдакай и Амедичи образует два южных полукольца крупной кольцевой структуры, центр которой находится севернее, за пределами площади. В пределах кольцевой структуры, судя по расположению гидросети (рек Амедичи, Куртах, Куртакан и руч. Ягодный; рек Кабактан, Налджикан и Амедичи), выделяются эллипсоидные структуры. К последней из них приурочены россыпные месторождения золота.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

О характере древнейшего развития территории ничего не известно. Историю развития рельефа можно проследить с довендского времени, когда образовалась абразионная поверхность выравнивания, фрагменты которой наблюдаются в основании выходов венда на архейских образованиях.

В вендское время происходило погружение территории до Станового хребта с образованием терригенных и морских карбонатных осадков порохтажской серии.

В раннем кембрии начинается воздымание Становика и Пристановой области, о чем свидетельствует отсутствие кембрийских отложений на доломитах порохтажской серии. В северной части листа формируется Верхне-Чугинское сводовое поднятие, в пределах которого начинается размыв вендских отложений и вскрытие докембрийской поверхности.

Дальнейшее развитие территории на протяжении всего палеозоя не прослеживается. Наличие литифицированной коры выветривания в основании нижнеюрской юхтинской свиты дает основание предполагать о значительном периоде денудации в доюрское время.

Достаточно уверенно может быть прослежена история развития рельефа с ранней юры. Юрский период характеризуется интенсивным тектоническим прогибанием обширных площадей и накоплением в них лимноаллювиальных осадков и денудационным выравниванием существовавшего до этого рельефа. Распределение юрских отложений свидетельствует о том, что тектонические движения в большинстве своем являются унаследованными. Так, Южно-Якутская впадина наследует Предстановую зону прогиба, заложившуюся в докембрии и существующую на всем протяжении развития территории. В ранней юре Джугджуро-Становая область испытала сводово-глыбовое воздымание и на ее месте образовалась отчетливо выраженная горная система Станового хребта. Одновременно Алданский щит испытал медленное глыбовое погружение, приведшее к смене эпохи континентального выветривания и денудации периодом седиментации. Границей области питания и осадконакопления явилась зона Станового поднятия. В раннеюрскую эпоху в прибрежном бассейне сформировалась юхтинская свита мощностью до 300–350 м. Наблюдаемые колебания мощности объясняются неровностями в рельефе и тектоническими условиями бассейна. Осадконакопление происходило в условиях конусов выноса временных потоков и в обстановке широкой аллювиальной равнины. Торфообразование связано с заболачиванием пойменных участков речных долин и окраин конусов выноса временных потоков.

Следующий этап активизации приходится на среднеюрское время. Продолжается погружение области седиментации, начавшееся в ранней юре, о чем свидетельствует отсутствие перерыва в отложениях юхтинской и дурайской свит. Отложения дурайской свиты мощностью 600–610 м накапливаются в лагунных и прибрежно-бассейновых условиях. В верхней юре продолжается осадконакопление кабактинской свиты мощностью 400 м, отражающее трансгрессивно-

регрессивный этап развития (прибрежные бассейны и лагуны). Характерным для юрских отложений является нарушение принципа ритмичности осадконакопления. Наблюдается множество прерывистых ритмов (микроритмов), свидетельствующих о невыдержанной интенсивности тектонических движений как в области осадконакопления, так и в области сноса.

В позднеюрское–меловое время в Джугджуро-Становой складчатой зоне, входящей в состав Монголо-Охотского пояса мезозойской активизации, произошли значительные тектонические движения, вызванные сближением Сибирской и Северо-Китайской плит и началом поддвижения Амурского микроконтинента под структуры складчатого обрамления южной окраины Сибирской платформы.

Начало тектогенеза, сопровождающееся смятием в складки юрских отложений, можно связать в пределах листа со временем прекращения осадконакопления, то есть с поздней юры. Характерная черта этих процессов – четко выраженная горизонтальная составляющая в проявлении тектонических напряжений, распространяющихся с юга. В этот период образовались Южно-Якутский надвиг и Северо-Становой разлом, повлекшие за собой деформацию юрских континентальных толщ (образование складок, флексур, поддвигов, надвигов).

В результате перечисленных событий рельеф территории подвергся значительной перестройке. Региональное поднятие в целом всей территории привело к прекращению осадконакопления. На значительной части площади возникли горные возвышенности, разделенные неглубокими плоскодонными котловинами. Усмунская впадина испытала поднятие и приобрела вид плоскогорья. Явление инверсии столь выразительно, что в настоящее время прогиб выражается геологически и слабо выражен в рельефе. Следствием тектоники явился бурный процесс денудации. Осадочный чехол в северо-восточной части площади частично разрушился и на поверхности вышли архейские образования. Данных о перестройках речной сети в это время нет, но тот факт, что в пределах территории долины рек выдержаны в северном и северо-восточном направлении и секут складчатые структуры докембрийского фундамента, позволяет считать, что этапы их существования связаны с эпохой выравнивания рельефа. По мере воздымания территории усиливается antecedentное врезание долин в породы фундамента. Последующей стабилизации способствовало то, что на некоторых участках площади меридиональные отрезки долин рек изначально были приурочены к древним ложбинообразным понижениям рельефа.

История формирования современного рельефа начинается в конце мела–начале палеогена, когда на смену эпохе горообразования приходит период тектонической стабилизации. В эоцене в центральной и северной частях листа существовали, по-видимому, широкие долины рек, в которых накапливались аллювиальные осадки унгринской свиты.

Тектоническая стабилизация в верхнем эоцене–олигоцене, теплый и влажный климат привели к образованию каолиновой коры выветривания, выделенной в якутскую толщу.

На крайнем юго-востоке площади происходило переотложение кор выветривания, на что указывают находки глинистых отложений, датированных палеоген–неогеном (бассейн реки Чейлевый приток р. Алдан). К палеоген–неогеновому возрасту относится заложение Верхне-Алданской и Кундинской впадин, на что указывают отложения кор выветривания неопределенного состава в днищах долин.

В миоцене–плиоцене тектоническая активизация была неравномерной. На одних участках она вызывала воздымание территории и активизацию эрозионно-денудационных процессов, обусловивших расчленение палеогеновой поверхности, а на других в результате опускания территории происходило заболачивание широких речных долин и накопление лимноаллювиальных, лимноплювиальных осадков мандыгайской свиты. В это же время существовали законсервированные участки палеогеновых долин, где продолжалось осадконакопление нерасчлененного аллювия.

Относительно спокойный тектонический режим неогена, почти полностью компенсировавшийся денудацией на рубеже плиоцена и эоплейстоцена, сменился тектонической активизацией. На территории листа отложения эоплейстоцена не установлены. Движения этого периода в пределах территории имели, вероятно, положительный знак, что обусловило общее региональное воздымание территории и формирование на его фоне большого количества морфоструктур разного порядка. Происходит подновление и возникновение многочисленных дизъюнктивных нарушений. Наиболее интенсивные тектонические движения, проявившиеся в районе Станового хребта, привели к его воздыманию и возобновлению подвижек по Южно-Якутскому надвигу. Влияние тектогенеза этого времени на территории листа выразилось в перестройке гидросети. Так, река Тунгурча обезглавила ряд долин, впадавших в верховье р. Амедичи.

Глобальное похолодание, активизация процессов регионального воздымания, составлявшего предположительно 300–500 м и увеличение влияния Арктического полярного бассейна привело к образованию ледников. Базируясь на результатах изучения гляциальной деятельности и пере-

интерпретации материалов В. В. Юшманова [85, 86], В. А. Одуд-Сичевого [69], взглядов И. Ю. Долгушина и других, можно предположить не менее двух эпох оледенения, проявившихся в районе. Первое из них – тазовское (100–110 тыс. лет) полупокровное (?), второе – муруктинское (40–70 тыс. лет), скорее всего, сетчатое (существовали различные типы маломощных и малоподвижных ледников – переметные, вершинные, долинные).

На юге территории выделяются следы трех разрозненных центров оледенения: район Станового хребта на юго-западе, верховья руч. Ильин и верховья руч. Кабакты, Кундинской и Верхне-Амедицинской впадин. Последний центр наиболее интересен и представляет собой контур переметного ледника. Здесь в вершине руч. Кабакты наблюдаются ледниковые и приледниковые формы рельефа, а также комплекс гляциальных и гляциофлювиальных отложений. Область питания ледников находилась южнее границы площади.

В казанцевское межледниковье образуется третья надпойменная терраса, фрагменты которой наблюдаются в среднем течении рек Тунгурча и Амедици.

В промежутке муруктино–сартанского времени произошло образование первой и второй надпойменных террас.

Климат Южной Якутии в голоцене А. А. Андреева [54] характеризует частой сменой потеплений и похолоданий, среди которых выделяется эпоха малого ледникового периода, начавшаяся 1 000 лет назад. Другие исследователи считают, что максимальное похолодание произошло 1 200–1 000 и 1 510–1 850 лет назад. В это время происходит заболачивание территории.

Площадь листа является сейсмически активной и находится в Олёкмо-Становой сейсмической зоне (ОСЗ), входящей в состав Байкало-Станового сейсмического пояса (25, 26, 32, 33, 37, 44, 45), число землетрясений в ОСЗ с энергетическим классом ($K \geq 8$) не превышает 500 [44]. Эпицентры землетрясений ОСЗ располагаются в виде полосы шириной до 200 км, протягивающейся к Охотскому морю. На описываемой площади находится крупный Южно-Якутский максимум сейсмичности, охватывающий верховья рр. Тунгурча и Амедици. 17 мая 1989 года произошло землетрясение с эпицентром в районе среднего течения р. Тунгурча. Магнитуда землетрясения составила 6,6, амплитуда – 8 баллов. После этого землетрясения было отмечено свыше 5 000 антершоков, $M=4-6$. Глубина толчка – 27 км (для Южной Якутии характерны 10–15 км), глубина антершоков – 1–48 км, но наиболее многочисленны антершоки с глубиной 20–30 км. За первые сутки после землетрясения зарегистрировано 262 повторных толчка, за вторые – 107, третьи – 55. Максимальное скопление эпицентров приходится на водораздел рр. Усмун и Агыкта. Тип смещения в очагах землетрясения определен как взбросово-сдвиговый с углом падения 67° на юго-восток (сдвиг правосторонний).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах листа выделяются месторождения каменного угля, россыпного золота, проявления и пункты минерализации железа, титана, никеля, меди, свинца, молибдена, золота, серебра, урана. Из известных месторождений и проявлений полезных ископаемых на современной стадии изученности района могут представлять практический интерес месторождения каменного угля и россыпного золота. Возможно, после специализированного доизучения района интерес будет представлять рудное золото.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГОЛЬ КАМЕННЫЙ

Угленосность района связана с мезозойскими отложениями Усмунской впадины, которые, собственно, и образуют Усмунский геолого-промышленный район Южно-Якутского каменно-угольного бассейна. На площади листа в состав этого района входят (с запада на восток) *Немактинское* (I-1-1), *Усмунское* (I-1-2), *Нижнетунгурчинское* (II-1-1), *Еловое* (II-2-1), *Усть-Усмунское* (II-2-2), *Верхнетунгурчинское* (II-3-1), *Усть-Алдакайское* (III-4-1), *Южное* (III-3-2) и *Алданское* (II-4-1) месторождения каменного угля [10, 88].

В геологическом строении месторождений принимают участие мезозойские угленосные отложения юхтинской, дурайской и кабактинской свит общей мощностью 1 400 м. Отложения юхтинской свиты слабо угленосны. Промышленная угленосность связана с дурайской и кабактинской свитами. Северная граница ее определяется выходами на дневную поверхность подошвы дурайской свиты, южная контролируется Южно-Якутским надвигом. Нижняя часть разреза дурайской свиты мощностью около 300 м представлена переслаиванием песчаников средне- и мелкозернистых с редкими маломощными прослоями алевролитов. Верхняя часть свиты мощностью 270–300 м более тонкозернистая, представлена частым переслаиванием мелкозернистых песчаников, алевролитов, углей, редко – среднезернистых песчаников. В разрезе кабактинской свиты преобладают среднезернистые песчаники, особенно в нижней ее части мощностью 150–200 м. Выше разрез более контрастный и представлен переслаиванием разнозернистых песчаников (с преобладанием среднезернистых), гравелитов, алевролитов и углей.

В разрезе дурайской и кабактинской свит, установлено 106 углепроявлений, в том числе в составе кабактинской – 62, дурайской – 44 [65]. Большинство пластов относится к группам весьма тонких (до 0,7 м) и тонких (0,7–1,2 м). Часть пластов кабактинской свиты относится к группам средней мощности (1,2–3,5 м), мощным (3,5–15,0 м) и весьма мощным (более 15,0 м, до 24,4 м). Подавляющее число пластов характеризуется сложным строением (число породных прослоев – до 24, но преобладает 1–6 прослоев на пласт). Пласты Д₁₁, Д₁₃, Д₁₉, К₃, К₄, К₆, К₇ и К₁₂ – относительно выдержанные по площади, остальные – невыдержанные [65, 66].

Для Усмунского района установлено общее уменьшение угленасыщенности разреза в восточном направлении. Мощности углепроявлений испытывают значительные колебания, часты расщепления, выклинивания и замещение пластов. Межпластия кабактинской свиты относительно выдержаны, дурайской свиты – невыдержанны. Мощность пласта Д₁₁ на Немактинском и Усмунском месторождениях колеблется от 0,43 до 2,18 м. Для него характерно простое строение с редкими породными прослоями мощностью до 0,5 м и наличие мелких линзочек сапропелевого угля. Почва пласта – алевролиты, кровля – песчаники мелкозернистые, реже – алевролиты. Спутник его Д₁₁^н нерабочей мощности и незначительной площади распространения. Пласт Д₁₃ относительно выдержанный, мощностью от 0,2 до 3,2 м, в среднем – 0,89 м, с умень-

шением мощности в восточном направлении. Строение пласта простое или сложное. Кровля пласта – песчаники мелкозернистые, почва – алевролиты или мелкозернистые песчаники. Пласт Д₁₉ относительно выдержанный, мощностью от 0,28 до 3,1 м, в среднем – 1,16 м. Строение в основном простое, реже – сложное. Характерным является наличие прослоев и линз сапропелевого угля мощностью до 0,3 м с исчезновением их в восточном направлении. Подошва и кровля пласта – песчаники мелкозернистые и алевролиты. Восточнее Усмунского месторождения пласт Д₁₉ имеет нерабочую мощность 0,19–0,26 м и простое строение. Пласт К₃^н на Немактинском месторождении невыдержанный и относительно выдержанный, мощностью от 0,3 до 3,8 м, преимущественно сложного строения, включает до 5 породных прослоев мощностью до 0,9 м. Пласт К₃^б характеризуется как относительно выдержанный с мощностью от 0,23 до 6,75 м, простого и сложного строения. В целом пласт характеризуется резко изменчивой мощностью (от нерабочих значений до мощных) с уменьшением ее в восточном направлении. Почва пласта – мелкозернистые песчаники, кровля – песчаники мелко- или среднезернистые, или алевролиты. Пласт К₄ имеет нерабочую мощность. Характерными его особенностями является уменьшение мощности в восточном направлении, расщепление на несколько самостоятельных пачек, разделенных линзовидными породными прослоями до нескольких метров мощностью, и наличие размылов. В кровле пласта залегают песчаники среднезернистые, в почве – мелкозернистые. Пласт К₆ имеет мощность от 0,29 до 0,87 м, простое строение, невыдержанный. Почва и кровля пласта – песчаники от мелко- до среднезернистых, иногда крупнозернистых (только в кровле).

На восточном фланге Усмунского района в контурах *Алданского месторождения* промышленная угленосность юрских отложений весьма незначительна.

По скважинам в разрезе юрских отложений отмечается два максимума угленасыщенности. Первый – в верхней части дурайской свиты (группа сближенных пластов Д₁₁–Д₁₉). Второй – в средней части вскрытого разреза кабактинской свиты (пласты К₃–К₄).

Угли каменные, черного или темно-серого цвета, подразделяются на блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые. Во всех разновидностях углей присутствует большое количество тонких линз углистых пород. Структура углей штриховатая, полосчатая, реже – однородная; текстура линзовидная или слоистая; отдельность глазковая; излом раковистый, угловатый или занозистый. Угли в подавляющем большинстве гумолитовые и лишь около 1 % – сапропелевые. Органическая часть углей на 74–99 % сложена микрокомпонентами группы витринита. Содержание микрокомпонентов группы фюзинита составляет не более 6 %; группы липтинита и альгинита не выделяются. Минеральные включения представлены глинистым материалом (преимущественно каолинитом), карбонатом (прожилки кальцита), в незначительном количестве – обломочным кварцем, слюдой, пиритом. Глинистый материал очень тесно связан с органической массой, образуя тонко рассеянную вкрапленность в витрините. Наибольшие содержания минеральных примесей в матовых углях. Угли малосернистые и малофосфористые. В неокисленных углях содержание углерода – 82,9–90,4 %, кислорода – 4,0–9,5 %, водорода – 5,3–6,3 %, азота – 0,56–1,6 %, серы (общей) – 0,16–0,85 %, фосфора – 0,004–0,009 %.

Влажность углей колеблется в широких пределах: $W^a=0,2-8,5\%$, $W_t^t=2,9-16,6\%$. Зольность также колеблется в широких пределах – от 5 до 50 %, в среднем – 20–25 %. Угли всех основных пластов относятся к высокозольным и труднообогащаемым. В то же время, угли дурайской свиты в половине пластов являются мало- и среднезольными. В составе кабактинской свиты преобладают пласты с высокозольными углями. Зола тугоплавкая – 1 380 °С. Химический состав золы: SiO₂ – 68,3 %, Fe₂O₃ – 2,7 %, Al₂O₃ – 21,3 %, CaO – 5,1 %, MgO – 0,7 %, TiO₂ – 0,7 %. На *Немактинском месторождении* выход летучих веществ $V^{daf}=34-38\%$, на *Усмунском месторождении* – 25–27 %, далее в восточном направлении – 25–34 %. Состав газов в углях Усмунского района близок к Алдано-Чульманскому. Остаточная метаносность составляет сотые-тысячные доли см³ на грамм горючей массы. Наибольшую метаносность имеют пласты, залегающие глубже 300–400 м. Угли обладают высокой теплотворной способностью. Высшая теплота сгорания рабочего топлива по бомбе Q_s^{daf} составляет 8 700–9 300 ккал/кг. Вне зоны окисления угли характеризуются высокой спекаемостью. Толщина пластического слоя Y составляет 40–43 мм, величина усадки X – от 14 до 16 мм, с преобладанием отрицательных значений. Показатель отражения витринита $R_o=0,66-0,92\%$, что соответствует II–III стадиям метаморфизма (угли каменные 11–13 классов). Метаморфизм зонально усиливается в восточном направлении. В плане зоны метаморфизма в виде полос различной ширины протягиваются с северо-запада на юго-восток. Угли относятся к технологическим маркам Г, Ж, КЖ, К, ОС. Границы технологических марок совпадают с границами зон метаморфизма. На *Немактинском месторождении* преобладают угли марки Ж, на Усмунском и Нижнетунгурчинском – КЖ, восточнее – от КЖ до ОС. Окисленность углей на площади листа не изучалась. Уголь средней крепости, плотность

угля $d=1,28-1,49$ г/см³, действительная плотность $d=1,23-1,43$ г/см³.

Вмещающие породы устойчивы и характеризуются невысокой размокаемостью, низкой водообильностью. Средняя крепость пород $f=4,2-4,8$; угля – $f=0,98-1,34$.

Подсчет прогнозных ресурсов угольных месторождений на площади листа сделан по пластам Д₁₁, Д₁₃, Д₁₉, К₃^н, К₃^б, К₄, К₆, К₇^н, К₇^б, К₁₂ до глубины 600 м (горизонт +300 м), без выделения окисленных и неокисленных углей [88]. Результаты подсчета приведены на схеме закономерностей размещения и прогнозов полезных ископаемых.

Обработка пластов возможна только подземным способом, наиболее вероятное использование углей – высококачественное энергетическое сырье.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ТИТАН, ЖЕЛЕЗО

Южная часть листа находится в пределах Зверевско-Курультинской минерагенической зоны. Здесь известны 4 проявления и один пункт минерализации комплексных титаномагнетитовых руд магматогенного типа ильменит-титаномагнетитовой формации и 6 шлиховых потоков ильменита.

Рудопроявления ильменит-титаномагнетитовой формации вмещаются базит-ультрабазитовыми породами второй фазы куртахского габбро-анортозитового комплекса.

Наиболее характерным представителем этого типа рудной минерализации является *рудопроявление* (IV-2-28), расположенное на водоразделе руч. Кабактан и руч. Новоселовский в массиве габбро-диоритового состава. Здесь в составе массива основных пород выделяются два субпластовых тела апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд. Рудные тела имеют северо-западное простирание, падают на юго-запад под углом 75–80°. Длина рудных тел – 1 600–1 700 м, средняя видимая мощность – 86,6–99,5 м. Руды мелкозернистые массивные, вкрапленные, линзовидно-вкрапленные и линзовидно-полосчатые. Содержание рудных минералов колеблется от 1–2 до 45–55 %. Они представлены магнетитом (1–45 %), титаномагнетитом (0–25 %), ильменитом (0–10 %), гематитом (0–8 %, до 35 %) и сульфидами – пиритом, пирротинном, халькопиритом, пентландитом, арсенопиритом, галенитом. В единичных зернах встречаются минералы платиновой группы. Размеры зерен магнетита и ильменита колеблется от 0,3 до 0,7 мм. Магнетит образует как общие сростки с ильменитом и гематитом, так и отдельные зерна. Гематит образует изометричные и груботаблитчатые зерна, иногда зонального строения, и пластинчатые (полисинтетические) двойники. Ильменит чаще образует отдельные груботаблитчатые зерна. Количественное соотношение магнетита и ильменита неустойчивы и колеблются в широких пределах. Содержание железа колеблется от 7,36 до 34,2 %, титана – от 0,4 до 5,78 %, кобальта – 0,05–0,23 %.

Рудопроявления однотипны как по составу вмещающих пород, так и по минеральному составу руд [84].

Титановая минерализация на территории листа проявлена также в кайнозойских аллювиальных россыпях. *Шлиховые потоки* (IV-2-3, 6; IV-3-2, 3, 5; IV-4-1) ильменита известны по рр. Амедици, Куртах, Тунгурча и их притокам. Протяженность их до 5 км, содержания ильменита в потоках – от 2,5 до 32 кг/м³.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

СВИНЕЦ, МЕДЬ

Известен один пункт минерализации свинца, один первичный геохимический ореол меди и свинца и 6 вторичных геохимических потоков меди. Повышенная концентрация элементов связана с гидротермальным типом оруденения полиметаллической формации. Все они приурочены к тектоническим зонам, вмещаются метаморфическими породами чугинской толщи и олёкминского комплекса и не имеют практического значения.

Пункт минерализации свинца (III-2-8) связан с прожилковым окварцеванием двупироксеновых кристаллических сланцев, содержащих до 0,1 % свинца.

Первичный геохимический ореол свинца и меди (III-1-14) связан с сульфидно-кварцевой жилой, содержащей вкрапленность пирита, халькопирита, галенита. Содержания меди и свинца в

жиле достигают 0,2 %.

НИКЕЛЬ, ХРОМ, СВИНЕЦ

На площади листа выявлены один *пункт минерализации* (III-2-12) и два *первичных геохимических ореола* (III-1-7; IV-1-4) никеля. Уровень изученности их недостаточен для типизации. Никеленосными являются серпентиниты, перидотиты и пироксениты куртахского комплекса. Они содержат >0,1 % никеля и >0,1 % хрома.

МОЛИБДЕН

Из всей группы цветных металлов молибден пользуется наиболее широким распространением, формируя совместно с золотом, ураном, серебром и другими элементами наиболее значимые комплексные рудопоявления. Проявления молибдена относятся к гидротермальному и гидротермально-метасоматическому типу золото-молибденовой и золото-уран-молибденовой формаций.

На площади выделено 2 комплексных рудопоявления, 3 пункта минерализации, 2 первичных геохимических ореола и 2 вторичных геохимических ореола молибдена.

Молибденовая минерализация гидротермального типа золото-молибденовой формации представлена *проявлением* (III-2-9), расположенным в приустьевой части руч. Сланцевый. Она приурочена к кварцевой жиле протяженностью 90 м и видимой мощностью более 2 м, которая вмещается метадиоритами куртахского комплекса. Содержание молибдена в жиле – более 0,1 %, золота – 0,01 г/т, свинца – 0,01 %.

Наиболее значимым представителем молибденовой минерализации гидротермально-метасоматического типа золото-уран-молибденовой формации является *рудопоявление р. Канки* (III-2-5), расположенное на водоразделе р. Тунгурча и руч. Канки. На рудопоявлении выделяется зона кварц-полевошпатовых метасоматитов с кварцевыми жилами, вмещаемая в различной степени дробленными, катаклазированными, микроклинизированными и окварцованными породами олёкминского комплекса. Содержание молибдена в оруденелых породах составляет 0,01–0,045 %, урана – 0,01–0,14 %, золота – 0,003–0,3 г/т [84].

Содержание молибдена в пунктах минерализации и в первичных и вторичных геохимических ореолах колеблется от 0,003 до 0,03 %.

ВОЛЬФРАМ, РТУТЬ

Минерализация вольфрама (шеелита) и ртути (киновари) относится к типу кайнозойских россыпей. На площади листа на руч. Расторгуев известен один *шлеховой поток* шеелита (IV-3-8) с содержаниями – от 1 до 68 знаков [96]; на руч. Комарик, впадающем в оз. Кунды – один *шлеховой поток* киновари (III-3-5) с содержаниями – 1–3 знака [85].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Минерализация золота и серебра относится к гидротермальному, гидротермально-метасоматическому типу золото-урановой, золото-молибденовой, золото-кварцевой, золото-уран-молибденовой формаций и к кайнозойскому осадочному механическому типу, платины – к магматическому платинометалльному титаномагнетитовому типу.

ЗОЛОТО

Все проявления золотой минерализации сконцентрированы в пределах Становой минерагенетической зоны на юге листа. Золото района представлено рудным и россыпным типами.

Все проявления рудного золота относятся к гидротермальному и гидротермально-метасоматическому генетическим типам. Всего на площади выделяются 2 рудопоявления, 16 пунктов минерализации, 18 первичных и 2 вторичных геохимических ореолов.

Наиболее крупным представителем проявлений гидротермально-метасоматического типа является золоторудное *проявление Сибач* (III-1-5), сложенное метаморфогенными образованиями олёкминского комплекса, прорванными мелкими телами архейско–раннепротерозойских базит-ультрабазитовых пород. Породы в различной степени катаклазированы и гранитизированы. Наиболее ранние зоны катаклаза с наложенным полистадийным метасоматозом несут рассеян-

ную комплексную золото-молибден-серебряную минерализацию. Зоны калиевого метасоматоза развиты по катаклазитам и сопровождаются окварцеванием и слабой сульфидизацией. Они образуют широкие полосы вдоль долины руч. Сибач. Содержание золота в зонах метасоматоза колеблется от 0,006 до 7,4 г/т, молибдена – до 0,005 %, серебра – 0,002 % [84].

Гидротермальный тип золотого оруденения представлен золото-кварцевой формацией. Наиболее ярким представителем этого оруденения является *проявление* (IV-1-6) в истоках р. Сыллах. Здесь золотая минерализация приурочена к субширотной кварцево-жильной зоне, вмещающей метадиоритами куртахского комплекса. Протяженность зоны – около 400 м. В ней выделяется 5 кварцевых жил мощностью от 0,1 до 2,5 м, в раздувах – до 13 м, и протяженностью до 80 м. Жильный кварц содержит рассеянную вкрапленность и прожилково-гнездовые выделения пирита, халькопирита и галенита. Содержания золота в бороздовых пробах – от 0,005 до 0,8 г/т, серебра – 0,001–0,01 %, меди и свинца – 0,001–1 % и более. В одной штуфной пробе кварца из делювия содержания золота достигли 11,2 г/т. В делювиальных отложениях над жильной зоной содержится золото в количествах от 1 до 13 знаков на шлиховую пробу [74].

Краткая характеристика остальных проявлений и геохимических аномалий золота приведена в приложении 2.

Осадочный механический тип золотой минерализации представлен 4 россыпными месторождениями и 13 шлиховыми потоками и 7 непромышленными россыпями. Все они сосредоточены на крайнем юге территории и входят в состав Кабактанского золотоносного района, россыпи которого обрабатываются с 1930-х годов.

Все россыпи района относятся к верхнечетвертичным аллювиальным долинного типа. Они характеризуются не выдержанными параметрами – мощностью торфов и песков, шириной золотоносных струй и содержаниями в них золота. Средние мощности торфов на месторождениях составляют от 3,52 до 5,3 м при колебаниях от 2,8 до 8,4 м, песков – от 0,58 до 1,43 м при колебаниях от 0,4 до 3,2 м. Средние содержания золота на месторождениях составляют от 0,79 до 1,16 г/м³, на отдельных участках достигая 13,14–15,13 г/м³. Коэффициенты вскрыши находятся в пределах 4,33–6,75. По разведанным запасам россыпные месторождения золота относятся к мелким и средним. Разведанные запасы месторождений составляют от 5 до 2 034 кг золота. Золотоносные пласты лежат на плотиках, при этом золото проникает в разрушенные коренные породы на глубину 0,4–2,0 м. Золото в россыпях уплощенное, прямоугольное, цилиндрическое, дендритовидной, брусковидной, досковидной, столбчатой, колосовидной формы, средне- и слабо окатанное. Пробность его в районе в среднем составляет 886.

Группу россыпных месторождений золота характеризует *россыпь р. Амедичи* (IV-2-8). Рыхлые отложения на месторождении имеют мощность 4–12 м. Они характеризуются изменчивостью гранулометрического состава, слабой окатанностью обломочного материала, высоким содержанием илесто-глинистого материала. В контурах россыпи валунистость золотоносных песков не превышает 10–12 %. Россыпь р. Амедичи аллювиальная долинная верхнечетвертичного возраста, представляет собой сплошную лентообразную залежь с невыдержанными параметрами – шириной контура, мощностью пласта, средним содержанием золота. На отдельных участках наблюдается расширение контура с разубоживанием песков и появлением некондиционных участков шириной от 20 до 100 м и длиной до 900–1 000 м. Золотоносный пласт приурочен к нижней части аллювиальных отложений и к верхней части древесно-щебеночно-глыбового элювия коренных пород. В промышленных концентрациях золото проникает на 0,4–2 м в разрушенные породы. В днище долины россыпь совпадает с низкой и высокой поймой и с первой надпойменной террасой. Длина промышленного контура – 4 227 м, ширина колеблется от 42 до 362 м (средняя – 145 м). Мощность торфов колеблется от 2,8 до 3,6 м (среднее – 3,52 м), содержание золота иногда достигает 15,13 г/м³ при средних значениях – 1,11 г/м³. Запасы золота месторождения по категории С₁ составляют 1 021 кг, коэффициент вскрыши – 4,33. Золото в россыпи уплощенное, прямоугольное, цилиндрическое, дендритовидной, брусковидной, досковидной и столбчатой формы, средне- и слабо окатанное от светло- до зеленовато-желтого цвета [64].

СЕРЕБРО

Серебряная минерализация относится к гидротермальному типу золото-кварцевой формации. В пределах листа известен один *пункт минерализации* на правом берегу р. Канки (III-2-6). Вмещают оруденение катаклазированные слабо окварцованные породы олёкминского комплекса [84].

ПЛАТИНА

Платиновая минерализация в районе не изучалась. Единственное упоминание о находках платиноидов сделано при описании проявления железа и титана (IV-2-28) [84], приуроченного к телу габброидов. Здесь в титаномагнетитовых рудах среди аксессуарных сульфидов (пирит, пирротин, халькопирит, пентландит, арсенопирит, галенит) отмечаются единичные зерна минералов группы платины.

В среднем течении руч. Кабакты (левый приток р. Амедици) в шлиховой пробе также отмечается единичный знак платинового минерала [96].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

На территории листа выделено одно рудопроявление урана. *Проявление Строгач* (III-1-4) относится к золото-урановой (урановой) формации гидротермально-метасоматического генезиса, наиболее близкой к типу урановорудных эйситов и эйситизированных пород. Рассеянная золото-молибден-урановая минерализация приурочена к зонам трещиноватости, брекчирования, катаклаза с наложенным полистадийным метасоматозом в породах олёмкинского комплекса и чугинской толщи. Тектоно-метасоматическая зона северо-восточного простирания ($20-40^\circ$) шириной 200–500 м прослежена на протяжении 2 300 м и вскрыта скважинами до глубины 300 м. Зона падает на северо-запад под углами $25-35^\circ$. Отдельные тела внутри зоны имеют протяженность до сотен метров при мощности до первых десятков метров. Метасоматические преобразования пород выражаются в дорудных кварц-серицит-хлоритовых изменениях, на которые накладывается пирит-карбонатная минерализация и штокверковый кварцевый метасоматоз. Устанавливается тесная связь титанатов урана с тонкими разноориентированными кварцевыми прожилками в центральных частях метасоматических зон. Содержание урана характеризуется как «убогое», в связи с чем рудопроявлению Строгач дана отрицательная оценка [84].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КОРУНД

На территории листа выделен один *шлиховой поток* корунда (IV-1-1) со знаковым содержанием, протяженностью до 3 км.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На территории листа выделяется три минерагенические области [10], которым соответствуют определенные минерагенические зоны. В северной части листа, в пределах литоплинтовой и эпилитоплинтовой области находится **Субгано-Килиерская кварцево-хрусталоносно-редкоземельная минерагеническая зона (1)** архей–протерозойского возраста. На площади листа она подтверждается контрастными вторичными ореолами рассеяния молибдена (0,003–0,015 %) и урана (0,05 %) в ассоциации с кадмием, литием, не имеющими практического значения (Подъячев, 1985).

В южной части листа диалитоплинтовой и эпидиалитоплинтовой области соответствует **Пристановая полиметалльная минерагеническая зона**. В ее состав входит Зверевско-Курультинская и Становая зоны.

Архейская **Зверевско-Курультинская хром-никель-железо-титаноносная минерагеническая зона (2)** вмещается породами куртахского комплекса. В ней содержатся пункты, точки минерализации, а также первичные геохимические ореолы хрома, никеля, железа, титана, связанные с мелкими телами ранне-позднеархейского возраста, относящимися к метагаббровой, перидотит-пироксенит-габбровой, мангерит-анортозитовой формациям. В пределах листа повышенные содержания перечисленных элементов не представляют практического интереса.

Становая полихронная молибден-уран-золотоносная минерагеническая зона (3) проявлена в южной части листа и объединяет раннедокембрийское оруденение и мезозойскую минерализацию, наложенные на породы куртахского, олёмкинского комплексов и чугинской толщи, а также частично на осадочные породы мезозойской угленосной толщи. Становая зона характеризуется широким развитием тектоники древнего заложения, преимущественно надвигового характера, которая постоянно подновлялась во все минерагенические эпохи, со слабо проявленным мезозойским магматизмом. Наиболее древняя, раннеархейская минерализация, по-видимому, связана с породами среднего, основного и ультраосновного состава, о чем свидетельствуют повышенные концентрации золота в неизменных разностях этих же пород, превышающие кларковые содержания на два порядка. Раннеархейско–позднепротерозойская минерализация приурочена к тектоническим зонам и связана с образованием олонгринского комплекса и гнейсовидных гранитов, гранито-гнейсов и связанных с ними гидротермально-метасоматических изменений. Она представлена золото-молибденовой, золото-уран-молибденовой и редкоземельной формациями. Сюда входят недостаточно изученные проявления метасоматически-гидротермальных кварцевых, кварц-полевошпатовых жил в диафоритах (тектонитах) и диафорированных (тектонически измененных) породах куртахского и олёмкинского комплексов. Мезозойская минерализация выразилась в проявлении золото-молибденовой, полиметаллической формации.

В Становой зоне выделяются два золоторуднороссыпных района: Верхне-Алданский и Кабактинский.

Для **Верхне-Алданского района (3.2)** характерна молибден-золоторудная минерализация, наиболее интенсивно проявленная в пределах ореола (III-4-3), где прогнозируется выявление коренной золотоносности – «Междуреченская» площадь.

Кабактинский молибден-уран-золотоносный район (3.1) состоит из двух рудных узлов: Верхнетунгурчинского и Кабактинского. *Верхнетунгурчинский рудный узел (3.1.1)* характеризуется молибден-уран-золотоносным оруденением, а *Кабактинский (3.1.2)* – платино-золотоносной минерализацией. В Кабактинском рудном узле предполагается выявление промышленной коренной золотоносности в контуре ореола «Шумилинское» (IV-2-5).

Площадь листа недостаточно изучена на россыпную золотоносность. В наиболее изученных районах россыпи приурочены к краевым частям кольцевых морфоструктур. В контуре Кабактинского золоторудного района прогнозируется обнаружение малых россыпей в долинах

руч. Сибач, Канки, Сланцевый, Иличи. Возможна переработка техногенных отложений по руч. Налджикам, Кабактан и р. Амедици.

Кроме этого, на юге листа выделяется *Дюпанский золотоносный узел* (3.0.1), находящийся за пределами рудных районов и характеризующийся золото-кварцевой минерализацией, вмещающей породами куртахского комплекса. В пределах Верхнетунгурчинского рудного узла прогнозируются две площади, перспективные на коренное золото, уран, молибден в контуре ореолов (Ш-1-2) – «Сибач-Строгач» и (Ш-2-11) – «Канки».

Южно-Якутский каменноугольный бассейн (4) занимает северную часть площади листа. Все угольные месторождения приурочены к отложениям дурайской, кабактинской свит, представленным алеврито-песчаниковой и песчаниковой формациями. В его пределах выделяется **Усмунский продуктивный угленосный район** (4.1).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Характеристика гидрогеологических особенностей территории листа дана на основе гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 200 000 [81] и поисковых и геологосъемочных работ [65, 66, 84, 85].

По мерзлотно-гидрогеологическому районированию территории Восточной Сибири описываемая площадь расположена в пределах Тунгурчинского адартезианского бассейна третьего порядка. Тунгурчинский адартезианский бассейн входит в состав Чульманского адартезианского бассейна второго порядка.

Рельеф района низкогорный слабо расчлененный (Чугинское плоскогорье и междуречье Амедици–Тунгурча), среднегорный расчлененный (бассейн р. Куртах) и сильно расчлененный гольцовый (Становой хребет). Наиболее крупные реки района – Амедици, Тунгурча, Усмун. Климат района резко континентальный.

В районе развиты юрские терригенные отложения, карбонатные отложения венда–нижнего кембрия и сложнодислоцированные архейские кристаллические образования. Многолетнемерзлые породы в районе имеют островное распространение, поэтому **подземные воды** подразделяются на надмерзлотные и подмерзлотные. На отдельных участках долин водотоков отмечаются выходы постоянно действующих источников, которые в зимний период формируют наледи. Иногда отмечается наличие незамерзающих полыней.

Подземные воды четвертичных отложений приурочены к элювиально-делювиальным, аллювиальным и водно-ледниковым отложениям.

Подземные воды элювиально-делювиальных отложений развиты повсеместно. Водоносный горизонт мощностью 2–5 м представлен обломочным материалом с примесью суглинка. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриевые или кальциевые с минерализацией – от 10 до 70 мг/л. Температура подземных вод – 0,5–2,0 °С. Воды образуют многочисленные сезонно действующие источники с дебитом – 0,5–5,0 л/с. Питание подземных вод происходит за счет оттайки многолетнемерзлых пород и выпадающих атмосферных осадков. Практического значения в качестве источника водоснабжения эти воды не имеют.

Подземные воды аллювиальных и флювиогляциальных отложений пользуются широким распространением, но, в связи с промороженностью этих отложений на большей части территории, они развиты лишь на отдельных участках долин в пределах таликовых участков. По условиям формирования и циркуляции воды подразделяются на надмерзлотные воды сезонно-талого слоя аллювиальных отложений, флювиогляциальные воды и аллювиальные воды русловых отложений.

Надмерзлотные воды сезонно-талого слоя практического интереса не представляют. Флювиогляциальные подземные воды, приуроченные к ледниковым отложениям, образуют источники с дебитом – от 1 до 15–20 л/с и температурой воды – 2–6 °С. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией – до 50 мг/л. Представляют интерес для водоснабжения.

Аллювиальные воды русловых отложений распространены под руслами крупных рек (рр. Амедици, Тунгурча и др.). По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые с минерализацией – до 100 мг/л. Они могут иметь значительные естественные ресурсы и перспективны для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Водоносный комплекс юрских отложений распространен на северной половине листа и представлен песчаниками, алевролитами, аргиллитами. По характеру циркуляции воды трещинные, преимущественно напорные, подмерзлотные. Величина напора колеблется от 30 до 120 м. В долине руч. Мошкарик (левого притока р. Тунгурча) находится самоизливающаяся скважина № 77 [65]. Уровни подземных вод занимают интервалы глубин 0–50 м. Мощность водоносного комплекса колеблется от 78 до 225 м. Дебит источников достигает 3–5 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, иногда натриевые с минера-

лизацией – до 300 мг/л. Питание подземных вод происходит по таликам и тектоническим разломам за счет атмосферных осадков и вод поверхностных водотоков, а также за счет разгрузки вод более глубоких горизонтов. По химическому составу воды удовлетворяют требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая».

Водоносный комплекс венд–кембрийских отложений имеет незначительное распространение в северо-восточной части листа, в долинах рек Алдакай, Чуга, Ярогу, Джилтунда и Амедици. Отложения представлены доломитами и имеют мощность до 20 м. Воды трещинно-карстовые, залегающие под породами юры. Питание подземных вод данного комплекса происходит за счет просачивания по трещинам и карстовым полостям атмосферных осадков, поверхностных вод и вод четвертичных отложений. По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые, гидрокарбонатные магниево-кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевые. Содержание кремниевой кислоты достигает 12 мг/л, минерализация – от 90–260 до 930 мг/л. Температура воды – 2 °С.

Водоносный комплекс кристаллических пород расположен в основном в южной части района. Водовмещающими являются метаморфогенные и интрузивные образования архея и нижнего протерозоя. Учитывая особенности формирования, движения и разгрузки подземных вод рассматриваемого водоносного комплекса выделяются две зоны.

Первая зона – трещинные воды кор выветривания пород докембрия. Верхняя часть гидрогеологического разреза на значительной площади заморожена и характеризуется неравномерной водообильностью горных пород. Мощность зоны экзогенной трещиноватости не превышает 100–120 м. Воды гидрокарбонатные кальциево-натриевые или натриево-кальциевые с минерализацией – 10–100 мг/л и температурой – 0–6 °С [81]. Трещинные воды данного водоносного комплекса по характеру циркуляции, в основном, безнапорные. С трещинными водами связаны многочисленные выходы источников с дебитом 1–5 л/с [85].

Вторая зона представлена трещинно-жильными водами, приуроченными к зонам тектонических нарушений. На описываемой территории в бассейне р. Тунгурча наблюдаются постоянно действующие источники с дебитом – до 20–30 л/с. В зимний период они формируют наледи мелких и средних размеров. По химическому составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые с минерализацией – до 150 мг/л. Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в зонах сквозных таликов, приуроченных к долинам рек, и за счет зон тектонических нарушений. По характеру циркуляции воды напорные и высоконапорные. Температура – от 1 до 4–5 °С. Воды архейского водоносного комплекса по химическому составу удовлетворяют требованиям ГОСТ 2874-82 «Вода питьевая», но неравномерная водообильность и присутствие многолетнемерзлых пород затрудняет их использование для хозяйственно-питьевых нужд.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Экологическая обстановка на территории листа О-51-XXVII определяется, прежде всего, степенью и характером существующего антропогенного (техногенного) воздействия на естественные природные ландшафты. Следует отметить, что специальные геолого-экологические исследования на площади не проводились и, в связи с этим, эколого-геологическое районирование территории на ландшафтной основе не может быть проведено.

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

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ТЕРРИТОРИИ И ПРИРОДНЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Согласно имеющимся результатам ранее проведенных геолого-экологических исследований на соседних площадях [1], вся территория листа 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, а в меньшей степени – горные ландшафты.

Территория листа захватывает на юге отроги Станового хребта и относится к северной периферии Олёкмо-Становой сейсмической зоны, которая является составной частью (восточный фланг) Байкало-Станового сейсмического пояса. В 1989 году в г. Нерюнгри были зафиксированы толчки с амплитудой 4,2 балла по шкале Рихтера (Усть-Нюкжинское землетрясение с амплитудой в эпицентре 8,0 баллов по шкале Рихтера). Согласно действующему сейсмическому районированию территории, большая часть площади работ расположена в пределах зоны с амплитудой не более 7 баллов по шкале Рихтера [22].

ОСНОВНЫЕ ТЕХНОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

На площади работ можно выделить следующие антропогенные (техногенные) ландшафты:

- горнодобывающей промышленности (золотодобывающие полигоны, 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, а в долинах рек – золотодобывающие полигоны.

Степень деградации природных ландшафтов в границах техногенных неодинакова. Практи-

чески полностью изменены природные ландшафты в пределах старательских полигонов. Частично изменены ландшафты в пределах временных поселков и участков геологоразведочных работ и в наименьшей степени изменены в пределах площадей лесозаготовок при использовании метода частичной вырубki с последующей очисткой лесосемян.

Каждому типу техногенного ландшафта соответствует свой тип рыхлых поверхностных отложений (в пределах старательских полигонов формируются специфические отложения – эфеля, галечники и т. д.). Природные поверхностные отложения сохраняются в пределах гарей и участков лесозаготовок.

На территории листа О-51-XXVII проведены поисковые работы (скважины, канавы, шурфы) на месторождениях угля (Немактинское, Усмунское, Нижнетунгурчинское, частично Еловое), участках коренного золота и молибдена («Сибач-Строгач», «Канки», «Кабактан»), россыпного золота (верховья рек Тунгурча, Сыллах, Амедичи), а также добычные работы (россыпи Кабактан, Налджикан, Амедичи). Имеются 2 нежилые геологические базы (ГПП «Ленское» в устье р. Усмун и ГПП «Алдангеология» в устье руч. Налджикан).

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:

- незначительное развитие на севере района 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 юго-западе листа на отрогах Станового хребта, а также на эрозионных склонах долин Усмун и Тунгурчи и их притоков. Они обладают высокой подвижностью, и растительность на них, как правило, отсутствует. Курумы образуются на крутых и средней крутизны склонах. В горных районах Станового хребта они могут занимать до 80 % площади склона. В их формировании широкое участие принимают криогенные процессы. Формы курумов в плане отличаются большим многообразием – это каменные поля (россыпи), каменные потоки (реки) и т. д. Курумы 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 крупных рек Тунгурчи, Усмун и на анцетедантных участках долины р. Амедичи. Она приводит к подмыву и обрушению берегов, очень часто вместе с деревьями.

Болота и мари занимают до 30 % площади листа и развиты в верховьях рек Чуга, Ярогу, Джилтунда, в бассейне р. Алдакай (особенно в ее верховьях), а также в верхнем течении рек Тунгурча и Амедичи. По-сути, болота и мари приурочены к древним (палеоген–неогеновым) поверхностям, пойме и первой надпойменной террасе. Заболоченные участки являются неблагоприятными для строительства, так как требуют специальных мероприятий (осушение) при их освоении.

В пределах распространения карбонатных пород отмечается наличие как «древнего» погребенного карста, так и современного открытого. Формы карста самые разнообразные, но чаще всего встречаются карстовые воронки в диаметре до 50 м, выполненные рыхлыми четвертич-

ными образованиями.

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, террасах и поймах рек и ручьев. В этих местах льдистость рыхлых отложений максимальна. При нарушении термического режима грунтов образуются термокарстовые воронки диаметром 2–5 м и глубиной до 1,0 м. В долинах рек Тунгурча, Алдакай встречаются небольшие термокарстовые озера диаметром до 15–20 м.

Пучению грунтов способствует неглубокое залегание ММП и связанные с ними надмерзлотные подземные воды деятельного слоя. В результате этого процесса образуются бугры пучения (сезонные и многолетние) и различные формы бугристого микрорельефа.

Очень существенную роль в формировании гидрологического режима большинства рек района, особенно в зимний период времени, играют наледи различного генезиса. Наледи развиты по рекам Усмун, Тунгурча, Амедичи, Куртах и их составляющим 2-го, 3-го порядков. В зимний период большинство мелких и средних водотоков полностью перемерзают и живой сток отсутствует. На некоторых реках (Куртах, Амедичи) отмечаются полыньи и наледи. Объемы формирующихся наледей самые различные и могут достигать 2 млн м³ [81].

Солифлюкционные процессы, формирующие соответствующие склоновые образования, довольно широко распространены в центральной и восточной части площади работ. Обычно солифлюкционные процессы протекают на пологих и средней крутизны склонах, что приводит к образованию «гофрированного» микрорельефа, когда вдоль склона формируются ряд мелких валов высотой до 1–2 м. Мощность этих образований достигает 2,0–2,5 м.

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 листа 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.

Весьма значительные нарушения природной среды отмечается на участках деятельности золотодобывающих предприятий. Добыча россыпного золота велась и ведется старательскими артелями с использованием промприборов. В процессе добычи россыпного золота практически полностью изменены днища долин руч. Кабактан, Налджикан, частично р. Амедичи, заполнены котлованами и отвалами. Доля рекультивированных земель ничтожна, но даже после рекультивации почвенный слой на отвалах формируется очень долго.

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, скважин, вырубкой леса и снятием растительного покрова на буровых площадках и местах размещения временных поселков, активизируется целый ряд природных ЭГПиЯ. Это линейная (донная) эрозии, термокарст, формирование наледей и целый ряд других процессов.

Общая степень нарушенности природной среды (по площади) в пределах листа О-51-ХVII не превышает 4–6 %.

ЗАГРЯЗНЕНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

В начале этого раздела хотелось бы подчеркнуть, что для территории 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 все аномалии относятся к природным.

В пределах площади исследований антропогенная деятельность наиболее зримо выразилась в нарушении почвенного покрова, особенно в долинах рек, исчезновением лесов на отдельных участках территории и загрязнением поверхностных вод на участках золотодобычи.

Согласно имеющимся данным, в почвах фиксировалось наличие 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 содержаний микроэлементов находится на уровне кларковых или регионального фона. На севере листа есть один естественный вторичный ореол урана и кадмия, превышающий кларковые содержания в 10 раз. На участке «Сибач-Строгач», где проявлена золото-урановая минерализация, содержание урана в 100 раз выше кларковых. Там же находится одна аномалия свинца, превышающая фоновые содержания в 10 раз.

Экологическая нарушенность на территории листа незначительна. По результатам гидрохимических анализов предшественников в поверхностных водах все микроэлементы 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 очень опасна.

В пределах второй зоны не рекомендуется использование стройматериалов в строительстве и отвод земельных участков под жилые дома, оздоровительные и детские учреждения. В пределах третьей зоны любые поселения, даже временные, недопустимы.

Естественная радиоактивность в пределах развития карбонатных пород венда–нижнего кембрия составляет 11–25 мкР/ч; терригенных отложений юры – 10–28 мкР/ч; кристаллических пород раннеархейского–протерозойского возраста – 10–30 мкР/ч. Небольшие по площади поля с потенциально опасной радиоактивностью находятся на проявлении Строгач (водораздел Тунгурчи–Сыллаха). Здесь же отмечены точечные природные радиоактивные аномалии в пегматитах интенсивностью от 125 до 400 мкР/ч (см. Геоморфологическую схему).

Выделенные радиоактивные поля и аномалии могут служить предварительным критерием оценки пригодности территории для хозяйственного освоения.

СПОСОБНОСТЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ К САМООЧИЩЕНИЮ И ОЦЕНКА ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Как отмечалась ранее, специализированных работ по оценке экологического состояния природной среды (снежный покров, почвы, растительность, поверхностные и подземные воды) на площади листа не проводилось. По аналогии с соседними площадями, где вышеназванные работы проводились, можно сказать, что практически на всей территории листа состояние окружающей природной среды может быть признано весьма благоприятным 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 исследований 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 (съёмочных, 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 геологосъёмочных 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 минерагения Кавактинского габброноритового массива Южной Якутии // Отечественная геология. № 9, 1994. С. 47–54.
22. *Козьмин Б. М., Имаев В. С., Имаева Л. П.* Байкало-Слановой сейсмический пояс // В кн.: Тектоника, геодинамика и минерагения территории Республики Саха (Якутия). – М.: Наука, 2001. С. 49–68.
23. *Коржуев С. С.* Морфоструктура и новейшие движения Якутии // В кн.: Проблемы геоморфологии и геотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. – Новосибирск, 1968. С. 225–234.
24. *Коржуев С. С.* Средняя Сибирь // В кн.: Равнины и горы Сибири. – М.: Наука, 1975.
25. *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. Сюдюков 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-съемочных работах масштаба 1 : 50 000 за 1970–1973 гг.). Т. 1, 2, 3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1973.

58. *Габышев В. Д. и др.* Отчет о результатах переинтерпретации геофизических материалов и наземной 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 геоэкологической 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 Амедичи и Тунгурча за 1989–1993 гг. (Налдиканская партия). Т. I, II. – Алдан: Алдангеология, 1993.
65. *Илларионов Р. З., Лагун Г. П. и др.* Геологическое строение и угленосность западной части Усмунского района (Окончательный отчет о детальных поисковых работах в западной части Усмунского угленосного 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 Усмунского района (междуречье Усмун–Амедичи) за 1984–1985 гг. Т. 1–3. – Чульман: ЮЯГРЭ, 1986.
67. *Князев 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 Усмунского района (Отчет по результатам работ Усмунской поисковой партии за 1970–1972 гг.). Т. 1–3. – Чульман: ЮЯКЭ, 1972.
77. *Пачерская И. А. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые Верхне-Тимптонского 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. *Подьячев 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 Амедичинской геохимической партии № 2/78 в 1978–1983 гг.). Т. 1–4. – Якутск: ГФЭ № 6, 1983.
80. *Подьячев 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-геологической 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 геологосъёмочных 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-XXVII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Уголь каменный</i>					
I-1	1	Немактинское	К	[65, 88]	Опоисковано, ГС-50
I-1	2	Усмунское	К	[65, 88]	Опоисковано, ГС-50
II-1	1	Нижнетунгурчинское	К	[65, 88]	Опоисковано, ГС-50
II-2	1	Еловое	К	[66, 88]	Частично опоисковано (уч. Перевальный и Дерпукский – 10 скв.), АФГК-50
II-2	2	Усть-Усмунское	К	[84, 87, 88]	АФГК-50, ГС-50
II-3	1	Верхнетунгурчинское	К	[66, 85, 87, 88]	Частично опоисковано (3 скв.), АФГК-50, ГС-50
II-4	1	Алданское	К	[87, 88]	АФГК-50, ГДП-200
III-4	1	Усть-Алдакайское	К	[87, 88]	АФГК-50, ГДП-200
III-3	2	Южное	К	[87, 88]	АФГК-50, ГДП-200
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
IV-1	2	Сыллах	Р	[64]	Опоисковано. Мелкая промышленная россыпь
IV-2	8	Амедичи	Р	[52, 64]	Разведано, частично отработано*. Средняя промышленная россыпь, вверх и вниз по долине переходит в непромышленную
IV-2	10	Наджикан	Р	[52, 64]	Разведано, частично отработано*. Мелкая промышленная россыпь,верху долины переходит в непромышленную
IV-2	31	Кабактан	Р	[52, 64]	Разведано, в нижнем течении реки - опоисковано; частично отработано*. Средняя промышленная россыпь

Примечание: * – данные по степени отработанности на 1994 г.

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-XXVII 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>Титан, железо</i>				
IV-1	16	Верховье левого притока р. Дюпан	[84]	ПМ. Среди рассланцованных метагаббро - глыбы титаномагнетитовых руд. Содержание Ti - 1%, Au - 0,02 г/т
IV-2	3	Исток р. Тунгурча	[84, 96]	ШП. Ильменита - 5-29 кг/м ³ ; протяженность - 1,6 км
IV-2	6	Руч. Шумилин	[84, 96]	ШП. Ильменита - 5-14 кг/м ³ ; протяженность - 2,5 км
IV-2	21	Верховье руч. Новоселовский	[84]	П. Развалы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд длиной 1200 м, шириной 90 м. Магнетита - до 35-45%, ильменита - 5-10%. РРА: Ti - 0,9-6,6%, Fe - 45,1%, Co - 0,07%, Ni - 0,12%, Cu - 0,06%
IV-2	28	Верховье руч. Новоселовский-р. Кабактан	[84]	П. Два субпластовых тела апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд в 100-150 м одно от другого длиной 1700 и 1600 м при средней видимой мощности, соответственно, 86,6 и 99,5 м. Магнетита - до 45%, ильменита - до 10%, титаномагнетита - до 25%, гематита - до 35%, сульфиды единичные зерна платиноидов. РРА: Ti - 0,4-5,8%, Fe - 7,4-34,2%, Co - 0,05-0,23%, Ni - 0,05-0,1%, Cu - 0,03-0,05%
IV-2	29	Левобережье р. Кабактан	[84]	П. Развалы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд длиной 1500 м, шириной 75 м. Содержание Fe - 20,37%, Ti - 2,45%, Au - 0,5 г/т
IV-2	30	Левобережье р. Кабактан	[84]	П. Развалы апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд длиной 600 м, шириной 51 м. Содержание Fe - 21,6%, Ti - 2,48%
IV-3	2	Руч. Кабакты	[84, 96]	ШП. Ильменита - 5-32 кг/м ³ ; протяженность - 2 км
IV-3	3	Р. Амедичи	[96]	ШП. Ильменита - 5-22 кг/м ³ ; протяженность - 1 км
IV-3	5	Р. Кургах	[96]	ШП. Ильменита - 5-16 кг/м ³ ; протяженность - 5 км
IV-4	1	Р. Амедичи	[97]	ШП. Ильменита - 2,4-15,1 кг/м ³ ; протяженность - 3 км
Цветные металлы				
<i>Никель, хром, свинец</i>				
III-1	7	Левый водораздел р. Аму-нукачи	[74, 84]	ПГХО. Развалы, коренные выходы пироксенитов и перидотитов. Содержание Ni>0,1%, Cr>0,1%
III-2	12	Левый водораздел руч. Хомустах	[84]	ПМ. Кварцевые глыбы среди окварцованных диопсидовых пород. Содержание Ni>0,1%, Cr>0,1%, Pb>0,1%
IV-1	4	Водораздел рр. Сыллах-Прав. Капрал	[84]	ПГХО. Развалы серпентинитов и пироксенитов, а также катаклазированных гидротермально проработанных пород куртахского комплекса. Содержание Ni>0,1%, Cr>0,1%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Медь</i>				
III-1	14	Правый приток р. Сыллах	[74]	ВГХП. В донных отложениях - повышенные концентрации меди
III-1	15	Руч. Ильичи	[74]	ВГХП. В донных отложениях - повышенные концентрации меди
IV-1	3	Правый приток р. Сыллах	[74]	ВГХП. В донных отложениях - повышенные концентрации меди
IV-1	9	Р. Дюпан с притоками	[74]	ВГХП. В донных отложениях - повышенные концентрации меди
IV-1	10	Р. Дюпан с притоками	[74]	ВГХП. В донных отложениях - повышенные концентрации меди
IV-1	11	Р. Дюпан с притоками	[74]	ВГХП. В донных отложениях - повышенные концентрации меди
<i>Свинец, медь</i>				
III-1	11	Водораздел рек Амунукачи-Ильичи	[74, 84]	ПГХО. Глыбы кварца с сульфидами меди, свинца, железа. Содержание Cu - до 0,2%, Pb - до 0,2%, Ag - следы
III-2	8	Правый борт долины р. Канки	[84]	ПМ. Глыбы двупироксеновых кристаллосланцев с прожилковым окварцеванием. Содержание Pb>0,1%, Bi - 0,005%
<i>Молибден</i>				
I-4	1	Истоки р. Ярогу	[79]	ВГХО по потокам рассеяния. Контакт кристаллических пород алдано-чугинского и каменковского комплексов с доломитами венда и песчаниками юры. Содержание Мо - 0,003-0,0015%
I-4	2	Левобережье р. Амедичи	[79]	ВГХО по потокам рассеяния. Контакт кристаллических пород алдано-чугинского и каменковского комплексов с доломитами венда и песчаниками юры. Содержание Мо - 0,0005-0,002%
III-2	1	Левый борт долины р. Тунгурча	[84]	ПГХО. Гидротермально-метасоматически измененные породы олёмминского комплекса. Содержание Мо - 0,003%
III-2	2	Среднее течение р. Канки, в районе устья руч. Ильичи	[84]	ПГХО. Гидротермально-метасоматически измененные породы олёмминского комплекса. Содержание Мо - 0,003%
III-2	4	Истоки руч. Туманный (участок «Канки»)	[84]	ПМ. Развалы кварцевых глыб с ксенолитами микроклиновых гранитов. Содержание Мо>0,03%, Bi - 0,002%, Nb - 0,01%
III-2	5	Р. Канки	[84]	П золото-уран-молибденовое. Кварц-полевошпатовые метасоматиты, кварцевые жилы, катаклазированные и в разной степени микроклинизированные и окварцованные породы олёмминского комплекса. Содержание Мо - 0,01-0,045%, U - 0,01-0,14%, Au - 0,003-0,3 г/т
III-2	6	Правый борт долины р. Канки (участок «Канки»)	[84]	ПМ. Окварцованные катаклазиты по биотитовым гнейсам. Содержание Мо>0,03%, Ag - 0,00015%
III-2	7	Истоки руч. Туманный	[84]	ПМ. Развалы кварцевых глыб
III-2	9	Устье руч. Сланцевый	[84]	П. Развалы кварцевых глыб на участке 90x22 м. Содержание Мо>0,1%, Au - 0,01 г/т, Pb - 0,01%
<i>Ртуть</i>				
III-3	5	Руч. Комарик	[85]	ШП. Киновари - знаковые содержания (1-3); протяженность - 0,8 км
<i>Вольфрам</i>				
IV-3	8	Р. Расторгуев	[96]	ШП. Шеелита - знаковые содержания (1-68)
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
II-4	2	Среднее течение руч. Яраусу	[79]	ВГХО по потокам рассеяния. Контакт кристаллических образований фундамента с осадочным чехлом (конгломераты, гравелиты, песчаники венда и юры). Содержание Au - 0,003 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-4	3	Бассейн р. Ат-Бастах	[79]	ВГХО по потокам рассеяния. Терригенные отложения нижней юры (гравелиты, песчаники, алевролиты). Содержание Au - 0,003-0,1 г/т
III-1	1	Р. Тунгурча	[74, 76, 84]	ШП. Знаковые содержания (1-4). Протяженность (от устья р. Амунукачи) - до 13 км
III-1	2	Сибач-Строгач	[84]	ПГХО. Метаморфогенные образования олёмминского комплекса и чугинской толщи, прорванные мелкими телами основных-ультраосновных пород, дайками диабазов, единичными телами гранитов и кварцевыми жилами. Содержание Au - 0,001-0,02 г/т
III-1	3	Руч. Сибач	[52, 74]	ШП. Устойчивые знаковые содержания (до 19) протяженностью до 10 км
III-1	5	Сибач	[74, 84]	П. Зоны катаклаза пород олёмминского комплекса и чугинской толщи с наложенным полистадийным метасоматозом, несущие рассеянную комплексную серебро-молибден-золоторудную минерализацию. Широкие полосы микроклинизированных и окварцованных катаклизатов вдоль долины руч. Сибач и его правого притока. Содержание Au - 0,006-7,4 г/т, Ag - 0,002%, Mo - 0,001-0,005%
III-1	6	Левый водораздел р. Амунукачи	[84]	ПГХО. Картировочная линия канав в породах чугинской толщи, в бороздовых пробах Au - 0,01-0,3 г/т
III-1	8	Правый водораздел р. Амунукачи	[84]	ПГХО. Картировочная линия канав в породах чугинской толщи, в бороздовых пробах Au - 0,02-0,6 г/т
III-1	9	Руч. Салакит	[74]	ШП. Знаковые содержания; протяженность - 5 км
III-1	10	Левобережье руч. Салакит	[74]	ПМ. Глыбы кварца с полевым шпатом и биотитом. Содержание Au - 0,02 г/т
III-1	12	Руч. Ильичи	[74]	ШП. Содержание Au - от знаков до 200 мг/м ³ ; протяженность - до 3 км
III-1	13	Р. Сыллах	[74]	ШП. Ниже малой промышленной россыпи. Содержание Au - от знаков до 200 мг/м ³ ; протяженность - 5 км
III-2	3	Правобережье руч. Канки (участок «Канки»)	[84]	ПМ. Свалы интенсивно микроклинизированных и окварцованных биотитовых гнейсов. Содержание Au - 0,03 г/т
III-2	10	Р. Канки (выше устья руч. Сланцевый)	[52]	ШП. Содержание Au - от знаков до 0,02 мг/м ³ ; протяженность - до 3,6 км
III-2	11	Участок «Канки»	[84]	ПГХО. Тектонизированные, в разной степени гидротермально-метасоматически измененные породы олёмминского комплекса с многочисленными кварцевыми жилами. Содержание Au - 0,003-0,3 г/т, Mo - 0,001-0,045%; Pb - 0,01%
III-2	13	Правый приток р. Тунгурча (в истоках)	[52, 96]	ШП. Содержание Au - от знаков до 200 мг/м ³ ; протяженность - до 2 км
III-3	1	Руч. Лиственничный	[85]	ШП. Содержание Au - от единичных знаков до 0,015 г/м ³
III-3	3	Правобережье руч. Лиственничный	[85]	ПГХО. Породы олёмминского комплекса, прорванные розовыми гранитами, редкими кварцевыми жилами. Содержание Au - 0,002-0,003 г/т
III-3	4	Р. Тунгурча	[64]	П. Непромышленная россыпь; протяженность - до 11 км
III-4	2	Р. Амедичи	[85]	ПГХО. Метадiorиты куртахского комплекса в зоне Южно-Якутского надвига. Содержание Au - 0,02-0,05 г/т
III-4	3	Участок «Междуреченский»	[85]	ПГХО. Плагииграниты, кварц-полевошпатиты, метадiorиты куртахского комплекса, в том числе гранитизированные, в разной степени гидротермально-метасоматически измененные. Содержание Au - 0,02-1,0 г/т
III-4	4	Хитрый	[85]	П. Россыпи гнейсовидных плагиигранитов. Содержание Au - 1,5 г/т
III-4	5	Водораздел руч. Кучугуй-Юрях-руч. Ягодный	[85]	ПГХО. Рассланцованные, метасоматически измененные метадiorиты куртахского комплекса. Содержание Au - 0,03-0,07 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	5	Левый приток р. Сыллах	[74]	ШП. Единичные знаки золота
IV-1	6	Истоки Сыллаха	[74]	П. Развалы кварцевых жил (протяженностью до 80 м, мощностью до 2,5 м). Содержание Au - 11,2 г/т
IV-1	7	Истоки Сыллаха	[74]	ПГХО. Гидротермально измененные породы куртахского комплекса, кварцевые жилы. Содержание Au - 0,003-0,8 г/т; Pb - 0,004%
IV-1	12	Правый борт долины руч. Ветровой	[84, 96]	ПМ. Глыбы диафторированных амфиболовых кристаллосланцев с многочисленными пустотами выщелачивания, покрытыми охрой. Содержание Au - 0,01 г/т
IV-1	13	Левобережье р. Дюпан	[84]	ПМ. Глыбы белого жильного кварца с кавернами выщелачивания в осypi гранитизированных метадиоритов куртахского комплекса. Содержание Au - 0,02 г/т
IV-1	14	Левобережье р. Дюпан	[84]	ПГХО. Свалы гранитизированных в разной степени пород куртахского комплекса. Содержание Au - 0,01-0,02 г/т
IV-1	15	Верхове левого притока р. Дюпан	[84]	ПГХО. Свалы, осypi рассланцованных гранитизированных метадиоритов, метагаббро куртахского комплекса, прорванных мелкими телами основных-ультраосновных пород и чарнокитоидов. Содержание Au - 0,01-0,02 г/т, Ti > 1%
IV-2	1	Водораздел руч. Хомустах-руч. Тас-Юрях	[84, 96]	ПМ. Плаггиоклаз-амфиболовый кристаллосланец рассланцованный, диафторированный с крупными включениями сульфидов. Содержание Au - 0,01 г/т
IV-2	2	Руч. Сланцевый	[52]	ШП. Содержание Au - знаки, до 50 мг/м ³ ; протяженность - 3 км
IV-2	4	Водораздел истоков р. Амедици-руч. Хомустах-руч. Тас-Юрях	[84, 96]	ПМ. Глыбы диафторированных амфиболовых кристаллосланцев с обильными пустотами выщелачивания, выполненными лимонитом. Содержание Au - 0,02 г/т
IV-2	5	Водораздел руч. Сланцевый-руч. Шумилин-р. Амедици	[84, 96]	ПГХО. Развалы в разной степени рассланцованных, метасоматически измененных пород куртахского комплекса, прорванных субпластовыми телами габбро, габброноритов и жильными микроклиновыми гранитами. Содержание Au - 0,01-0,06 г/т, Ti - 1%
IV-2	7	Руч. Шумилин	[64]	П. Непромышленная россыпь. Содержания Au - от 0,01 до 0,49 г/м ³ ; протяженность - 3 км
IV-2	9	Правый борт долины ручья - правого притока р. Амедици	[84, 96]	ПМ. Развалы диафторированных метадиоритов куртахского комплекса с пустотами выщелачивания и мелкой рассеянной вкрапленностью пирита
IV-2	11	Водораздел р. Налджикан-р. Амедици-р. Кабактан	[84]	ПМ. Развалы актинолит-хлоритовых сланцев с вкрапленностью пирита. Содержание Au - 0,05 г/т
IV-2	12	Водораздел р. Налджикан-р. Амедици-р. Кабактан	[84, 96]	ПМ. Глыбы обохренной кварц-полевошпатовой породы с пустотами выщелачивания в массе диафторированных метадиоритов. Содержание Au - 0,1 г/т
IV-2	13	Водораздел р. Налджикан-р. Амедици-р. Кабактан	[84]	ПМ. Развалы метадиоритов с точечной вкрапленностью пирита. Содержание Au - 0,03 г/т
IV-2	14	Водораздел р. Налджикан-р. Амедици-р. Кабактан	[84]	ПМ. Развалы метадиоритов катаклазированных, хлоритизированных, прокварцованных с точечной пиритизацией. Содержание Au - 0,02 г/т
IV-2	15	Левый борт долины р. Кабактан	[84, 96]	ПМ. Глыбы диафторированных амфиболовых кристаллосланцев с прожилковым окварцеванием и пустотами выщелачивания. Содержание Au - 0,2 г/т
IV-2	16	Водораздел р. Налджикан-р. Амедици-р. Кабактан	[84]	ПГХО. Диафторированные в разной степени породы куртахского комплекса. Зоны интенсивного рассланцевания и гидротермально-метасоматических изменений вдоль разрывных нарушений. Содержание Au - 0,001-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				0,1 г/т
IV-2	17	Руч. Ветровой	[64]	П. Непромышленная россыпь. Содержание Au - до 0,67 г/м ³ (единичная проба); протяженность - до 1,6 км
IV-2	18	Руч. Тихий	[52]	П. Непромышленная россыпь. Содержание Au - до 0,223 г/м ³ ; протяженность - до 2,4 км
IV-2	19	Левый борт долины р. Кабактан	[84, 96]	ПМ. Глыбы гидротермально измененных пород с прожилковым окварцеванием и пустотами выщелачивания в массе амфибол-диопсидовых и диопсидовых кристаллосланцев. Содержание Au - 0,2 г/т
IV-2	20	Водораздел р. Кабактан-руч. Горный	[84]	ПГХО. По линии поисковых канав в бороздовых пробах Au - 0,01-1,0 г/т. Рассланцованные с кварцевыми прожилками амфиболовые кристаллосланцы, тонкорассланцованные милониты по породам куртахского комплекса
IV-2	22	Левый борт долины р. Налджикан	[96]	ПМ. Развалы катаклазированных, местами слабо окварцованных пород куртахского комплекса. Содержание Au - 0,1 г/т
IV-2	23	Водораздел р. Налджикан-р. Кабактан	[84]	ПГХО. Породы куртахского комплекса, прорванные субпластовыми телами основных-ультраосновных пород, несущих апатит-ильменит-титаномагнетитовое оруденение. Зоны интенсивного рассланцевания и гидротермально-метасоматических изменений вдоль разрывных нарушений. Содержание Au - 0,01-3,0 г/т, Ti > 1%, Ag - 0,000015%
IV-2	24	Исток руч. Новоселовский	[84]	ПМ. В отвалах шурфа - актинолит-кварц-полевошпатовая порода (бластомилонит?). Содержание Au - 0,02 г/т, Ti - 1%, V - 0,01%
IV-2	25	Руч. Новоселовский	[52]	ШП. Содержание Au - от знаков до 0,024 г/м ³ ; протяженность - до 1,2 км
IV-2	26	Руч. Банный	[52]	ШП. Содержание Au - от знаков до 0,050 г/м ³ ; протяженность - до 1 км
IV-2	27	Водораздел р. Кабактан-р. Расторгуев	[84, 96]	ПМ. Глыбы слабо рассланцованного амфиболового кристаллосланца с обильной вкрапленностью пирита. Содержание Au - 0,01 г/т
IV-3	1	Приток р. Тунгурча	[84]	П. Непромышленная россыпь золота
IV-3	4	Приустьевая часть р. Куртах	[85, 96]	ШП. Знаковые содержания золота; протяженность - до 2 км
IV-3	6	Левобережье р. Расторгуев	[84]	ПГХО. Рассланцованные, диафторированные породы куртахского комплекса. Содержание Au - 0,01-0,02 г/т
IV-3	7	Р. Расторгуев	[84]	П. Непромышленная россыпь золота
IV-4	2	Правобережье р. Куртах, выше устья руч. Куртакан	[85]	ПГХО. Развалы, россыпи пород куртахского комплекса (амфиболовые кристаллосланцы, метадиориты) и олонгринского комплекса чарнокитоидов. Содержание Au - 0,003-0,02 г/т в ассоциации со свинцом, молибденом
IV-4	3	Водораздел р. Куртах-р. Куртакан-руч. Кэдэрки	[85]	ПГХО. Развалы, россыпи метадиоритов куртахского комплекса с кварцевыми жилами и чарнокитоидов олонгринского комплекса. Содержание Au - 0,003- 0,02 г/т в ассоциации с серебром, вольфрамом
<i>Серебро</i>				
III-2	6	Правый берег р. Канки	[84]	ПМ. Развалы пород олёкминского комплекса окварцованных, гематитизированных
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
III-1	4	Строгач	[74, 84]	П. Тектоно-метасоматическая зона шириной 200-500 м, протяженностью более 2300 м, вскрыта до глубины 300 м. Катаклазированные породы олёкминского комплекса и чугинской толщи с наложенным полистадийным метасоматозом и рассеянной золото-молибден-урановой минерализации. Содержание Au - 0,02-1,0 г/т

Окончание прил. 2

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Абразивные материалы				
<i>Корунд</i>				
IV-1	1	Р. Сыллах	[74]	ШП. Знаковые содержания корунда; протяженность - до 3 км

Электронное научное издание

Кардаш Е. А.

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

Издание второе

Серия Алданская

Лист О-51-XXVII (оз. Кунды)

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