

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист №52-IV

Объяснительная записка

Составители: Ю.Б. Казмин, В.С. Федоровский,

Ю.Ф. Найденов

Редактор Ю.К. Дзевановский

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ

19 марта 1964 г., протокол № 11

МОСКВА 1970

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение.	3
Стратиграфия.	10
Интрузивные образования	30
Тектоника	42
Геоморфология	53
Полезные ископаемые	57
Подземные воды.	74
Литература.	76
Приложения.	80

Технический редактор Ц.С. Левитан
Корректор И.И. Болданович

Сдано в печать 15/VI 1969 г. Подписано к печати 12/1 1970 г.
Тираж 100 экз. Формат 60х90/16 Печ. л. 5,75 Заказ 2808

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-IV ограничена координатами 55°20' - 56°00' с.ш. и 129°00' - 130°00' в.д. Северная его половина расположена в пределах Тимонского района Якутской АССР, южная - в пределах Зейского района Амурской области.

Основной орографической единицей является Становой хребет, служащий водоразделом бассейнов рек Амура и Лены. Осевая линия хребта протягивается через центральную часть листа в широтном направлении и на крайнем западе круто заворачивает на юг. Хребет представляет собой цепь выположенных возвышенностей со средними абсолютными отметками в 1200-1600 м, лишь на востоке достигаями абсолютной высоты 1881 м. Северную часть района занимают горный массив с альпийскими рельефом и абсолютными высотами водоразделов в 1400-2000 м, на востоке прилегающий к Становому хребту, а на западе отделившийся от него широким плоскогорьем с абсолютными высотами в 1200-1400 м. Южнее осевой линии Станового хребта, в центральной части района, расположено выравненное полого холмистое плато, останец древнего пенеплена, с абсолютной высотой около 1000 м, расчлененное узкими, но глубокими долинами. На юго-востоке располагается толщевый массив (абсолютные высоты 1600-1878 м) с выположенными водоразделами и склонами. Юго-западная часть района представляет собой умеренно-расчлененное среднегорье с абсолютной высотой в 1000-1300 м.

Реки Ленского бассейна представлены р.Алтоной с ее притоками Чакааеом, Арииктой, Утулутом, Горуничой, Нулюм, Тукуэни. Верхний отрезок р.Алтоны субширотного направления характеризуется спокойными течением и широкой, с пологими склонами, заболоченной долиной. В пределах горного массива р.Алтоны и ее притоки имеют быстрое течение (1,8 м/сек), большое количество пе-

рекатов и порогов, узкие, глубоко врезающие долины с крутыми склонами. К бассейну р. Амура относятся: р. Ток с притоками Чапой, Чардагом, Улигиром, Намугой; р. Кунгук, впадающая в р. Ток за южной границей района; р. Сивакан с притоками Ялванканом, Мукун-Дондэй и др. Все они имеют горный характер с быстрым течением (1,2-1,7 м/сек) и перекатами. На отрезке между устьями рек Чапы и Анчанга р. Ток протекает в узком каньоне, глубина которого достигает 300 м. Средняя скорость течения 2,2 м/сек. Зимой все реки, кроме р. Ток, промерзают. В мае обычные мощные, но короткие паводки. Летом имеет место летние паводки, связанные с дождями.

Климат резко континентальный с неравномерным распределением осадков в году. Зимой район испытывает влияние Сибирского антициклона, обуславливающего ясную морозную погоду при малом количестве осадков. Летом часто дует вливающие юго-восточные ветры, в связи с чем в июне-сентябре выпадает до 80% всех осадков, годовое количество которых редко превышает 500 мм. По данным метеостанции, расположенной в 70 км северо-восточнее района, у оз. Бол. Токо, среднегодовая температура воздуха равна -12°, минимальная января -50-60°, максимальная июля 23°. Весна быстрая, реки освобождаются ото льда в середине мая. Лето жаркое, длится с июня по август включительно. Осень короткая. В конце сентября ложится снег. Зима суровая и продолжительная. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает почти повсеместное развите многолетней мерзлоты с деятельным слоем до 0,5 м.

Почвы по долинам и нижним частям склонов супесчаные и супесчаные, сменяющиеся вверх по склону грубопесчаными почвами водоразделов.

В распределении растительности наблюдается вертикальная зональность. До 1100-1300 м преобладают лиственные леса с при-месью ели, березы, кедрового стланника. На высоте 1200-1500 м располагается подгольцовый пояс с зарослями труднопроходимого кедрового стланника с примесью карликовой березы. В гольцовом поясе выше 1500 м преобладают лишайники.

Животный мир района разнообразен. Здесь водятся лось, дикий олень, бурый медведь, волк, рысь, соболь, белка, бурундук, заяц. Из птиц встречаются рябчики, глухари, куропатки, кедровки и др. В реках много рыб.

Населенных пунктов на территории листа нет. Нежилой поселок Чапа разрушен и для жилья непригоден. Ближайший населенный пункт - пос. Бомбак - расположен в 80 км южнее описываемой территории. Сообщение в районе возможно по зимним тропам, пригод-

ным для оленевого транспорта. В долине р. Тока, у устья руч. Кораль, имеется посадочная площадка для самолетов Ан-2, связующихся в г. Зее.

Обнаженность территории в целом удовлетворительная, а в северной его части хорошая.

Территория листа из-за удаленности от обжитых районов изучена слабо. Первые представления об орографии и геологии южной части района были получены в результате работ Э. В. Анерга (1909-1910 гг.), выполнявшего маршрут по долине р. Тока (ниже устья р. Чапы), а также в верховьях рек Кунгук, Джалинди, Ялванкана, Намуги.

В 1929 г. на севере территории, в верховьях р. Алтомы, трестом "Никтозолото" производились поисковые работы на золото, не давшие положительного результата (Удинцов, 1929ф). С 1930 по 1946 г. на р. Чапа, а также по руч. Качу и Родионовскому поисково-разведочные работы проводили трестом "Амурзолото".

Из региональных исследований тридцатых годов, имевших большое значение для последующей расшифровки геологического строения территории листа, следует отметить работы Д. С. Коржинского (1939, 1943 гг.), положившего начало изучению архейского комплекса Алданского щита, расчлененного им на три серии: негуску, типитонскую и джелтулинскую. Большое внимание в работах Д. С. Коржинского отводится выяснению метаморфических процессов, в частности ретроградного метаморфизма.

В 1945 г. А. И. Куком (1950ф) на севере рассматриваемого района с целью поисков золота были обследованы верховья р. Алтомы с притоками и составлена на глазомерной основе маршрутная геологическая карта масштаба 1:200 000. В пределах указанного участка им впервые выделены и описаны нерасчлененные архейские гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы, юрские песчаники и конгломераты, а также архейские, протерозойские и герцинские интрузии. А. И. Куком сделаны интересные выводы по одеждению и истории развития рельефа, в частности, впервые высказано предположение о существовании в верховьях р. Алтомы древней долины.

В 1947 г. В. А. Сиротин (1947ф), по заданию треста "Амурзолото", проводил поисковые работы в бассейне рек Чапы и Тока (выше устья р. Чапы). На составленной геологической карте масштаба 1:200 000 (на глазомерной основе) интрузии древних гранитоидов впервые подразделены на фации гнейсо-гранитов, гнейсо-гранодиоритов и порфировидных гнейсо-гранодиоритов, а в составе молодых гранитов выделена порфировая фация. В. А. Сиротин установил нали-

чие древней эрозивной поверхности в районе среднего течения р. Ток и реликтов древней грядовости в бассейне рек Чапи и Удлгипра.

В 1951-1958 гг. трестом "Сигтеолодидла" (Медвеж, 1958ф, 1954ф) в верховьях р. Чакаган были проведены поисково-разведочные работы на мусковит.

В 1950 г. В.Г. Грушевский и Г.М. Владимировский (1950ф) на территории южной половины листа М-52-IV проводились геологическая съемка и поиски масштаба 1:500 000. Для рассматриваемой части района ими была впервые составлена геологическая карта, на которой довольно точно (в пределах масштаба) отражены интрузии древних гранито-гнейсов, гранодиорито-гнейсов, диоритогнейсов и моноклинные интрузии гранодиоритов и дайки гранит-порфиоров. Метаморфические образования в пределах района были ошибочно отнесены ими к карианской свите архея и более подробно не подразделялись.

В 1950-1952 гг. П.А. Сушков и В.А. Левченко (1952ф) на основании основ составили геологическую карту масштаба 1:200 000 бассейна верхнего течения рек Алтомы, Агтенкура, Тока и Окнона, выделявшую значительную часть территории листа М-52-IV. Все метаморфические образования, в том числе нижнепротерозойские и диафориты, упомянутые исследователями ошибочно отнесены к архею, но, в отличие от предыдущих исследователей, подразделили на четыре свиты по литолого-петрографическому составу. Среди интрузий выделены: архейский комплекс катактазированных лейкократовых и сиенитовых гнейсов, аланитовых гранито-гнейсов и преэкспонированных кварцевых диоритов, мезозойский комплекс гранодиоритов, гранитов, гранит-порфиоров и порфиоровых диоритов.

Большое значение для правильного понимания геологии района имеют работы В.К. Дзевановского (1946, 1947, 1958, 1960, 1961), проводившего исследования в центральной и западной частях Алданского шита и в западной части Станового хребта. В.К. Дзевановский детализировал и дополнил схему Д.С. Коржинского, расчленил свиты архея на свиты, и заложил основы разделения метаморфических образований на архейские и нижнепротерозойские, впервые выделив становой нижнепротерозойский комплекс метаморфических пород в зоне Станового хребта.

В 1954 г. территория соседнего с севера листа О-52-XXXIV была занята в масштабе 1:200 000 Алданской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста (Томьденберг, Долгих, 1955ф). После проведения редакционных работ Т.С. Долгих была составлена

Государственная геологическая карта листа О-52-XXXIV (Долгих, 1959). В пределах примыкающей к листу М-52-IV южной ее части показаны архейские образования, отнесенные к карианской и становой свитам джелугинской серии, а также архейские аланитовые граниты и протерозойские (?) пегматитовые граниты. В состав последних были ошибочно включены миттализированные архейские гранулиты.

В 1958-1959 гг. в пределах южной части района маршрутные исследования проводились В.Н. Мошкиным и В.А. Албодовым. Выделившимися впервые в районе нижнепротерозойские метаморфические и магнетитовые образования (Красный и др., 1959ф).

В 1958 г. в бассейне верхнего течения рр. Алтомы, Тусгани и Нурия О.М. Калинин (Родионов, Кузнецова, 1959ф) проводились поисковые работы на пьезокварц, в результате которых район признан бесперспективным.

В 1958-1959 гг. Октябрьской экспедицией ЛТИОН (Тукосен, 1960ф, 1962ф) была произведена аэромаршированная съемка большей части территории листа, за исключением северо-восточного высокогорного участка (рис. 1).

Для метаморфических и интрузивных пород нижнего протерозоя характерны в целом преобладающие отрицательные значения ΔT . Широкие поля положительных значений ΔT в пределах южной половины листа приурочены к интрузивам раннемоловых гранодиоритов и четко ограничивают контуры последних. Относительно мелкие невысокие положительные пики на фоне отрицательных значений, скорее всего, связаны с мелкими телами и дайками пород основного состава. Резкое изменение характера значений ΔT контролирует тектонические нарушения и контакты интрузий. Появление положительных пиков, имеющих значительную площадь в верховьях р. Бадис-Макит, возможно связывать с мелкими интрузивными телами основного состава. Однако не исключено, что они приурочены к проявлению магнитных руд, не обнаруженных вследствие плохой оснащенности. В бассейне р. Агтенкур намечается приуроченность положительных значений ΔT к кристаллическим сланцам основного состава верхней посылки хулурианской свиты и массиву габбро-афидолитов. Для базальтов характерны наиболее отрицательные значения ΔT .

В 1959 г. Сквородинской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста (Т.С. Долгих и др.) на территории северной половины листа М-52-IV была составлена геологическая карта масштаба 1:200 000 (Кудрявцев и др., 1960ф), положенная в осно-

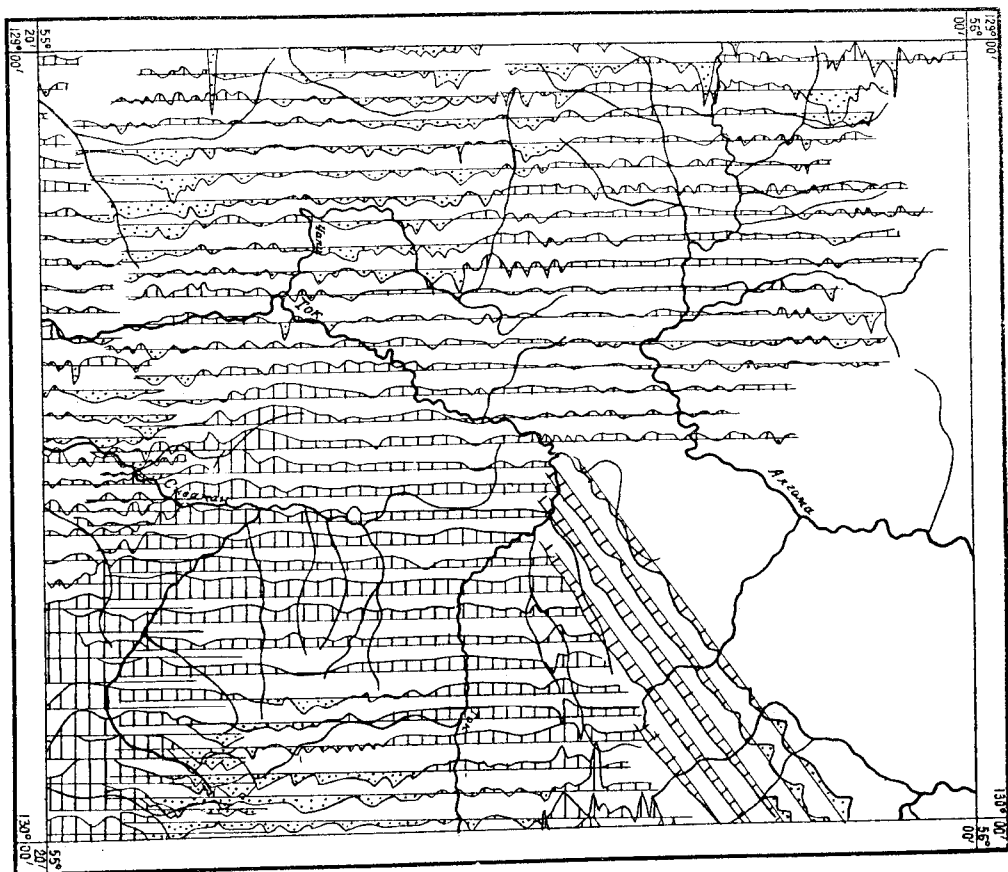


Рис. 1. Карта трафиков ΔT . Масштаб: в 1 см 2000 м. Значения ΔT : 1 — положительные, 2 — отрицательные

280

ву Государственной геологической карты этой части листа. Упомянутыми исследователями метаморфические образования на севере района были подразделены на архейские и неопротерозойские. Среди архейских пород выделены кыргышская свита тилитонской серии, сугамская, худурканская, утукская и албанарская свиты джелтинской серии. Неопротерозойские метаморфические породы подразделены на кудуликанскую и одонсинскую свиты. Геологическая карта северной половины листа N-52-IV, составленная Т.С. Долгих, не увязывалась с Государственной геологической картой листа O-52-XXXIV, составленной этим же исследователем. В частности, не быларита граница свиты в архейском комплексе, а выделенные ранее на территории листа O-52-XXXIV в неопротерозойские (?) интрузии гранитовые гранулиты на территории листа N-52-IV были включены в состав метаморфических толщ архей.

В 1961 г. Скорородинской экспедицией Всесоюзного аэрогеологического треста (Казин, Федоровский и др., 1962г) была проведена геологическая съемка и поиски масштаба 1:200 000 на территории южной половины листа N-52-IV, результаты которых положены в основу Государственной геологической карты южной части листа. В этом же году авторами проведены редакционно-увязочные работы и в пределах северной части района, в результате которых получены новые данные по стратиграфии и магматизму. Так, архейские образования на междуречье Автенкура и Аланюка отнесены к улунчинской и нижнеулунчинской свитам тилитонской серии, а складчатая структура этого участка трактуется как ядро крупной антиклинали; неопротерозойские метаморфические породы подразделены на две свиты: чилчинскую и кудуликанскую; на междуречье Автенкура и Горулчи выделен массив раннепротерозойских габброидов; уточнена в пределах района южная граница Аланского шита, подтверждена правильность отнесения митметазированных гранитовых гранулитов к метаморфическому комплексу архей. Редакционными маршрутами в пределах южной окраины территории листа O-51-XXXIV (бассейн р. Чайдах) было установлено, что на площади выделенных здесь ранее неопротерозойских (?) интрузий обнаружены митметазированные архейскими алекситовыми гранитами метаморфические породы (гранитовые гранулиты, реже гнейсы и кристаллические сланцы). Толща гранитовых гнейсов и гранулитов, выделенная Т.С. Долгих (1959) в качестве сугамской свиты джелтинской серии по новым данным, соответствует улунчинской свите, заглавней в основании тилитонской серии.

Вышеизложенное лежит в основе несомненно геологических кон-

туров на границе листов N-52-IV и O-52-XXXIV. С геологическими картами листов N-52-III, N-52-У и N-52-X, смежных с запада, востока и юга, геологическая карта листа N-52-IV увязана полностью.

Результаты геологических съемок масштаба 1:200 000, проведенных на смежных с востока, запада и юга территориях (Тимельфаро и др., 1962 г.; Казмин и др., 1960 г.; Микилов и др., 1961 г.; Ломак, 1962 г., 1963 г.) учтены при составлении геологической карты листа N-52-IV.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района основная роль принадлежит породам архей, метаморфизованным в гранулитовой фации, и нижнего протерозоя, метаморфизованным в амфиболитовой фации. Незначительным распространением пользуются континентальные отложения нижней юры и нижнего мела. Четвертичные образования представлены покровными оливиновыми базальтами и рыхлыми отложениями аллювиального и ледникового генезиса. Кроме того, широко развиты интрузивные породы архейского, раннепротерозойского и раннекалового (?) возраста.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

Архейские образования (эдианский комплекс), представленные метаморфическими породами гранулитовой фации, распространены в северной части района, входящего в пределы южной окраины Адланского шита.

Расчленение эдианского комплекса на серии и свиты проведено по преобладанию определенных литолого-петрографических признаков или характерному комплексу метаморфических пород. Разницы между свитами существенные, во многом условные. В составе архейских метаморфических пород в районе выделяются породы тилитонской и джелтулинской серий.

Тилитонская серия

В составе тилитонской серии выделяются породы улуучинской и нижнеулуучинской свит.

Улуучинская свита (A^u). Породы улуучинской свиты развиты на междуречье Аптомы и Агленкура, в бассейне рек Утумута, Чанатай, Вира-Макита и Лугуны. Низы улуучинской свиты в районе не обнажаются. Улуучинская свита представляет собой монотонную однообразную толщу биотит-гранатовых, гранат-биотитовых, гранатовых гнейсов и гранулитов. В виде подчиненных прослоев, мощностью до первых метров, присутствуют графит-гранат-биотитовые гнейсы, биотит-пироксеновые, биотит-дулопироксеновые кристаллические сланцы, реже минерализованные мраморы.

Улуучинская свита имеет в мелких, часто линейные складки, что в сочетании с монотонным составом и отсутствием маркирующих горизонтов осложняет возможность более подробного ее расчленения и составления разрезов. Отмечается лишь некоторое увеличение количества прослоев биотит-пироксеновых и биотит-дулопироксеновых кристаллических сланцев, графит-гранат-биотитовых, иногда графит-биотитовых гнейсов в верхних горизонтах. Минерализованные мраморы, образующие незначительные по простиранию прослои и линзы мощностью от 5-7 до 50 м по р. Аптоме и ее притокам, приурочены к нижним горизонтам улуучинской свиты.

Гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы представляют собой светло-серые и розовато-серые гнейсовидные, полосчатые, иногда массивные породы различной зернистости. Поскольку порода обусловлена неравномерным распределением зерен граната, различной зернистостью отдельных прослоев, а также по-своинными обособленными лейкократового материала.

Породы состоят из платиноидов (30-60%), представленных олиноклазом № 25-30, кварца (15-30%), биотита (5-30%) и граната (10-40%). В чисто гранатовых разностях содержание биотита не превышает 5%. Структура пород гранобластовая, гетерогранобластовая, децито-гранобластовая, нередко порфиробластовая. Гранат, состоящий из порфиробластов до 1,0-4 см и образующий в основной массе изометричные зерна размером 2-5 мм, характеризуется содержанием пироповой молекулы до 34%, что подтверждается замерами показателем преломления (1,771-1,776).

Гранатовые и биотит-гранатовые гранулиты отличаются от гнейсов лейкократовым обилием, содержат гранат и биотит в количестве менее 10%, обладают гранулитовой структурой, массивной, реже полосчатой текстурой.

В графит-гранат-биотитовых и графит-биотитовых гнейсах породообразующим минералом является также мелкозернистый графит, содержание которого варьирует от 5 до 15%.

Кристаллические сланцы, имеющие резко подчиненное значение в удунчинской свите, представлены биотит-пироксеновыми, биотит-двупироксеновыми, реже двупироксен-биотитовыми разновидностями, обычно лейкокрастовыми, с содержанием цветных минералов до 15-20%. Сланцы состоят из андезита № 36-45 (30-50%), моноклинового пироксена (5-30%), ассоциирующего с бурым биотитом (5-30%), а в двупироксеновых разновидностях - с гиперстеном (5-15%), кварца (3-10%). Структура гранобластовая, гитеро-гранобластовая, текстура гнейсовидная, пологосчатая.

Минерализованные мраморы состоят из доломита и кальцита (70-80%), диопсида (10-20%), шпидели (5-10%), форстерита (5-7%) с примесью флогопита, графита, редко ильменита.

Видимая мощность удунчинской свиты составляет около 2500 м. Стратиграфическое положение рассматриваемых образований в общем разрезе алданского комплекса определяется залеганием их в основании мощной моноклиновой толщи гиперстеновых и двупироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев, слагающих основную часть тмилтоновской серии. Следует отметить, что на юге территории листа 0-52-XXXIV эта толща гранатовых пород ошибочно отнесена Т.С. Долгих (1959ф) к сугамской свите джелтулинской серии.

По данным авторов настоящей записки, подтверждающим на основании В.И. Гольденберга (Гольденберг, Долгих, 1955ф), в южной части листа 0-52-XXXIV толща биотит-гранатовых, гранат-биотитовых и гранатовых гнейсов и гранулитов также подстилает гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы тмилтоновской серии. Она отличается по составу и структурно-текстурным особенностям пород от типично сугамской свиты и соответствует, по новым данным, удунчинской свите.

Нижнесуннатинская свита (Ан.). Образование нижнесуннатинской свиты развито в основном в северо-западной части района, в бассейне рек Иван-Берангана, Бодороно, Бадис-Макита. Небольшие по площади выходы нижнесуннатинской свиты отмечаются в верховьях р. Чакаата, на междуречье Таранаха, Сивата, Чайдая и в верховьях правых безымянных притоков р. Алтома. Нижнесуннатинская свита сложена преимущественно двупироксеновыми, гиперстеновыми, пироксеновыми, биотит-двупироксеновыми, биотит-пироксеновыми, роговообманково-двупироксеновыми кристаллическими сланцами с прослоями гранат-биотитовых, биотит-гранатовых, графит-гранат-биотитовых гнейсов, прослоями и линзами мраморов. Нижняя граница нижнесуннатинской свиты проводится условно по появлению значительного количества биотит-пироксеновых, биотит-двупирок-

сеновых кристаллических сланцев, играющих значительную роль в составе нижней части свиты.

Разрез нижнесуннатинской свиты в нижней части бассейнов рек Иван-Берангана, Бодороно выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Толща лейкокрастовых биотит-двупироксеновых, биотит-пироксеновых, реже пироксен-биотитовых кристаллических сланцев с редкими прослоями (мощностью до первых метров) гранат-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, залегающая на гранатовых гранулитах удунчинской свиты. 300 м
2. Переслаивающиеся графит-гранат-биотитовые, графит-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы, гранат-биотит-пироксен-роговообманковые, гранат-биотит-роговообманковые, биотит-двупироксеновые кристаллические сланцы. 100 м
3. Биотит-пироксеновые, биотит-двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые, реже пироксен-роговообманковые, пироксен-биотитовые кристаллические сланцы. В верхней части прослой мраморов мощностью 50-60 м. 400 м
4. Тонкопереслаивающиеся двупироксеновые, биотит-пироксеновые, биотит-двупироксеновые, пироксен-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы, графит-гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, гранатовые, графит-биотитовые гнейсы. 250 м
5. Биотит-гранатовые, гранат-графит-биотитовые, гранатовые гнейсы. 150 м
6. Биотит-двупироксеновые, биотит-пироксеновые, роговообманково-двупироксеновые, пироксен-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы. 300 м
7. Двупироксеновые, пироксеновые, гиперстеновые, роговообманково-двупироксеновые, реже пироксен-роговообманковые, двупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы. 400 м

Видимая мощность свиты по разрезу около 2000 м.

Обнажающиеся в бассейнах рек Чакаата, Таранаха, Сивата и по правым притокам р. Алтома нижние горизонты нижнесуннатинской свиты представлены биотит-пироксеновыми, биотит-двупироксено-

ми, реже двупироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами с простыми гранат-биотитовыми, биотит-гранатовыми, гранатовыми гнейсами, линзами и прослоями минерализованных мраморов.

Кристаллические сланцы нижесульфидной серии представляют собой зеленоватое-серое, серое лейкократовые и мезократовые породы с мелко- и среднезернистой структурой, гнейсовидной, иногда пологосчатой текстурой. Порогообразующими минералами являются: плагиоклаз (50-70%), моноклиный пироксен (10-20%), гиперстен (10-15%), роговая обманка (до 15-20%), биотит (2-25%). Перечисленные выше разновидности кристаллических сланцев выделяются в зависимости от содержания и количественных взаимоотношений цветных минералов. Среди акцессорных встречаются магнетит, апатит, циркон. Плагиоклаз представлен андезитом № 35-45. Моноклиновый пироксен диопсид-теденберитового ряда, в шлифе светло-зеленый, почти бесцветный. Биотит красно-бурый, нередко развивается по пироксену. Роговая обманка характеризуется бурой окраской, повышенным содержанием титана и железа, находится в паратекзисе с пироксеном, иногда замещена его. Структура пород гранобластовая, гетерогранобластовая, в присутствии биотита лепидогранобластовая. Гранатосодержащие разновидности кристаллических сланцев содержат до 10% граната пирот-альмандинового ряда (показатель преломления 1,795).

Гранат-биотитовые, биотит-гранатовые, гранатовые, графит-гранат-биотитовые гнейсы аналогичны соответствующим породам, описанным в составе улуучинской серии.

Минерализованные мраморы помимо карбонатных минералов, кальцита и доломита (60-80%) содержат диопсид (5-20%), шпинель (до 10%), флогопит, графит, иногда парасит, скаполит, структур-ра тренобластов.

Видимая мощность нижесульфидной серии около 2000 м.

В пределах района образования тимтонской серии подвнуту-ты более позднему, нижепротерозойскому (Дзевановский, 1961ф) диафторезу. Процесс диафтореза (ретрессивного метаморфизма) проявлены в зоне, протгивавшейся с севера вдоль Станового глущинного разлома и западнее Ангэнкурского разлома. Ширина зоны 2-4 км, по правобережью р. Чанатай и в верховьях р. Утулуга увеличивается до 7-8 км. Выражены процессы ретрессивного метаморфизма в образовании диафторированных пород и диафторитов. В диафторированных породах, относящихся к амфиболитовой фации, обильна часть минералов замещена вторичными - биотитом, мусковитом, эпидотом, роговой обманкой. Однако реликты первичных

минералов встречается повсеместно. Наряду со вторичной бласто-катаклизической структурой различаются первичные структуры.

Диафториты представляют собой тонкогидратизованные мелко- и среднезернистые породы серого, зеленоватого-серого, зеленого цвета с лепидогранобластовой, нематобластовой, бластокатаклизической структурой. Породы состоят из биотита, серпикита, мусковита, актинолита, тремолита, хлорита, эпидота, кварца, альбита. Эти минералы находятся в различных количественных взаимоотношениях и образуют мусковит-хлорит-кварцевые, актинолит-хлоритовые, кварц-серпикитовые, актинолит-хлорит-биотитовые и др. сланцы, относящиеся к фидитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма. Образование этих пород за счет ретрессивного метаморфизма архейских пород улуучинской и нижесульфидной свет доказывается присутствием среди диафторитов разновидностей, содержащих реликты минералов, характерных пород архей (гиперстен, гранат и т.д.).

Выделяемые сланцы тимтонской серии в районе не обнажаются. По крупному региональному Ангэнкурскому разлому породы улуучинской серии соприкасаются с породами верхних слит джелтулинской серии.

Джелтулинская серия

Образования джелтулинской серии развиты на северо-востоке и представлены породами верхней подовиты хулуруннской серии и альманской серии.

Хулуруннская серия. Верхняя подовиты (A₁ и A₂). Породы верхней подовиты хулуруннской серии развиты на междуречье Артыка, Ангэнкура и Тулсани. Нижний контакт верхней подовиты хулуруннской серии в районе не обнажается. По составу верхняя подовиты представляет собой монотонную толщу меланократовых кристаллических сланцев основного состава: роговообманково-пироксеновых, роговообманково-двупироксеновых, двупироксеновых, гиперстенных, пироксеновых, реже пироксен-роговообманковых, двупироксен-роговообманковых. Сланцы обладают темной зеленоватое-серой, почти черной окраской, среднезернистой структурой, гнейсовидной, часто массивной текстурой. Главные минералы состоят из плагиоклаза (50-60%), представленного андезитом № 35-45, моноклинового пироксена диопсид-теденберитового ряда (20-30%), гиперстена (10-20%), роговой обманки (15-30%) и биотита (3-7%). Акцессорные - магнетит (до 5%), апатит, циркон. В разности, затронутых

мigmatизацией, отмечается присутствие нерешетчатого калиевого полевого шпата (до 20-30%) и повышенное содержание биотита (до 20%). Роговая обманка, в отличие от кристаллических сланцев нижнесульфидной серии, вторичная, характеризуется буровато-зеленой окраской, замещает пироксен. Перечисленные разновидности стальных сланцев отличаются между собой лишь количественными взаимоотношениями темнопетных минералов. Структура пород гранобластовая, гетерогранобластовая, в зависимости от биотитом-лепидогранобластовая.

Видимая мощность верхней подосвиты хукурканской свиты в районе составляет около 2000 м.

Принадлежность рассмотренных пород к хукурканской свите определяется заданием их в пределах территории листов М-52-У, У1 на образованных, ставших более низкие части хукурканской свиты, в свою очередь залегающих на сугамской свите джелтулинской серии (Казмин и др., 1960ф).

Альбанарская свита (А^а) обнажается в северо-восточной части района, на водоразделе рек Артык-Туксани, Аленкур-Туксани. Альбанарская свита связана с верхней подосвитой хукурканской свиты постепенными переходами, в связи с чем граница между ними проводится условно по появлению значительного количества биотит-гиперстеновых, гиперстен-биотитовых гнейсов и мраморов. В составе альбанарской свиты преобладающую роль играют роговообманково-пироксеновые, роговообманково-двупироксеновые, биотит-роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы, биотит-гиперстенные, биотит-двупироксеновые, гиперстен-биотитовые гнейсы, содержащие прослой и линзы мощностью 10-50 м (иногда метровые пропластки) минерализованных мраморов и кальцифиров. Количество и мощность этих прослоев быстро меняется по простиранию.

Биотит-гиперстеновые, биотит-двупироксеновые, гиперстен-биотитовые гнейсы представляют собой зеленовато-серые лейкократовые породы с мелко-среднезернистой структурой, гнейсовидной, поперечной текстурой. Они состоят из плагиоклаза-анцизита № 37-45 (30-50%), кварца (до 30%), калиевого полевого шпата (0-20%), гиперстена (0-10%), пироксена (3-20%), биотита (10-30%) и роговой обманки (до 10%). Акцессорные - апатит, сфен, циркон. Структура гранобластовая, лепидогранобластовая.

Кристаллические сланцы альбанарской свиты по составу, структурным и текстурным особенностям аналогичны соответствующим породам верхней подосвиты хукурканской свиты.

Мраморы белые, средне- и крупнозернистые, в некоторых про-

слоях совершенно чистые, в других - с диопсидом (до 20%), фортеритом, хондролитом, тремолитом, иногда флогопитом.

Видимая мощность альбанарской свиты около 1800 м.

Отнесенные рассмотренных выше в составе верхней подосвиты хукурканской свиты и альбанарской свиты образования, обнажающиеся в восточнее региональном Аленкурского разлома, именно к надсугамской части джелтулинской серии (хукурканская и альбанарская свиты) основано на следующих данных. Восточнее, на площади листов М-52-У, У1 выше сугамской свиты, сложенной гранатосодержащими гнейсами с прослоями мраморов, в довольно простой крупной синклинальной структуре (Альбанарская синклиналь), подтвержденной многочисленными элементами залегания, залегает мощная (8-9 м) толща гиперстеновых кристаллосланцев и гнейсов с большим количеством мраморов, выделенная в качестве надсугамской части разреза джелтулинской серии (Казмин, 1960ф).

Эта толща, структура которой изучен на площади листа М-52-У, подразделена на хукурканскую и альбанарскую свиты. По простиранию к северо-западу образования этих свит через территорию листа М-52-IV протгивались на площадь листа О-52-XXXIV, где они также залегают согласно на сугамской свите, выделенной здесь в качестве стратопита. Отнесение образований, выделенных в хукурканскую и альбанарскую свиты на площади листов М-52-IV-У1, к надсугамской части джелтулинской серии не является бесспорным.

В связи с выделением в последнее время в основании тм-птонской серии улунчинской свиты, состоящей в основном из гранатосодержащих пород, становится возможной несколько иная трактовка стратиграфии архей и до-восточной части Адакского шита и в частности территории упомянутых выше листов. Предполагается сопоставление сугамской, хукурканской и альбанарской свит джелтулинской серии к востоку и северо-востоку от Аленкурского разлома с улунчинской, нижнесульфидной, верхнесульфидной свитами тм-птонской серии к западу и до-западу от этого же разлома. В этом случае ставится под сомнение существование в разрезе архей Адакского шита вообще сугамской свиты и джелтулинской серии. Поскольку подобную трактовку стратиграфического положения архейских толщ в южной части шита нельзя считать доказанной, авторы придерживаются мнения, что лежащие к востоку от Аленкурского разлома архейские образования относятся к джелтулинской серии, отсюда и должно быть некоторой условности подобных выводов.

Для окончательного решения изложенного выше вопроса необ-

ходими специальные тематические исследования по географии архея в центральной и южной частях Адаанского шита.

По существующим представлениям (Давановский, 1946, 1960; Коржинский, 1989, 1948), первичные породы описываемых шитов были представлены осадочными и вулканогенно-осадочными породами. О первично-осадочном характере пород свидетельствует наличие прослоев и линз мраморов и графитосодержащих гнейсов.

Архейский возраст описанных образований доказывается наличием парагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации метаморфизма, характерных для пород, слагающих архейский фундамент большинства шитов мира. Абсолютный возраст архейских пород Адаанского шита определяется (по свинцу) в 2200-2400 млн. лет (Виноградов, Гутаринов, 1960).

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Нижнепротерозойские образования (становой комплекс) широко распространены в центральной и южной частях территории шита, охватывающих бассейны рек Тока, Сивакана, Кунгуня и верхнего течения Аптома. Они представлены разнообразными породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Изучение состава нижнепротерозойских пород района, их смена по вертикали, а также геологическая связь с идентичными образованиями, распространяющимися на смежных площадях, позволили определить место этих пород в общем разрезе нижнепротерозойских толщ Станового хребта в составе иликанской серии.

Иликанская серия

В иликанской серии в районе выделяются чильчинская и кулун-иликанская свиты.

Чильчинская свита (P_4, δ') обнажается в бассейнах рек Сивакана, Бол. и Мал. Бирендэги, в нижнем течении ручья Гутуня и Балдо-Мангита, в долине р. Утумута и в верховьях левого притока р. Автенкура. Нижняя граница свиты в районе не известна. Чильчинская свита сложена преимущественно тонкопеллоосчастными биотитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, меньше биотитовыми кристаллическими сланцами, содержащими линзы и прослои мраморов, и в пределах района имеет довольно выдержанный состав.

Следующие два разреза дают представление о строении свиты. Разрез по р. Сивакану (снизу вверх):

1. Биотитовые гнейсы. Видимая мощность.	1000 м
2. Диопсид-гранатогенные скварнированные породы с графитом.	80 "
3. Биотитовые гнейсы.	60 "
4. Мрамор скварнированный.	120 "
5. Биотитовые гнейсы.	50 "
6. Мрамор.	40 "
7. Биотитовые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов.	800 "
Суммарная мощность около 2200 м.	

Разрез по р. Большой Бирендэге (снизу вверх):

1. Биотитовые гнейсы. Видимая мощность.	40 "
2. Мрамор скварнированный.	80 "
3. Биотитовые гнейсы.	30 "
4. Мрамор скварнированный.	80 "
5. Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы.	600 "
6. Мрамор минерализованный.	80 "
7. Гранат-биотитовые гнейсы.	40 "
8. Биотитовые кристаллические сланцы.	500 "
9. Мрамор скварнированный с прослоями рогово-обманкового гнейса.	150 "
10. Биотитовые гнейсы.	100 "
11. Гранат-биотитовые, реже гранат-эпидот-биотитовые гнейсы.	100 "
12. Переслаивание гранат-биотитовых, биотитовых гнейсов и биотитовых кристаллических сланцев.	600 "
Общая мощность около 2500 м.	

Биотитовые гнейсы характеризуются тонкопеллоосчатой текстурой, тонкозернистым сложением и серовато-бурым "железным" цветом. Они состоят из плагиоклаза (40-60%), кварца (30-35%), биотита (20-30%) акцессорных (апатита, циркона), вторичных (хлорита, мусковита, серпикита) и рудного минералов. Структура этих гнейсов лепидогранобластовая. Отличительной чертой плагиоклаза (олигоклаза-андезина № 28-30) является слабо выраженное полиинтерстиционное двойникование или отсутствие его. Вместе с плагиоклазом в лейкократовые пологие обособляются кварц. Биотит краснокоричневый, насыщен выделением циркона, образует скопления неправильной формы и присутствует также в виде отдельных зерен. Апатит приурочен к обогащенным биотитом участкам пород.

Гранат-биотитовые гнейсы содержат также гранат (5-15%), который приурочен к меланократовым полосам и замещается биотитом.

Среди биотитовых кристаллических сланцев встречаются разновидности, состоящие из биотита (10-40%) и кварца (до 60%), биотита (до 50%) и плагиоклаза (до 60%), иногда из одного биотита. Под микроскопом удается установить оптически встречающийся в составе этих пород гранат.

Мраморы бешме, средне- и мелкозернистые, с массивной текстурой, грано- и метаметаморфической структурой. Основная масса сложена кальцитом с редкими зернами доломита, примесью тремолита и графита. В контакте с интрузией раннемезовых (?) гранодиоритов мраморы скварнированы, состоят из кальцита, доломита, граната (гроссуляра), плагиоклаза, реже кварца, кальцевого полевого шпата с примесью амфибола, флогопита, скapolита и сфена. Скварн иногда содержит кальцит и гранат лишь в качестве примесей и в основном состоит из кварца и полевого шпата; иногда же представляя собой дисперс-гранатовую породу, корродированную более поздним кварцем.

Состав пород, наличие пластов и линз мраморов (иногда с графитом) позволяют считать чилчинскую свиту первично осадочной.

Видимая мощность чилчинской свиты оценивается в 2500 м. Куауликанская свита. Образование куауликанской свиты занимает значительную часть района. Существовало роговообманковый состав слагающих ее пород является характерной чертой куауликанской свиты. По преобладанию определенных петрографо-литологических разновидностей пород и положению их в тектонических структурах в районе куауликанской свиты подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (P_1^{nd}) обозначена в бассейнах рек Тока (широкое и меридиональное течение), Сивакана и нижнего течения Ялвакана, а также в междуречье Гомпати и Родионовского, в верховьях рек Чапа-Макита и Арипикты, в бассейне верхнего течения рек Торунчи и Аленкура. С ниже лежащей, чилчинской свитой нижняя подсвита куауликанской свиты связана постепенными переходами. Граница условная, проводится по появлению значительного количества роговообманковых разновидностей кристаллических сланцев. В составе нижней подсвиты куауликанской свиты главную роль играют гранат-роговообманковые, гранат-биотитовые, гранат-биотит-роговообманковые, гранат-роговообманково-биотитовые, биотит-

роговообманковые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, реже встречаются гранат-эпидот-биотит-роговообманковые, эпидот-биотитовые кристаллические сланцы.

Насыщенность пород макроскопически видимым гранатом, зеленым цвет входящего в их состав биотита, преимущественно роговообманковый состав пород и грубая их зернистость позволяют легко отличать нижнюю подсвиту куауликанской свиты при картировании от других свит.

Наиболее полный разрез нижней подсвиты куауликанской свиты наблюдается по р.Бол.Бирандже, где на породах чилчинской свиты залегают (снизу вверх):

1. Чередование гранат-биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Прослой гранат-эпидот-биотитовых кристаллических сланцев. 400 м
 2. Переслаивание гранат-биотитовых и гранат-роговообманково-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов 600 "
 3. Переслаивание эпидотсодержащих гранат-биотитовых, гранат-биотит-роговообманковых и гранат-роговообманково-биотитовых кристаллических сланцев. 200 "
 4. Эпидотсодержащие гранат-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями гранат-роговообманковых кристаллических сланцев. 100 "
 5. Эпидот- и гранатсодержащие роговообманково-биотитовые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы 300 "
 6. Гранат-роговообманково-биотитовые и гранат-биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы. 600 "
 7. Гранат-роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы, взех по разрезу сменяющиеся гранат-роговообманковыми разновидностями. Видимая мощность 200 "
- Общая мощность около 2400 м.
- Замечание, по р.Сивакану, средняя и верхняя части нижней подсвиты куауликанской свиты состоят главным образом из гранат-биотит-роговообманковых и гранат-роговообманковых кристаллических сланцев, с равномерно распределенными по разрезу, но маломощными прослоями биотитовых и гранат-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов. На юго-западе, в бассейне меридиональ-

ного течения р. Тока, в разрезе нижней подовиты, наряду с гранат-роговообманковыми кристаллическими сланцами и амфиболитами, присутствует значительное количество безгранатовых биотит-рогово-обманковых и роговообманково-биотитовых кристаллических сланцев. Севернее, в бассейне рек Помпечи и Родионового, обнаившаяся часть нижней подовиты кудуликанской свиты представлена гранат-роговообманковыми равновидами кристаллических сланцев, а в районе верхних притоков р. Автенкура и верховьев р. Торунчи преобладают гранатосодержащие роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы. В районе широтного течения р. Тока существенно биотитовые гранатосодержащие кристаллические сланцы в низах разреза постепенно сменяются вверх существенно роговообманковыми гранатосодержащими кристаллическими сланцами.

Упомянутые выше разновидности кристаллических сланцев обусловлены различными количественными соотношениями сланцевых минералов.

Кристаллические сланцы характеризуются темной окраской, имеют массивную, реже полосчатую текстуру, средне- и мелкозернистое сложение, лепидогранобластовую, иногда нематогранобластовую структуру. Породообразующими минералами являются: плагиоклаз - андизин № 30-40 (40-70%), роговая обманка (до 30%), биотит (до 20%), эпидиот или клиноцизит (2-7%), гранат (0-30%), редко кварц (до 10%). Акцессорные представлены сфеном, апатитом, реже цирконом и рутилом. Роговая обманка имеет густую синевато-зеленую окраску в шпиль, часто замещается эпидиотом и зеленоватым коричневым биотитом. Эпидиот встречается не только вторичным минералом, но и парагенетически ассоциирует с другими темноперецветными минералами. Гранат образует зерна от 0,5-1 мм до 1,5 см, по трещинкам замещается биотитом. В метанократовых разностях кристаллических сланцев гранат имеет показатели преломления 1,795-1,805, в мезократовых - 1,774-1,776. Количество кварца находится в зависимости от степени микстизации сланцев.

Среди амфиболитов выделяется мономинеральные, плагиоклазовые и гранатовые разности. Это меланократовые породы темно-зеленого цвета с массивной, реже полосчатой текстурой. Роговая обманка (60-95%) под микроскопом имеет синевато-зеленую окраску. Наблюдается покровная ассоциация плагиоклаза, состоящего из 5-30% пород, в связи с чем состав его определить невозможно. Гранат (0-20%) иногда замещается роговой обманкой. На долю сфена приходится около 5% пород. В качестве вторичных минералов присутствуют хлорит, эпидиот и серпентин. Среди акцессориев

отмечены рудный минерал, апатит, реже циркон.

Биотитовые, гранат-биотитовые, эпидиот-биотитовые, биотит-роговообманковые, гранат-роговообманковые гнейсы представляют собой лейкократовые мелко-, среднезернистые породы, лишенные гнейсовой текстуры. Структура гранобластовая, иногда гетеробластовая. Породообразующие минералы - плагиоклаз (олигоклаз № 24-26) - 50-60%, кварц - 20-30%, роговая обманка - до 20%, биотит - 5-10%, эпидиот - до 10% и гранат - до 7%. Среди акцессорных отмечены апатит, клиноцизит и рудный минерал.

Мощность нижней подовиты кудуликанской свиты колеблется на разных участках от 2000 до 2500 м.

Верхняя подовита (P₁, *hd* 2) распространена в бассейне рек Тока (меридиональный отрезок), Сивакана (верхнее течение) и Чапы. С нижней подовитой верхняя подовита кудуликанской свиты связана постепенными переходами, выражающимися в уменьшении в разрезе роли гранатосодержащих пород и в увеличении роли роговообманковосодержащих. Верхняя подовита сложена, в основном, роговообманковыми, биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми кристаллическими сланцами и амфиолитами. В ряде редких подчиненных простояв присутствуют биотитовые, гранат-биотит-роговообманковые, гранат-роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы.

Наиболее полный разрез верхней подовиты кудуликанской свиты наблюдается по р. Току, где снизу вверх обнажаются:

1. Биотитовые и роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы с подчиненными простоями гранатосодержащих разностей. Видимая мощность 300-400 м
 2. Чередование роговообманковых, биотит-роговообманковых кристаллических сланцев с единичными простоями гранатосодержащих разностей и гранатовых амфиболитов. 300-500 "
 3. Роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы с простоями амфиболитов и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев. 400-600 "
 4. Гранат-роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы. 100 "
 5. Переслаивающиеся амфиболиты, роговообманковые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы. Видимая мощность 700-800 "
- Общая видимая мощность разреза составляет 1500-1700 м.

В разрезе по р. Току у устья р. Сакар-Барангана и по правому берегу р. Чанг гранатосодержащие разновидности пород отсутствуют.

Слагающие верхнюю подоснову кудуликанской свиты кристаллические сланцы, гнейсы и амфиболиты по своему облику и составу, характеру и составу породообразующих минералов, структуре и текстурным аналогиям однородны с породами нижней подосновы кудуликанской свиты и отличаются от них почти полным отсутствием граната.

Общая видимость мощность верхней подосновы кудуликанской свиты составляет около 2000 м.

Нижнепротерозойский возраст пород иликанской серии установлен на основании скелетных данных: 1) верхняя возрастная граница их определена по несогласному наложению синийских песчанников на кристаллические сланцы одонсинской свиты иликанской серии в бассейне р. Оленки, на западе Становой зоны (Мирошняк, Тарасова, 1956); 2) в отличие от архейских пород Алданского щита, породы иликанской серии метаморфизованы в более низкотемпературной амфиболитовой фации, что в настоящее время является для региона основным критерием разделения пород архей и нижнего протерозоя; 3) на площади развития пород иликанской серии отсутствуют архейские гранитоиды, типичные для Алданского щита; 4) породы иликанской серии мигматизируются раннепротерозойскими гранитоидами, пегматиты которых имеют восходящий возраст (определение свинцовым методом в центральной и западной частях Станового хребта) в 1900±100 млн. лет (Виноградов, Туварин, 1960).

ИРИКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Ихтинская (?) свита (T_1, f, g ?) развита в северо-восточной части района в пределах Аягкурского грабена и представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами. Контакты ихтинской свиты с архейскими метаморфическими и интрузивными породами тектонические. Разобщенность коренных выходов ирических отложений позволила изучить разрез ихтинской свиты лишь в общих чертах:

1. В основании видимой части разреза ихтинской (?) свиты средне-, грубозернистые аркозовые песчанники с линзами и прослоями конгломератов и гравелитов в 3-10 м мощность и редкими маломощ-

ными (менее 1,0 м) прослоями алевролитов, аргиллитов. 50-60 м

2. Средне- и мелкозернистые песчанники с 2-4 метровыми пачками переслаивания алевролитских песчанников, алевролитов и аргиллитов. Мощность прослоев 0,5-20 см. К ним приурочены маломощные (1-8 см) линзоэчи и пропластки каменного угля. Среди песчанников встречается остаток ископаемой флоры, плохая сохранность которой позволяет лишь определить возраст отложений как мезозойский. 90 "

3. Серые средне- и мелкозернистые аркозовые песчанники с подчиненными прослоями алевролитов мощностью до 0,5-1,0 м. В верхах разреза выявляются 1-4-метровые прослои аргиллитов. 200-250 "

Видимая мощность ихтинской (?) свиты 850-400 м.

Преобладающие в ихтинской (?) свите песчанники, являются чаще всего аркозовыми с глинистыми, реже карбонатными цементом. Среди песчанников выделяются разности от тонко- до грубозернистых. Преобладающими текстурами являются массивные и трубообразные. В конгломератах нижней части ихтинской (?) свиты содержится хорошо окатанная галька алевритовых гранитов, аргитов, диоритов и кварца. Цементом служат грубозернистые полимиктовые песчанники. Трубая слоистость конгломератов обусловлена чередованием прослоев средне- и мелкогалечных конгломератов и гравелитов.

Принадлежность выполняющих Аягкурский грабен осадочных образований к ихтинской свите нижней иры условна и определяется на основании их литологического сходства с отложениями ихтинской свиты в Токинской впадине (Польденберг, 1959; Долгих, 1959), расположенной в 30 км севернее рассматриваемого района, а также в других мезозойских депрессиях Алданского бассейна, где нижеирический возраст ихтинской свиты устанавливается на основании флористических определений.

МЕЛОВАН СИСТЕМА

Нижний отдел

Удугитанская (?) свита (St_1, m ?). Отложения удугитанской (?) свиты развиты в бассейне р. Чакатан, где они выполняют широтно ориентированный грабен общей площадью около 30 км² и имеют тектонические контакты с метаморфическими породами архей и

нижнего протерозоя и раннепротерозойскими диоритами. Удильтанская свита представлена конгломератами с подчиненными прослоями графитов и грубозернистых песчаников. Наибольшее количество песчаных прослоев (мощность от 0,1 до 2,0 м) отмечается в низлах удильтанской свиты, где они составляют до 20-30% ее объема. Для конгломератов характерна грубая слоистость, обусловленная чередованием прослоев с преобладанием обломков различного размера (от 0,5 до 60-80 см в поперечнике). Преобладает галька от 1 до 10-15 см. Окатанность обломочного материала плохая, много угловатых и остроугольных обломков. Представлены они преимущественно местными породами: диоритами (мусковит-хлоритовые, мусковит-биотит-актинолитовые, хлорит-кварцевые и др. сланцы), диафторированными гранитами гнейсами, гранулитами, аляскидовыми гранитами. Цемент полимиктовый.

Видимая мощность удильтанской свиты 300 м.

Принадлежность рассмотренных образований к удильтанской свите нижнего мела определяется отсутствием в пределах всех депрессий юга Алданокого шита мощных моноклиных толщ конгломератов в разрезе вулканических пород и наличием их только в удильтанской свите. Нижнееловой возраст подтвержден в Токинской депрессии, в 30 км к северу от рамки шита (Польденберг, 1959; Долгих, 1959), и на площади шита М-52-1 (Кац и др., 1962ф) подтвержден нахождение флоры.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные образования имеют значительное развитие на территории шита и представлены ниже- и верхнечетвертичными базальтами, ниже-среднечетвертичными (?), средне-верхнечетвертичными, верхнечетвертичными и современными аллювиальными и верхнечетвертичными ледниковыми рыхлыми отложениями.

Ниже-среднечетвертичные (?) отложения
нерасчлененные (Q_{1-III}?)

Эти отложения установлены в урочище Дыквул, на водоразделах рек Мал.Чаны и Качу, Джиктанлы и Анамтыдына, в долинах рек Тока и Умкена. Ниже-среднечетвертичные (?) отложения представляют собой реликты отложений древней гидросети и залегают плашом в долинах и местах на современных водоразделах. Они представлены галечниками с примесью валунов и песчано-галечными

образованиями, разрез которых из-за плохой обнаженности изучить не удалось. Пески кварц-полевошпатовые с незначительной примесью темноперецветных минералов - биотита и роговой обманки. Галька и валуны обычно хорошо окатаны. Петрографический состав их характеризуется преобладанием местного материала с незначительным процентом экзотических пород.

Мощность ниже-среднечетвертичных (?) отложений в урочище Дыквул достигает 60-80 м.

Возраст водораздельных песков и галечников определяется условно как ниже-среднечетвертичный, так как в них вложены аллювиальные отложения средне-верхнечетвертичного возраста в районе озер Джугдур, а также на основании сопоставления с районами, расположенными южнее и примыкающими к Верхне-Зейской депрессии, где для подобных отложений древней гидросети известны спорово-пыльцевые комплексы, характерные для ниже- и средне-четвертичного времени (Сей, 1960; Федоровский, 1959ф).

Средне- и верхнечетвертичные отложения
нерасчлененные (Q_{III-IV})

Отложения представлены аллювием, состоящим из П-IV надпойменных террас р.Алтомы на участке от верховьев до устья р.Артана; они известны также в районе озер Джугдур. Распространение образований представлено в разной степени окатанными галькой, гравием и разнотернистыми песками при незначительном содержании суглинков и валунов. Петрографический состав окатанных обломков характеризуется преобладанием местных пород метаморфического комплекса докембрия.

П-IV террасы р.Алтомы (15, 20, 30-метровые) выглядят локальными и не могут отождествляться с одноименными террасами других рек территории, так как участок р.Алтомы от верховьев до устья р.Артана во время коренной перестройки гидросети района, происходившей в верхнечетвертичное время, оставался стабильным. Последнему этапу соответствуют отложения I надпойменной террасы и более высокие террасы других рек.

Мощность средне-верхнечетвертичных отложений определяется в 30-50 м.

Палинологический комплекс П-IV надпойменных террас р.Алтомы (определения палинологического кабинета ДВГУ) характеризуются: а) преимущественным распространением пыльца древесных пород (ольха, береза, липина, граб), в меньшей степени пыльца

хвойных (ель, сосна, лиственница); 6) преимущественно в подлеске и травянистом покрове пыльца злаковых, гвоздичных, простопыльцевых, вересковых, а также спор плауновых; в) заметным количеством теплолюбивых растений (*Mutisia*, *Scaevola*, *Quercus* и единичных форм *Ulmus*). Присутствие в спектре теплолюбивых форм позволяет отнести описанные отложения к среднему-верхнему отделам четвертичной системы.

Нижне-верхнечетвертичные образования нерасчлененные

Оливковые базальты (9^{сг-п}) развиты на востоке района в бассейнах рек Улигир, Инаротги, на водоразделе этих рек, а также в верхнем течении р. Тока. Базальты образуют покровы, выходящие отрицательные формы древнего (нижне-среднечетвертичного и верхнечетвертичного) рельефа, и залегают на размытой поверхности метаморфических и интрузивных пород раннемежового (?) возраста. В бассейне рек Улигир, Инаротги, по левобережью р. Ангелкура базальтовые покровы имеют сложное строение и состоят из переслаивания нескольких покровов, сменяющихся с многоразности излияний. Каждый покров обладает сходным строением. Нижняя его часть сложена плотными массивными базальтами; в верхней части увеличивается пористость до образования базальтовых шлаков. Подобная закономерность проявляется также в различной степени раскристаллизации пород: от хорошо раскристаллизованных дозерист в низах покровов до стекловатых базальтов в его верхней части. В ряде участков в основании покрова наблюдались лавобрекчии, содержащие обломки лав нижележащего размытого покрова. По составу все базальты являются оливиновыми. Они представляют собой темно-серые, реже бурые породы, чаще всего с порфировой структурой, иногда миндалекаменной текстурой. Характерно наличие во вмещающих оливина, реже титан-авгита. В основной массе присутствуют интратерстийный полевой шпат (платиоклаз), пироксен и оливин. В пустотах содержатся адуляры, реже цеолиты. Характерна повышенная щелочность лав и обогащение их титаном. По своему составу лавы близки к трахибазальтовому типу. По характеру излияний базальты относятся к трещинным, субреальным лавам плитформенного типа, приурочены к разрывам, оперяющим Становой глыбинный разлом. Максимальная видимая мощность покровных базальтов составляет около 200 м.

Возраст базальтов как ниже-верхнечетвертичный определяется на основании следующих фактов. По данным Н.А. Сиротина (1947ф)

и В.З. Анерпа (1909-1910), в верховьях р. Тока наблюдается залегание базальтов на древних галечниках, условно ниже-среднечетвертичного возраста. В долине р. Тока (у устья р. Садарак) базальтовый покров залегает на поверхности структурной террасы высотой в 40 м, возраст которой, по геоморфологическим данным, определяется как верхнечетвертичный. В то же время галька оливиновых базальтов содержится в верхне-среднечетвертичных (?) (редкая галька), средне-верхнечетвертичных (до 45% всей гальки), верхне-среднечетвертичных (до 27% всей гальки) и современных (до 25% всей гальки) аллювиальных отложениях р. Тока. Широкий возрастной предел базальтов обуславливается многофазностью их излияний. Анализ распределения базальтов в обломочном материале аллювия р. Тока, проведенный Г.Ф. Дунеропавловым совместно с авторами в 1960 г., позволяет предположить, что наметить ряд различных по интенсивности фаз излияний базальтов: слабые излияния в нижне-четвертичное время; мощные излияния среднечетвертичного времени; значительные излияния в верхнечетвертичное время; слабые излияния в конце верхнечетвертичного времени.

Верхнечетвертичные отложения (9^п)

Отложения представлены ледниковыми (морены) и аллювиальными образованиями. Морены известны во многих пунктах Алгоминского горного массива и в верховьях левых притоков рек Сивакана и Ливакана. Они сложены валунами и слабоокатанной щебенкой, петрографический состав которых определяется составом пород, составляющих склоны цирков и тропов. Реако подчиненное значение имеет неотсортированное грубовершинистое полимиктовое пески, щебенистые супеси и суглинки. Большинство морен в районе является образованными каровых ледников, меньшая часть — долинных ледников, т.е. все морены связаны с горнодолинным оледенением, возраст которого для хребтов Станового, Джугдыра и Джугджура большим исследованием (Чемелев, 1961) считается верхнечетвертичным. В соседних с востока районах видовой состав спорово-пыльцевого комплекса морен горнодолинных ледников также характеризуется возрастом горнодолинного оледенения как верхнечетвертичный (Мошкин, Албоб, 1956ф; Шлак, 1963ф).

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения слагают преимущественно низкие (4-15 м) I и II надпойменные террасы большинства рек района. Они представлены хорошо окатанными валунами и галечниками, перемешанными с прослоями плохо осортированных разноразмерных песков, реже суглинков. Иногда встречаются линзы

гранит. Петрографический состав океанических обломков разнообразен: различные гнейсы, кристаллические сланцы, интрузивные породы, песчаники и базальты.

Мощность верхнечетвертичных отложений достигает 20-40 м.

Верхнечетвертичный возраст отложений низких террас в бассейне р. Аргонга устанавливается на основании определений палинологического комплекса I и II террас (4 и 6 м) р. Аргонгура (определения палинологического комплекса ДВНУ). Верхнечетвертичный возраст отложений низких террас (I-II) в Зейском бассейне определяется на основании сопоставления с подобными отложениями в соседних районах верховьев р. Зей, где этот возраст подтвержден данными спорово-пыльцевого анализа (Можкин, Альбов, 1956).

К верхнечетвертичным отложениям условно отнесены отложения III-IV террас (30-60 м) р. Тока в районе устья р. Корана-Чардара, поскольку образование их связано с интенсивными врезом р. Тока, обусловленным понижением базиса эрозии в связи с перестройкой гидросети в этапы, синхронные максимальным горным поднятиям и оледенению в верхнечетвертичное время.

Современные отложения (Q_{IV})

Отложения представлены аллювием современных водотоков, старыми низкими и высокой поймы. Современный аллювий представлен галечниками, валунами, песком, реже глинной, илами, супесью и суглинком. Петрографический состав галек и валунов современного аллювия самый разнообразный, с преобладанием местного материала. Окаменность их в большинстве своем хорошая. Видимая мощность современного аллювия достигает 10 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы на территории листа подразделяются широким развитием и играют важную роль в ее геологическом строении. По времени образования выделяются архейские, раннепротерозойские, палеозойские (?) и раннекаменноугольные (?) интрузии.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Архейские интрузивные образования развиты в северной части территории, относящейся к южной окраине Алданского щита. Среди

них выделяются гиперстеновые плагитограниты и более молодые аланскитовые граниты.

П л а г и о г р а н и т ы и п е р с т е н о в ы е

(1^А) распространены в долине р. Агнюк, бассейне р. Бадис-Накит, где они наблюдаются чаще всего в виде сплошных согласных тел мощностью от 10-20 см до 100-150 м и настолько сильно митатизированы породами нижесунагинской свиты, что последние наблюдаются в виде гранитизированных сплошных массивов. Движущая сила разделения рек Агнюка и Бадис-Накита закартировано несколько массивов плагитогранитов площадью от 0,5 до 2 км². Переход от пород метаморфического субстрата к плагитогранитам постепенный, через митатиты, причем интенсивность митатизации повышается по мере приближения к массивам.

По внешнему облику плагитограниты - серые мелкозернистые породы с гнейсовидной текстурой. Их основными породообразующими минералами являются: плагиоклазы (40-65%), кварц (17-35%), гиперстен (3-10%). В небольших количествах как второстепенные минералы присутствуют биотит, роговая обманка, калиевый полевой шпат и акцессорные - магнетит и апатит. Вторичные минералы представлены уралитом, актинолитом, биотитом, хлоритом, серпентитом и эпидотом. Структура пород транзитивная, blastogranitic. Плагитограниты по аллювиальному закону. Гиперстен образует идиоморфные кристаллы (до 1,5 мм), интенсивно замещается тонкозернистыми аллигатами актинолита, часто обращен узкими иаемами уралита. Калиевый полевой шпат встречается в плагитогранитах как исключение. Он образует антиперитовые сростания с ним.

Описанные плагитограниты отнесены к архейским образованиям на том основании, что они митатизированы архейскими метаморфическими толщами, участвуют в строении складчатых структур архей и сейчас прорываются архейскими аланскитовыми гранитами.

Г р а н и т ы а л а н с к и т о в ы е (1^{3А}) развиты в поле распространения архейских пород повсеместно, но наиболее часто встречаются в вершине р. Чукатая и в долинах рек Агнюк, Агнюк и Туксан. Аланскитовые граниты образуют массивы, связанные с вмещающими породами, и окружены широкими полями митатизованных пород. Преобладают сплошные митатиты, переходящие ближе к массивам аланскитовых гранитов в темные ультрамитатиты. Родственные им аланскитовые граниты образованными являются вторичные массивы последних сопосные и секции жидкой ортогнейсы. Макроскопически аланскитовые граниты представляют собой

мелко- и средне-, реже крупнозернистые породы красного, розового и белого цвета, с массивной или гнейсовидной текстурой. В составе гранитов преобладают следующие: калиевый полевошпатовый (30-60%), плагиоклаз (10-40%), кварц (20-35%), биотит (2-5%), гиперстен (0-5%), диопсид (0-3%), роговая обманка (0-5%) и акцессорные - магнетит, актинолит и пироксен. При вторичных процессах развиваются серицит, хлорит, актинолит, эпидот, цоизит. Структура гранитов трансоблатовая, блочно-гранитная, гетерогенно-облатовая, облатоминитовая, редко гранитная. Калиевый полевошпат представлен пертитовым или микропертитовым микроклином, корродирующим и замещающим плагиоклаз. Плагиоклаз в гранитах присутствует не всегда. Обычно он образует микрокитовые прорастания с кварцем на стыках с зернами калиевого полевого шпата и иногда кварца. Активно замещается серицитом, эпидотом, цоизитом. Гиперстен, диопсид и роговая обманка встречаются, в основном, в эндоконтактовых частях интрузий.

Аляскитовые граниты на значительной площади интенсивно микматизируют архейские глыбы и не встречаются среди протерозойских пород. Архейский возраст аляскитовых гранитов подтверждается также определенными абсолютного возраста (по сыпцу) в 2800 млн. лет в центральной и юго-восточной частях Аляскинского щита, за пределами района (Виноградов, Тугаринов, 1960ф).

С аляскиновыми гранитами в районе связана редкоземельная минерализация (монацит) в микматитах и жилах ортогнейсов.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди раннепротерозойских интрузивных пород в возрастной последовательности выделяются: габбро-амфиболиты, габбро, пироксениты, граниты и плагиограниты биотитовые, гнейсовидные; кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты гнейсовидные.

Габбро-амфиболиты (Vt₁?) составляют массив площадью 30 км², расположенный на левом берегу р. Автенькура, и массив площадью около 1 км² в верховьях р. Бадис-Макит. Кроме того, сюда же относятся многочисленные линзы и "пласты" амфиболитов и секущие тела габбро-амфиболитов в составе метаморфических образований кудлин-канской свиты нижнего протерозоя, из-за незначительных размеров не показанные на геологической карте.

Массив в бассейне р. Автенькура обнаруживает структурную

приуроченность к сочленению глубинного Станового и Автенькурского разломов. Вмещающие породы представляли метаморфическими образованиями архей, причем контакты массива с вмещающими породами резкие, секущие. Основную роль в строении массива играют габбро-амфиболиты; подчиненное значение имеют амфиболитизированные габбро и амфиболитизированные и биотитизированные пироксениты.

Габбро-амфиболиты - темно-серые, серые массивные или пологачные породы, состоящие из плагиоклаза (андезин № 30-34) - 40-60%, обыкновенный роговой обманка - 15-40%, биотита - до 15%, кварца - до 5% и различных акцессорных минералов (магнетит, анатит и др.). При подавляющем значении биотитовых структур, для пород этой группы характерна реликтовая габбровая структура.

Габбро состоит из плагиоклаза (андезин-лабрадор № 47-57) - 50-60%, диопсида - 20-25%, роговой обманки - 10-15%, граната - 3-5%, который повышается в эндоконтактовой зоне массива в результате ассимиляции вмещающих пород (гранулитов); редко встречаются гиперстен, рудин минерал и апатит.

Пироксениты и их амфиболитизированные и биотитизированные разновидности встречаются в пологих и широкообразных обособленных и представляющих собой плотные, средне-крупнозернистые породы. В них участвуют гиперстен - 30-40%, диопсид - 20-25%, плагиоклаз - 10%, шпинель и магнетит - 1-2%. Основную массу составляют, как правило, вторичные минералы - актинолит - 50-60% и биотит - 15%. Структура трансоблатовая с реликтами панидиоморфной.

В зоне, прилегающей к Становому разлому, габбро-амфиболиты расчленены и диафорированы. Роговая обманка интенсивно замещается хлоритом и актинолитом; повышается облатокарактеристическая структура.

Возраст габбро-амфиболитов и амфиболитов определяется в Становой области как раннепротерозойский на том основании, что они, интрузируя гнейсы и кристаллические сланцы иликанской серии нижнего протерозоя, секутся, в свою очередь, жилами нижнепротерозойских гранитов, принадлежность которых к нижнему протерозою установлена по данным абсолютного возраста.

Возраст габбро-амфиболитов, габбро- и пироксенитов массива в долине р. Автенькура как раннепротерозойский определен условно на основании тождества состава и структуры слывших его пород с подобными раннепротерозойскими интрузивами в Становой области.

Граниты и плагиограниты ("древне-становые") биотитовые гнейсовидные (Vt₂T₁) развиты преимущественно в юго-западной части

территории лива (бассейн р. Кунтукуй), где они составляют северо-западное окончание крупного массива типа митмалутона, расположенного за пределами описываемого района. Несколько небольших массивов, прорывающих метаморфические толщи архейского возраста, развито в бассейнах рек Таранаха и Утмулуга. Кроме того, эти гранитоиды образуют множество мелких пластовых тел, насыщенных гнейсом и кристаллические сланцы иликанской серии. С метаморфическими породами архей граниты имеют четкие контакты. Четких контактов с гнейсами и кристаллическими сланцами нижнего протерозоя граниты не имеют. Они окружены широкими ореолами митмализации, в которых можно встретить все морфологические типы митмацитов — от спокойных до теневых. Для внутреннего строения массивов характерно наличие среди гранитоидов многочисленных реликтовых участков (скакелитов) вмещающих пород. Почти повсеместно в массивах проявлена гнейсовидность, особенно четко выражена в краевых частях. Гнейсовидная текстура обусловлена ориентированным расположением биотита и удлиненными выделениями кварца. Граниты обычно имеют серую и розовато-серую окраску, мелко- или среднезернистое, реже пегматитовое сложение.

Основными породообразующими минералами гранитоидов являются плагиоклаз (олиоклаз № 24-27) — 45-50%, кварц — 25-30%, калиевый полевой шпат — 20-25%, биотит — 2-8%. Аццесорные минералы представлены ортитом, апатитом, магнетитом, сфеном, реже цинконом и рутилом. Из построматических минералов следует отметить эпидиот, реже клиноцистит и хлорит. В массивах в бассейнах рек Утмулуга, Тарнаха по биотиту развивается мусковит (до 57%). В краевых частях массивов встречается гранат. Структура гранитоидов гранобластовая, дендрогранобластовая, гетерогранобластовая, иногда аниотриоморфнозернистая.

Средний химический состав гранитов следующий (в %): SiO_2 — 73,0; tiO_2 — 0,05; Al_2O_3 — 14,81; Fe_2O_3 — 0,54; FeO — 0,63; MnO — 0,02; MgO — 0,45; CaO — 1,25; Na_2O — 4,74; K_2O — 3,98. Результаты анализа позволяют отнести граниты к группе пород, пересеченных SiO_2 и Al_2O_3 . Для них характерно обогащение щелочными при преобладании K_2O над Na и низким содержанием Ca и Mg .

По своему генезису рассматриваемые гранитоиды большинства исследователей (Дзевановский, Суловников, 1960; Мошкин, 1961) считаются палингено-метасоматическими. Возраст этих гранитов определяется их тесной структурной связью с вмещающими породами, наличием вокруг них широких ореолов митмализации. Определение абсолютного возраста рассматриваемых древнеэврейских гранитов в западной и центральной частях Станового хребта (по свинцу) в

1900±100 млн. лет позволяет датировать время их образования нижним протерозоем (Виноградов, Тутарин, 1960).

Жилые серии биотитовых гранитов развиты широко распространены пегматиты, из-за масштаба не показанные на геологической карте. Пегматитовые поля показаны на карте полезных ископаемых. Мощность пегматитовых жил — от первых сантиметров до 10 м, протяженность — от первых метров до десятков метров. По составу пегматиты чаще всего плагиоклазовые, состоят из плагиоклаза (до 60%), кварца (до 40%), биотита (до 10%), но иногда содержат калиевый полевой шпат (до 30%) и мусковит. Образование мусковита связывается Л.С. Коржинским (Коржинский, 1939) с пегматитовой фазой древнеэврейского магматизма. В районе выделяется три зоны мусковитизации: в верховьях рек Чакатай, Тарнаха, Утмулуга, по левобережью р. Сивакана и на междуречье Утана — Кунтукуй. В пределах первых двух зон известны проявления кондиционного мусковита.

Помимо мусковита с рассматриваемыми гранитоидами (с гидротермальной их фазой) Л.С. Коржинским (1930 г.) связывается золотое оруденение в диффортях, имевшее место и в пределах района (р. Вадис-Макит). В центральной части Станового хребта с нижепротерозойскими древнеэврейскими гранитами связаны проявления редкоземельной минерализации (ортит, чевкинит).

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы и д и о р и т ы ($ZrTi$), г р а н о д и о р и т ы и п л а т и н и т ы (Ir) г л а в н ы е з а н и м а ю т о б ш и р н ы е п л о щ а д и в ц е н т р а л ь н о й ч а с т и и з у ч е н н о й т е р р и т о р и и (м е ж д у р е ч ь е Т о к а и А л т о м ы), г д е о н и п р о р ы в а ю т м е т а м о р ф и ч е с к и е п о р о д ы и л и к а н с к о й с е р и и н и ж н е г о п р о т е р о з о я . С у д я п о з а м е р а м п о п р о с т о т ы , и н т р у з и я з а л е г а ю т с о г л а с н о с в м е щ а ю щ и м и п о р о д а м и и в ы д е л я ю т с я к о н к о р д а н т н ы м и . В в о с т о ч н о й ч а с т и к р у п н о г о м а с с и в а в б а с с е й н е р . Т о н а з а к л о ч е н ы к р у п н ы е о с т а н к и в м е щ а ю щ и х п о р о д , н а с ы щ е н н ы е м н о г о с л о н н ы м и п л а с т о в ы м и т е л а с и д и о р и т о в и к в а р ц е в ы х д и о р и т о в . В о с н о в н о м , м а с с и в ы с л о ж е н ы г н е й с о в и д н ы м и и м а с с и в н ы м и к в а р ц е в ы м и д и о р и т а м и и д и о р и т а м и . Р е ж е в с т р е ч а ю т с я г р а н о д и о р и т ы и п л а т и н о - г р а н и т ы . В с е э т и р а з н о о б р а з н ы е с в я з а н ы м е ж д у с о б о й п о с т е п е н н ы м и п е р е х о д а м и , а р а с п р е д е л е н и е и х в м а с с и в а х н е о б н а р у ж и в а е т к а к о й - л и б о з а к о н о м е р н о с т и . Т о ж е с а м о е к а с а е т с я и т е к с т у р н ы е о с о б е н н о с т и п о р о д . В ц е л о м д л я м а с с и в о в х а р а к т е р н о п р е о б л а д а ю т в ц е н т р а л ь н ы х ч а с т я х м а с с и в н ы х т е к с т у р , о б ы с т р о с м е н я ю щ и х с я н а п о - д о с ч а т ы е и г н е й с о в и д н ы е .

Для рассматриваемых пород характерно отсутствие четких интрузивных контактов, постепенные переходы от гнейсовидных

диоритов через подосчатые и теневые митатиты к тейсам и кристаллическим останцам. Митатитовый ореол вокруг массива не широк — порядка 0,2-0,3 км, реже до 1-1,5 км. Характерна способность кварцевых диоритов и диоритов в асимметричной, тибридажу вмещающих пород. Так, в бассейне р. Лев. Сивакан, где кварцевые диориты прорывают гранитоидальные породы чальчинской свиты, в них самих выявляются крупные и обильная вкрапленность граната, образующего порфиробласты до 0,5-1 см.

Наибольшим распространением пользуются кварцевые и кварц-содержащие диориты — серые среднезернистые породы, имеющие пнейсовидную, реже массивную текстуру и состоящие из плагиоклаза (олигоклаз-андезин № 28-32) — 60-70%, роговой обманки, образующей симплектиковые прорастания с кварцем — 3-14%, биотита — 4-12%, кварца — 3,20%, реже калиевого полевого шпата — 0-7%. Гранат, пироксен, слен, апатит и ортит являются акцессорными минералами. Вторичные процессы выражаются в образовании эпидота и сканодита.

Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые гранодиориты и плагиограниты имеют резко подчиненное значение. От диоритов они отличаются лишь количественными колебаниями в минеральном составе. Так, содержание кварца в плагиогранитах поднимается до 35%. Соответственно ограничивается роль темноцветных минералов (10-12%). Наибольшим распространением пользуются породы с биасторанитовой и аллотриоморфнозернистой структурами, реже наблюдаются типциоморфные, гранобластные, тегеробластные и лейцитогранобластные структуры.

Химический состав кварцевых диоритов (образцы с водораздела Алтомы и Тока) следующий (в %): SiO_2 — 54,54; TiO_2 — 0,22; Al_2O_3 — 20,24; Fe_2O_3 — 2,48; FeO — 3,42; MnO — 0,27; MgO — 3,98; CaO — 8,02; Na_2O — 3,78; K_2O — 1,78.

Нижняя возрастная граница рассматриваемых интрузий определяется тем, что они прорывают нижепротерозойские породы иликанской серии и древнестановые гранитоиды. Верхний возрастной предел не установлен, однако, пространственная и структурная связь диоритов с нижепротерозойскими метаморфическими образованиями, конкордантный тип интрузий, а также митатизация диоритами нижепротерозойских вмещающих пород позволяют предполагать, что формирование рассматриваемых интрузий происходило во время нижепротерозойской эрозии.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Перидотиты (о.р.г.) образуют два небольших по площади (около 0,5 км²) штокосовых массива по правому берегу р. Кунгуя, где они прорывают раннепротерозойские (древнестановые) граниты.

Перидотиты — массивные, среднезернистые, черного цвета породы, состоящие из оливина (65%), пироксена (до 18%), биотита (5%). Акцессорные представлены рудными минералами, хромитом, апатитом, вторичные — амфиболом (до 15%), серпентинитом (до 10%), магнетитом и хлоритом. Структура перидотитов типциоморфнозернистая.

Для определения возраста описанных ультраосновных интрузий конкретных данных не имеется. Полное отсутствие среди них биастических структур, слезной обманки, факт прорывания перидотитами древнестановых гранитов позволяют считать их более молодыми, чем подобные образования нижнего протерозоя. В то же время присутствие аналогичных пород в составе гальки верхнеурских — нижнеурских конгломератов утинской свиты на смежных с дна территориях (Федоровский, 1959ф) свидетельствует о верхнеурском их возрасте. В связи с этим возраст перидотитов условно определяется как палеозойский.

РАННЕМЕЛОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

Раннемиловые интрузии представлены широкой гаммой типичных пород, среди которых в возрастной последовательности выделяются: биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты, кварцевые диориты, диориты; гранодиорит-порфиры; граниты лейкократовые биотитовые; гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры, диоритовые порфиры (дайки).

Биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты (у.р.г.), кварцевые диориты и диориты (до 80%), слезают два крупных и несколько мелких массивов. Наиболее крупный из них имеет площадь около 950 км² и расположен в бассейне реки Нула, Чапп, Тока и Сивакана. Восточнее, в бассейне верхнего течения р. Намуты, находится окончание крупного массива, основная часть которого лежит за пределами площади листа. Мелкие массивы распространены в междуречье Тока и Алтомы и в бассейне р. Кунгуя.

Интрузии раннемеловых (?) гранитоидов прорывают метаморфические породы нижнего протерозоя и раннепротерозойские граниты и гранодиориты. Контактные изменения вмещающих пород выражены в образовании сканов и сканированных адиосиенитов пород по карбонатным породам илинской серии в бассейне левых притоков р. Сиваяна и в верховьях р. Джилгиты. Во вмещающих нижепротерозойских гнейсах, кристаллических сланцах и гранитоидах контактовых изменений не отмечается.

По условиям залегания и своей форме массивы раннемеловых (?) гранодиоритов представляют собой типическисланные трещинные интрузии с пологими (до 30-40°) контактами, которые отчетливо картируются в бассейне р. Намуги и в левых верхних притоках рек Ток и Сиваян.

В основном рассматриваемые интрузии сложены неравномернозернистыми, среднезернистыми и слабо порфировидными гранодиоритами, реже гранитами, связанными с гранодиоритами постепенными переходами. Граниты чаще встречаются в верховьях рек Нугма, Намуги, на небольших расстояниях сменяются гранодиоритами, значительных площадей не занимают, в связи с чем на геологической карте отдельно не выделены. Эндоконтактные части интрузии в верховьях бассейна рек Нугма, Чапы, Намуги, в долине р. Ток сложены резко порфировидными разновидностями гранодиоритов с мелкозернистой и микрозернистой основной массой, что подчеркивает типический характер массивов. По рекам Ултирану, Намд-Зимовьян, Намнатдяху в эндоконтактной зоне гранодиориты постепенно переходят через кварцевые диориты в диориты. Здесь в эндоконтакте выделяется зона тигридных пород: кварцевые диориты и диориты содержат многочисленные ксенолиты, переработанные до состава микродиоритов, амфиболитов, и сами характеризуются резко изменчивым токситовым составом, протокластическими структурами, пятнистыми текстурами за счет обогащения отдельных участков темнокварцевыми минералами.

Гранодиориты - среднезернистые, иногда неравномернозернистые или слабопорфировидные породы серого цвета, состоящие из плагиоклаза (25-50%), калиевого полевого шпата (20-45%) и кварца (15-30%). Цветные минералы (5-15%) представлены биотитом и роговой обманкой. Среди акцессорных минералов присутствуют сфен, апатит, рудный минерал, ортит и циркон. Из вторичных минералов наиболее часто встречаются пелит, серпидит, хлорит, каронат, биотит, эпидот и цоизит. На дождь последних, как правило, приходится 3-4% пород, а в сильно измененных разновидностях количество вторичных минералов возрастает до 20-30%. Структура гранодио-

ритов - гранитная, как исключение, - монотиповая. Плагиоклаз образует четкое двойниковое строение и обладает прямой зончатостью. Состав центральных зон отвечает андезиту № 32-45, а по периферии - олигоклазу № 29-33. На границе с зернами калиевого полевого шпата, представленного ортоклазом и микроклином, как правило, присутствуют микрелиты. Плагиоклаз очень слабо пелитизирован и серицитизирован. Изредка происходит его замещение карбонатом. Биотит и роговая обманка образуют идиоморфные, хорошо сгруппированные кристаллы. Для гранодиоритов (района р. Намуги) характерен следующий химический состав: SiO_2 - 68,8%; TiO_2 - 0,38%; Al_2O_3 - 14,2%; Fe_2O_3 - 1,7%; FeO - 1,8%; MnO - 0,07%; MgO - 1,3%; CaO - 2,7%; Na_2O - 4,2%; K_2O - 3,6%, повышенный относительный их к группе нормальных пород, слабо пересеченных адиосиенитом.

Граниты содержат кварца до 25-30%. Количеством соотношения плагиоклаза (олигоклаза № 25-27) и калиевого полевого шпата примерно равные. Кварцевые диориты и диориты отличаются большим (до 20-28%) содержанием цветных минералов и меньшим содержанием калиевого полевого шпата и кварца (до 10%). Плагиоклаз состава андезита № 30-42.

Гранодиориты и порфировидные гранодиориты (олигоклаза № 25-27) в верховьях течения р. Курум-Кунгу и на левобережье р. Тока и прорывают раннемеловые (?) гранодиориты. Гранодиорит-порфиды обладают порфировой структурой и скрютокристаллическим строением основной массы. В порфировых вырешенниках присутствуют плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и роговая обманка. На дождь основной массы приходится 30-30% объема пород. В состав ее входят кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, роговая обманка. Структура основной массы микропелитовая, микрогранулитовая, микроапатитовая.

Граниты и лейкограниты (олигоклаза № 25-27) состоят из калиевого полевого шпата (до 30%), плагиоклаза (30-40%), калиевого полевого шпата (20-35%), биотита (3-5%). В акцессорных присутствуют апатит и рудный минерал. Вторичные минералы представлены кварцем, пелитом, серпидитом, хлоритом. Плагиоклаз в основной массе обычно имеет размеры от 0,5 до 1,0 мм. В порфировых вырешенниках он достигает 4-5 мм в поперечнике и обладает четкими

двояковыми строением и резкой прямой зональностью. В центральных частях кристаллов это олигоклаз № 25-30, в краевой зоне - олигоклаз № 18-20. Из вторичных изменений отмечается слабая серицитизация плагиоклаза. Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, отличается слабым пидиморфизмом. Характерной особенностью гранитов является наличие многочисленных микролитовых пучков. Структура пород гранитная, текстура микролитовая, массивная.

Гранодиорит-порфирит и гранит-порфирит (гп-п) и порфирит (п) слагают дайковый комплекс раннемеловой (?) интрузии. Дайки имеют иногда значительные мощности (100-150 м) и протяженность 4-10 км. Подвзвешенное большинство даек характеризуется северо-восточными или близким к нему простиранием и крутыми, реже пологими углами падения. Большая их часть концентрируется в три дайковых поля. Первое расположено на водоразделе рек Бол.Чаны и Ариикты и представлено сериями мощных и протяженных даек восток-северо-восточного простирания. Второе поле имеет четкое северо-восточное направление и сложено многочисленными дайками длиной от 0,5 до 10,0 км. Оно расположено в бассейне р.Ток, в районе устья р.Чаны. Характерно веерообразное расположение даек этого поля. Третье поле как бы окаймляет западное окончание гранодиоритового массива бассейна р.Намути. Оно вытянуто в северо-восточном направлении и сложено многочисленными дайками, приуроченными к зоне рассланцевания.

Основная часть даек сложена гранодиорит-порфирами, реже встречаются крупные дайки диоритовых порфиритов.

Гранодиорит-порфиры обладают резко выраженным порфировой структурой. Порфировые выделения представлены плагиоклазом (антезин № 32-45), биотитом, роговой обманкой, редко калиевым полевым шпатом. Основная масса состоит из тех же минералов и кварца и обладает микропеллитовой, микропикнитовой, микропиклитовой структурой.

Гранит-порфиры тесно связаны переходами с гранодиорит-порфирами и отличаются от них повышенным содержанием кварца и увеличением роли калиевого полевого шпата и кварца в основной массе с микропеллитовой, микропикнитовой, реже фелъзитовой структурой.

Диоритовые порфиры содержат включения плагиоклаза (антезина № 38-48), роговой обманки, биотита, редко монашино-го пироксена. В состав основной массы входят плагиоклаз (60-80%), роговая обманка и биотит (25-30%). Спорадически присутствуют

монашинный пироксен, кварц и калиевый полевой шпат. Структура основной массы типичноморфнозернистая, микролитовая, реже долевая.

Кварцевые жилы (qct₁?) также относятся к жильной серии раннемеловых интрузий и прорывают раннемеловые (?) гранодиориты, гранодиорит-порфиры и докембристские образования. Мощность жил от долей см до 5-10 м, протяженность от десятков см до первых десятков метров. Жилы сложены кварцем, иногда с примесью (до 10-20%) полевого шпата. Чаще всего они безрудные, реже с вмешательностью пирита.

Рассмотренные выше интрузии гранодиоритов имеют широкое площадное развитие в Становом хребте и хребте Джугтур. Однако возраст их точно не определен. В.А.Альбов и В.Н.Монкин (1959) считают гранодиориты докембристскими на основании наблюдения нижнемеловых конгломератов с флорой неокена на их разбитой поверхности (в верховьях течения р.Удн). А.Г.Кап (1962) датировал возраст гранодиоритов как нижнемеловой, так как на территории листа М-52-1 гранодиориты прорывают нижнемеловые образования, охарактеризованные флорой нижнего мела. Учитывая противоречивость данных о возрасте гранодиоритов, он определяется как нижнемеловой условно. Абсолютный возраст гранодиоритов, определенный калий-аргоновым методом на сопредельной с их площадью листа М-52-Х (Ломак, 1962ф, 1963ф), равен 107, 125 (бассейн р.Мат. Иранда), 124 (долина р.Джиктанди), 131 (р.Намтыдан) млн.лет и не противоречит раннемеловому возрасту.

Возраст гранодиорит-порфиров, лейкократовых гранитов и даек условно определяется как нижнемеловой на основании их тесной пространственной связи, петрографического и химического сходства с гранодиоритами, с которыми они образуют единый интрузивный комплекс, а также на основании определенных абсолютного возраста. По данным Н.П.Ломыка (1962ф, 1963ф), на площади листа М-52-Х абсолютный возраст гранодиорит-порфиров равен 117 (р.Сивзакан), 132 (р.Ток) млн.лет, а лейкократовых гранитов 99 (р.Джиктанди), 104 (р.Ток) млн.лет (калий-аргоновый метод).

С гидротермальной фазой раннемелового (?) магматизма в районе связаны проявления золота, серебра, молибдена, на сопредельных площадях в Становом хребте известны связанные с раннемеловыми (?) интрузиями гранодиоритов скварцовые месторождения сфалерита и галенита, гидротермальные проявления меди и киновари.

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-52-IV расположена в основном в Становой нижепротерозойской складчатой области и лишь своей северной частью - в пределах южной окраины Алданского щита. В современном плане тектонического строения района следует различать: а) архейские и нижепротерозойские структуры кристаллического фундамента и б) мезо-кайнозойские структуры платформенного чехла и структуры, связанные с глубокими деформациями кристаллического фундамента (рис.2).

Докембрийский кристаллический фундамент

Архейские структуры Алданского щита проявлены в северной части территории, формирование которой связано с архейским этапом геологического развития. Происходившее в течение этого этапа накопление мощных осадочных толщ, сопровождавшееся излияниями основных эффузивов (впоследствии превращенных в чарнокиты), в конце архея завершается складкообразованием в условиях глубокого метаморфизма и магматизма. Свидетельством этого является глубокий метаморфизм алданского комплекса в гранулитовой фации и широкое проявление синоротенных адицитовых гранитов, интенсивно мигматизирующих метаморфические породы архея.

В пределах территории листа архейский кристаллический фундамент разбит на два блока по Ангенкурскому разлому, проходящему по длине рек Ангенкура и Артыка. Западнее этого разлома складчатый фундамент сложен породами типтонской серии, восточнее - джелтулинской серии.

Складчатая структура западного блока представлена ядром и частью што-завалютого крыла крупной Алгоминской антиклинали, расположенной, в основном, на территории соседнего с севера листа. Северо-восточное крыло и прилегающая к нему часть ядра срезаны Ангенкурским разломом. В пределах района ось Алгоминской антиклинали меняет свое направление от почти меридионального у северной его границы через што-восточное до широтного на междуречье Чаката и Алтомы и вновь до што-восточного на правобережье р.Алтомы. Ядро Алгоминской антиклинали сложено преимущественно гнейсами и кристаллическими сланцами углубинной свиты и имеет довольно сложное строение, обусловленное дополнительными складками более высокого порядка. Последние представлены орнезированными, согласно с общим простиранием Алгоминской антикли-

налы, сопряженными антиклинальными и синклинальными складками с размахом крыльев от 3 до 5 км и углами падения слоев на крыльях от 30-40° до 60-70°. На водоразделе рек Алтомы и Артыка, по правобережью р.Чаката, отмечается линейные складки с крутым наклоном крыльев, опрокинутые к северо-востоку и северу. Наиболее крупной из складок второго порядка является синклинальная прогиб, прослеживаемый от водораздела рек Чаката и Таранак через водораздел рек Таранак и Сивача к водоразду р.Ангенкур и распадающийся, вследствие углубинной шарнира, на серию отдельных синклинальных складок, ядра которых выполнены нижеунаугинской свитой. Што-западное крыло Алгоминской синклинали имеет довольно простое строение и сложено породами нижеунаугинской свиты, в целом монокиналино падающими от осевой части в запад-што-западных румбах под углами в 40-50°. Крыло осложнено поперечными дизъюнктивными нарушениями, а также редкими линейными складками с размахом крыльев до 1-1,5 км, ориентированными согласно простиранию крыла.

К северо-востоку от Ангенкурского разлома расположен фундамент крупной Альванарской синклинали, представлявший собой довольно просто построенную линейную симметричную синклиналь северо-западного простирания. Ядро складки выполнено гнейсами и сланцами альванарской свиты, крылья сложены сланцами основного состава верхней подсвиты хуаурянской свиты. Падение крыльев 20-60°. Преобладающие пикетивные дислокации второго порядка выражены линейными согласными складками с некрутыми (30-40°) углами падения их крыльев и размахом последних порядка 500-800 м. Наиболее крупные дополнительные пикетивные осложнения представлены сопряженными антиклинальными и синклинальными брахискладками второго порядка по правобережью р.Ангенкур с размахом крыльев до 2-3 км и падением их под углами 30-40°.

В целом для архейских складчатых структур Алданского щита в районе характерно общее их што-восточное простирание, довольно сложный характер складчатости и отсутствие пшюичастости.

Документированные архейские дизъюнктивы в районе не установлены. Это не исключает, однако, заложения части фиксируемых в архейском фундаменте многочисленных разрывов в архейский этап складчатости. В частности, В.К.Дзевановский на Алданском щите относит к архею заложение Главного Алданского разлома, што-восточным окончанием которого является в районе Ангенкурский глубинный разлом.

Синоротенные интрузии архейских адицитовых гранитоидов, сопровождающиеся полыми мигматитов, не обнаруживаются четкой при-

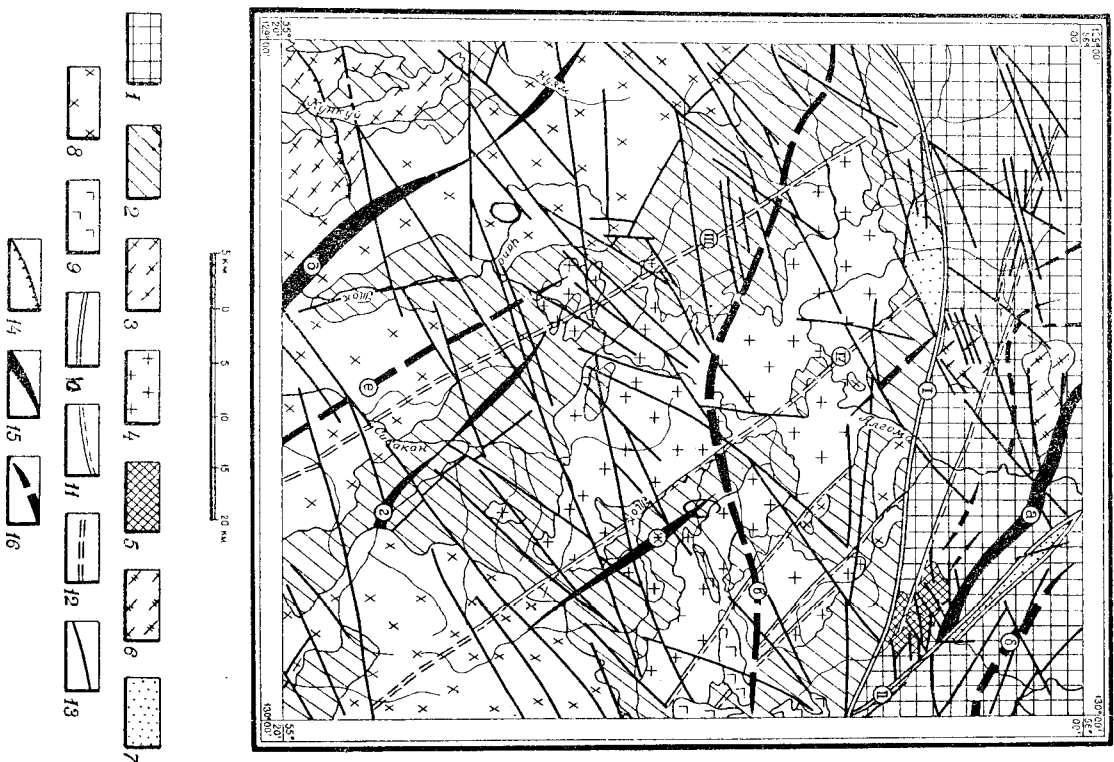


Рис.2. Тектоническая схема

Докхомырский кристаллический фундамент. Архейские структуры Алданского шита: 1 - крупные складчатые структуры, сложенные метаморфическими образованиями гранулитовой фации, осложненные дооперационной линейной складчатостью; 2 - крупные складчатые структуры, сложенные метаморфическими образованиями амфиболитовой фации, осложненные дополнительной мелкой линейной складчатостью, местами плавчатостью; 3 - синорогенные конкордантные интрузии раннепротерозойских (древнеархейских) гранитов с широкими полями мигматитов; 4 - позднеорогенные конкордантные интрузии раннепротерозойских диоритов с широкими полями мигматитов; 5 - древние интрузии раннепротерозойских габброидов; 6 - приазовские дискордантные интрузии раннепротерозойских (древнеархейских) гранитов.

Мезо-кайновозойский палеогенный чехол и структуры, связанные с глыбовыми деформациями кристаллического фундамента в мезо-кайновое: 7 - трещины, выполненные моноклинално залегающими мезозойскими континентальными отложениями; 8 - трещинные интрузии раннекайновозых (7) гранитоидов; 9 - покровы четвертичных базальтов трещинного типа. Разрывные нарушения: 10 - глубинные доломитирующие разломы; 11 - разломы нижнепротерозойского заложения; 12 - предполагаемые разломы, заложенные в нижнем протерозое, впоследствии залеченные; 13 - прочные разломы; 14 - надрывы посткайновозовые. Пручневые разломы: 15 - оси синклиналий и направления их возмущения; 16 - оси синклиналий и направления их возмущения. Важнейшие структуры (обозначены на схеме буквами в кружках): а - Алгонкинский антиклиналь; б - Альбертский синклиналь; в - Токско-Алгонкинский синклиналь; г - Ядвигинский антиклиналь; д - Чапский антиклиналь; е - Сиверский синклиналь; ж - Уайтхорский антиклиналь; з - Становый разлом; и - Архангельский разлом; к - Чапский разлом; л - Токский разлом.

урочности к определенным складчатым структурам. Наиболее древние архейские платогориты приурочены к юго-западному крылу Алгоминской синклинали.

В юнже архей происходит консолидация Адавского шита и превращение его в жесткий массив.

Нижнепротерозойские структуры в основном обдаются представлены сложными пиктивыми дислокациями, синхронными интрузивными гранитоидом и крупными дизъюнктивными. Состав пород и степень дислоцированности нижнепротерозойских кристаллических образований указывает, что формирование их происходило в тесноинклиналных условиях глубинного типа, сопровождавшихся при складкообразовании региональными ультраметаморфизмом и синхронными глубинными метаматизмом.

Нижнепротерозойские складчатые сооружения первого порядка представлены Токско-Алгоминской синклиналъ и сопряженными с ней на юге кулисообразно расположенными Чапской и Явванской антиклиналями.

Токско-Алгоминская синклиналъ представляет собой крупную субшироко ориентированную складку с размахом крыльев около 30 км и протяженностью более 60 км. Ось синклинали, слабо изгибана, протягивается через весь район от оз. Имарута к верховьям р. Алгоми. Приходящаяся на Токско-Алгоминское междуречье юдро складки сложено кристаллическими сланцами верхней подосветы кулулинканской свиты, крылья - нижней подосветы кулулинканской свиты, частично, чиличинской свитой. Наблюдаемое к западу от р. Тока расширение и сужение полос выходов верхней подосветы кулулинканской свиты в юдре Токско-Алгоминской синклинали свидетельствует об ундуляции ее шарнира на данном участке. Конфигурация контакта подосветы кулулинканской свиты в верховьях рек Горучи и Чарданта наметает резкое возмущение шарнира по направлению к востоку и центрициналное замыкание складки восточнее оз. Имароды. Строеение Токско-Алгоминской синклинали, особенно ее осевой части, в значительной степени маскируется приуроченными к ней интрузивными нижнепротерозойскими диоритом и гранодиоритом.

Из фиксируемых пиктиковых дислокаций второго порядка наиболее крупной является Уагирская антиклиналь, осложняющая восточную часть южного крыла Токско-Алгоминской синклинали на междуречье Тока и Чарданта и представляющая собой линейную складку с размахом полого наклоненных крыльев около 10-15 км. Ось антиклинали имеет северо-западное простирание и пересекает долину р. Тока у устья р. Нампиган. Внутреннее строение этой антиклинали довольно сложно вследствие наличия складок более высо-

кого порядка (с размахом крыльев в сотни метров - первые километры) и многочисленных дизъюнктивных нарушений. На междуречье Чарданта и Алгоми северное крыло Токско-Алгоминской синклинали, срезанное с севера Становым глубинным разломом, осложнено сериями сопряженных линейных складок северо-западного простирания с размахом крыльев около 4-5 км и наклоном в 30-40°. Восточнее, в бассейне р. Горучи, северное крыло Токско-Алгоминской синклинали имеет простое строение с моноцициналным наклонном слое к осевой части под углом 20-60°. Из дизъюнктивных нарушений, осложняющих строение Токско-Алгоминской синклинали, крупнейшими являются Чапской разлом, пересекающий синклиналъ в северо-западном направлении от пос. Чап к верховьям р. Алгоми. Переменения по этому разлому выразились в поднятии северо-восточного блока на 2-3 км, что вызвало поднятие в осевой части синклинали, сложенной верхней подосветой кулулинканской свиты, полос выходов пород нижней подосветы той же свиты.

Явванская антиклиналь заходит на территорию рассматриваемого листа своим западным периклиналным окончанием и незначительной частью юдра, строение которого скрыто приуроченной к нему интрузией раннемагматических (?) гранодиоритом. Ось антиклинали протягивается от восточной границы района, через верховья р. Джиканда, до долины Явванки в широтном направлении и затем изгибается к северо-западу, пересекая долину р. Тока выше устья р. Чапи. Западный периклиналное замыкание антиклинали четко вырисовывается простиранием складчатых пород чиличинской свиты и нижней подосветы кулулинканской свиты, моноцицинално падущих от юдра под углами в 20-60°. Конфигурация выходов нижней подосветы кулулинканской свиты на междуречье Сивакана и Тока в осевой части складки свидетельствует об ундуляции шарнира антиклинали, который приводит к образованию на данном участке осложняющих складок второго и третьего порядка. Из них наиболее крупной является брахиантиклиналь, сложенная породами нижней подосветы кулулинканской свиты, с размахом крыльев около 10 км и падением пород на крыльях под углами в 30-40°. На междуречье Намуги и Сивакана часть северного крыла Явванской антиклинали осложнена крупным пологим антицициналным перегибом северо-западного простирания, являющимся продолжением вышеописанной Уагирской антиклинали. В пределах южного крыла Явванской синклинали моноцициналное падение пород в южных азимутах осложняется линейными складками (с размахом крыльев до 0,1-1 км и крути их наклоном), согласованными с общим восток-юго-восточным простиранием крыла.

Строение Чапской антиклинали почти полностью скрыто интрузией раннемоловых (?) гранодиоритов и раннепротерозойских гранитов. Ось антиклинали намечается через верховья р. Курум-Кунгук и Нулама в северо-западном направлении. Резкое погружение шарнира антиклинали на междуречье Кунгук и Чап приводит к образованию линейной пологой синклинали второго порядка с размахом крыльев около 7-10 м, ориентированной вкрест простирания Чапской антиклинали.

Вследствие кулисообразного расположения осей Ялваканской и Чапской антиклиналей, на междуречье Тока и Сивакана приходится разветвляющийся узкий Сиваканский синклиналиный прогиб, сложенный породами верхней подосветы кудуликанской свиты. Простирание оси прогиба северо-западное, фиксируемый размах крыльев (по выходам пород нижней подосветы кудуликанской свиты) от 8 до 15 км, падение крутое (40-80°) к осевой части. В бассейне нижнего течения р. Сивакана основная часть Сиваканского прогиба окружена меловой интрузией.

Для всех перечисленных раннепротерозойских складчатых структур характерно наличие доломитизированной, часто линейной складчатости высшего порядка с размахом крыльев в единицы, десятки и сотни метров. Иногда наблюдается опрокидывание складок, как правый, в сторону осевых частей антиклинальных структур первого и второго порядка. В тонкопелосчатых разностях гнейсов чилчинской и кудуликанской свит фиксируется пологость (бассейн рек Сивакана, Тока). На отдельных участках долины р. Ток и устья р. Чап доломитизированная мелкая складчатость носит изоморфный характер, зачастую с пережимами, опрокидыванием, обозначением складок волочения с отдельными ядрами.

Древнестановые синорогенные гранитоиды, имеющие широкое развитие в Становой зоне, в районе развития преимущественно на юго-западном крыле Чапской антиклинали. Конкордантные интрузии синорогенных раннепротерозойских диоритов, приурочены к доломитизированным складкам северо-западного простирания в ядре Токиско-Алгоминской синклинали.

Важнейшим дисъюнктивным нарушением раннепротерозойского времени является Становой глубинный разлом, пересекающий территорию листа с востока на запад от верховьев р. Ангэнкур к истокам р. Алгоми. На местности Становой разлом четко фиксируется пошлой (1-5 км) зоной дисфторитов, частично катаклазированных и миконитизированных. По современной схеме морфологии он представляется собой серию смежных субпараллельных взбросов с крутым падением плоскости смещения к югу. Становой разлом является

традицией Становой области и Алданского шита. Образование его относится к началу протерозоя и связано с заложением раннепротерозойской геосинклинали, которую он ограничивал с севера от жесткого массива Алданского шита. Подобная роль Станового разлома в раннепротерозойской истории обусловила его огромное значение в распределении и характере раннепротерозойского магматизма в пределах района. К югу от разлома раннепротерозойские интрузии характеризуются чертами, присущими синорогенным интрузиям, и имеют широкое развитие. К северу от Станового разлома раннепротерозойские интрузии распространены очень незначительно, приурочены к разрывам, оперирующим Становой разлом, и часто имеют трещинный характер.

Воспользуемся дислокацией и сыграют важную роль в раннепротерозойском орогенезе Становой области. Среди них наиболее значительными являются крупные протяженные разломы северо-западного простирания: Чапский и Токинский. Первоначальная морфология их либо в значительной степени изменена последующими (мезозойскими) подвижками, либо не устанавливается вследствие того, что зоны этих разломов оказались захваченными. Чапский разлом фиксируется на междуречье р. Чап и Алгоми. Юго-восточное продолжение этого разлома намечается в бассейне р. Налди-Зимовычи по смещению оси антиклинального подгития (сопряженного с ядром Токиско-Алгоминской синклинали), выразившемуся в кулисообразном расположении составляющих его подгитий Ялваканской и Чапской антиклиналей. На аэромаршированной карте разлом выражен резкой смежной интенсивности поля.

Токинский разлом протягивается от долины р.ч. Золотого через оз. Джугумир и по долине р. Ток к верховьям р. Намуты. Современная морфология этого разлома юго-восточнее устья р. Улгир, скорее всего, обязана подвижкам в мезозойское время. К северо-западу от устья Улгира на местности Токинский разлом не выражен и намечается примыкающей ориентировкой контакта раннепротерозойских гранодиоритов со сланцами кудуликанской свиты. Интрузивный характер контакта свидетельствует о проважении подвижек по разлому до окончания формирования интрузии, вследствие чего разлом оказался захваченным раннепротерозойскими диоритами.

Некоторая ориентированность большинства массивов раннепротерозойских диоритов в северо-западном направлении позволяет предположить связь интрузий с системой подобных дисъюнктивов. Интересно сопоставление осей плективных дислокаций второго порядка, в частности Улгирской антиклинали и линейных складок на междуречье Алгоми и Чакаган, с простиранием крупных северо-

западных разломов. Это наводит на мысль о более раннем заложении этих дизъюнктивов в начальный этап раннепротерозойской складчатости и подчиненности им пикативных структур второго порядка.

Н и ж н е п р о т е р о з о й с к и е с т р у к т у р ы л и д н с к о г о щ и т а представлены разрывными нарушениями и приразломными интрузиями раннепротерозойских таброидов и дискорданными интрузиями раннепротерозойских гранитов. По серии параллельных разрывов, очерченных Становой разлом, происходит интенсивное расчленение архейских гнейсов и образование дифторитов зеленосланцевой фации, связанных с гидротермальной фазой древнетазового магматизма. Зоны дифтореза приурочены также к Авгенкурскому разлому. Среди многочисленных разрывов в архейском основании протерозойские дизъюнктивы фиксируются по приуроченности к ним жил мусковитовых пеллитов и мусковитизированных пород. Как правило, мусковитизация приурочена к субширотным и северо-западным крутоопущенным разломам, среди которых наиболее протяженным является разлом, протянувшийся через верховья Чакатая к истокам р. Авгенкур.

Для раннепротерозойских интрузий в пределах шита характерны резкие секущие контакты с вмещающими архейскими толщами, дискорданные формы массивов и ориентировка мелких тел и жил в приконтактных частях согласно расчленению по раннепротерозойским разломам.

В конце нижнего протерозоя происходит замыкание раннепротерозойской геосинклинали и причленение к Алданскому шиту Становой области, с этого времени составляющих единый кристаллический массив. Геологическая история района в синии-палеозое не документирована вследствие отсутствия в его пределах образцов этого времени. Вероятнее всего, уже после консолидации раннепротерозойского кристаллического основания рассматриваемая территория превращается в жесткий платформенный массив. Отсутствие отложений синия и нижнего кембрия, имеющих платформенный характер на территории сопредельного с севера листа, позволяет предположить, что район представлял собой область размыта и возмещения, начиная уже с синия. Наличие редких мелких штоков пегматитов палеозойского (?) возраста свидетельствует о проявлении в палеозое слабых дислокаций дизъюнктивного характера.

Мезо-кайнозойский платформенный чехол и структура, связанные с глыбовыми деформациями кристаллического фундамента в мезо-кайнозое

Платформенный характер развития территории в мезозое находит свое отражение в формировании нижеурских и нижемелевых осадочных отложений, относящихся к платформенному осадочному чехлу. Последующие глыбовые деформации кристаллического фундамента в посткайнозоевое время приводят к созданию современной области выходов платформенных отложений в виде локальных грабенноз: Авгенкурского и Чакатаяского.

Авгенкурский грабен расположен в северо-восточной части района и вытянут вдоль Авгенкурского разлома в северо-западном направлении. Ширина грабена в долине р. Арлык около 1-1,5 км, в долине р. Авгенкур — около 0,5-0,7 км. Он осложнен диагональными и поперечными разрывами, несущественно сменяющими Авгенкурский разлом. По направлению к северо-западу грабен выклинивается. Кросские континентальные отложения, выполняющие грабен, моноктинально падают к юго-западу под углом в 30-40°, что, скорее всего, связано с блоковыми подвижками кристаллического основания.

Чакатаянский грабен расположен в долине р. Чакатая и вытянут в широтном направлении, приклякая с юга к Становому разлому. Он выполнен конгломератами уральской свиты нижнего мела, моноктинально наклонен к северо-западу под углом в 20-30°. Наклон слоев обусловлен более молодыми перемещениями кристаллического основания по серии разрывов, оканчивавшихся и частично осложнявшихся Чакатаяским грабеном.

Особенностью развития рассматриваемой территории в мезо-кайнозое являются неоднократные глыбовые деформации кристаллического фундамента по разрывам. Раннемеловой этап глыбовых деформаций сопровождается внедрением гипабиссальных интрузий гранитоидов. Для этих гранитоидов устанавливается полный контакт с вмещающими породами, наклон которого на разных участках варьирует от 15 до 50°, и пластообразная трещиноватая их форма. Подобранные факты подтверждают выводы В.К. Давыдовского (1959) о внедрении раннемеловых интрузий по пологонаходящим разломам. По мнению упомянутого исследователя, источником данных интрузий являются маты оротенного Монголо-Охотского мезозойского пояса, проникающие в пределы жесткого кристаллического фундамента Становой области вдоль глубинных разломов.

Характерным является приуроченность раннемеловых (?) гра-

нищотных интрузий к ядрам нижнепротерозойских антиклинальных структур первого порядка. Существенную роль в характере мезозойских глыбовых деформаций кристаллического фундамента сыграл Становой глубинный разлом. Он явился границей, ниже которой глыбовая активизация кристаллического фундамента сопровождалась внедрением значительных масс раннемеловых гранитоидов. К северу от Станового разлома архейский фундамент обдавлен большой стабильностью, в связи с чем мезозойская активизация здесь не сопровождалась внедрением гранитных интрузий, т.е. Становой разлом явился своеобразным барьером для проникновения крупных масс раннемеловых гранитоидов.

Мезо-кайнозойские глыбовые деформации сопровождаются появлением многочисленных разрывных нарушений. Довольно протяженные разломы восток-северо-восточного простирания нижнемелового возраста задевают дайками раннемеловых трапидорит-порфиров. Судя по затеканию даяк, плоскости смещения большинства разрывов, как правило, падают к вл-юго-востоку под углами 50-80°, хотя встречаются и почти вертикальные.

Многочисленные разрывные нарушения, для которых документированы лишь постнижнемеловой возраст, группируются в отчетливо выраженные системы северо-западного, субширотного, северо-восточного и субмеридионального простирания. Относительно древними являются северо-западные разрывы, наиболее молодыми — северо-восточные и субмеридиональные. Большинство разрывов относится к сбросам с крутопадавшей либо вертикальной плоскостью смещения, что подтверждается дешифрированием их на аэрофотоснимках в виде прямых линий. На местности они выражены зонами катаклизмов, микронитов мощностью от 35 до 20 м и пружиненными к ним кварцевыми жилами и участками пиритизации. Наиболее мощные зоны катаклизмов по ширине (до 5-10 км) отмечаются в юго-восточной части района, где они приурочены к периферической части раннемеловой интрузии и изменяют свое простирание от северо-западного в верховьях р. Бывакана до северо-восточного в долинах рек Намуты и Тока. В юго-западной части района, в бассейне р. Кулгук, наблюдается надыт восток-северо-восточного простирания с падением плоскости к вту под углом 30-40°.

В кайнозойский этап вновь проявляются глыбовые перемещения кристаллического фундамента по зонам разрывов, сопровождавшиеся в четвертичное время в зоне Станового разлома трещинными изгибами базальтов. Новейшие глыбовые дислокации приводят к формированию современного тектонического плана рассматриваемой территории.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Интенсивные блоковые движения кристаллического фундамента в четвертичное время были основным фактором, определявшим возникновение и развитие морфоструктур современного рельефа, детали которого сформировались под воздействием эндо- и экзогенных факторов (рис.3).

Геоморфологическое районирование отношений на территории листа выделяет: область интенсивных поднятий; область задевленных поднятий; область тектонической стабильности.

Высокотерриториально резко расчлененный ледниково-эрозивный альпийский рельеф области интенсивных поднятий охватывает северную часть района (бассейны рек Чакатай, Алтом, Тусован), где широко развиты ледниковые цирки (кары), троповые долины, зубчатые скалистые теребны и островверхие вершины, у-образные долины, крутые осыни и курумы. Из аккумулятивных образований здесь присутствуют морены, а речные террасы являются редкостью. Энергия рельефа достигает 1200 м. Склоны крутые (30-40°), встречаются вертикальные обрывы. Абсолютные отметки водоразделов достигают 2000 м. В районе устанавливаются два этапа оледенения, причем представителем более раннего оледенения является Верхне-Чакатайский цирк, ориентировка которого не совпадает с современной гидросетью. Цирки позднего оледенения всегда открывались в долины современных рек.

Среднегорный расчлененный денудационно-эрозивный круто-склонный рельеф характеризуется более мягким ландшафтом, хотя глубина эрозивного расчленения достигает 900-1000 м. Типичными формами являются у-образные долины, четко выраженные узкие водоразделы, каменные осыни и курумы. Абсолютные высоты достигают 1700-1800 м. Формы ледниковой экзарзации и аккумуляции распространены только в бассейне левых притоков р. Бывакан. Господствующие углы наклона склонов 15-25°.

В пределах области интенсивных поднятий, в бассейне верхнего течения р. Намуты, расположена слабо возвышенная поверхность выравнивания — среднегорное денудационное выровненное плато на абсолютных высотах 1500-1600 м с глубиной расчленения до 250 м. Это пологохолмистое плоскогорье окаймлено с трех сторон резко расчлененными гольцовыми возвышенностями с абсолютными высотами до 1800 м. С тенетической стороны оно представляет собой реликт древней эрозивно-денудационной равнины, приподнятой на значительную высоту блоковыми поднятиями, не затронутой современной эрозией.

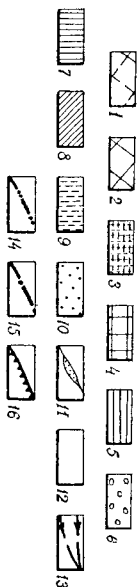
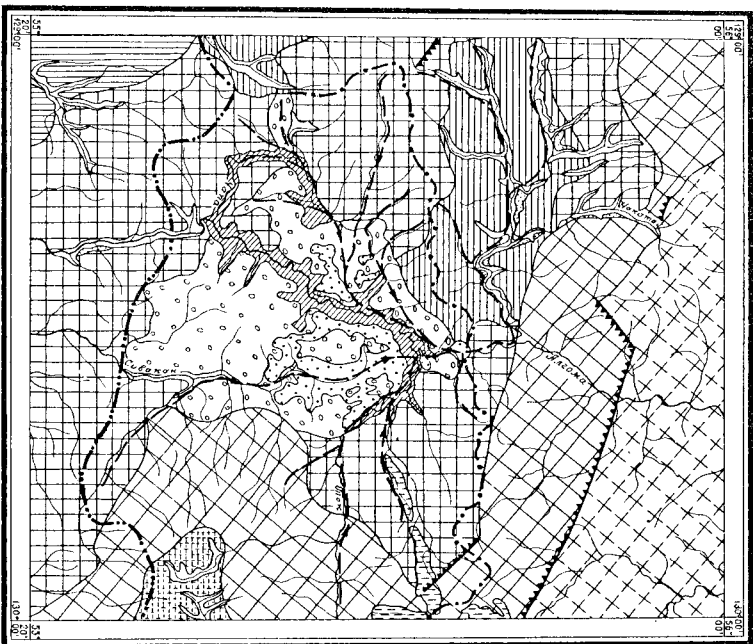


Рис.3. Географическая схема

Область интенсивных поднятий: 1 - высокогорный резко расчлененный ледниково-эрозийный альпийский рельеф; 2 - среднегорный расчлененный денудационно-эрозийный крутосклонный рельеф; 3 - среднетеррасный денудационно-эрозийный плато на абсолютных высотах 1500-1600 м. Область замедленных поднятий: 4 - среднетеррасный умеренно расчлененный денудационно-эрозийный рельеф. Область тектонической стабильности: 5 - среднетеррасное слабо возвышенное денудационное плато на абсолютных высотах 1000-1300 м; 6 - аккумулятивно-денудационное древнее равнинное плато; 7 - низкогорный умеренно и слабо расчлененный эрозийно-денудационный рельеф; 8 - эрозийный крутосклонный рельеф каньонообразных долин; 9 - вулканический рельеф базальтовых покровов. Прочие особенности: 10 - покровы не-среднетеррасных (?) вулканических отложений; 11 - аккумулятивные надпойменные террасы; 12 - высокая пойма и русла речных долин; 13 - предположительное расположение долины пре-Алто с указанием направления течения; 14 - предположительное положение водораздельной части Станового хребта в нижне-среднетеррасное время; 15 - линия водораздела современного Станового хребта; 16 - тектонические уступы макрорельефа.

Область замедленных поднятий расположена южнее и юго-западнее области интенсивных поднятий. В формировании среднегодового умеренно расчлененного денудационно-эрозийного рельефа этой области в равной степени участвовали эрозия рек и денудация склонов. Степень расчлененности рельефа средняя; она значительно меньше расчлененности северной части территории. Господствующими углами наклона склонов хребта 8-10°, реже 4-8°. Характерными формами являются долины с пологими склонами, реже в-образные и широкотеррасные долины; повсеместно развит речной террасовый комплекс. В поле развиты мезозойских интрузивных пород часто встречаются денудационные останцы. Водоразделы имеют мягкие очертания. Энергия рельефа равна 500-700 м.

Область тектонической стабильности занимает центральную и юго-западную части территории. Входящее в состав этой области слабо возвышенное эрозийно-денудационное среднегодовое плато развито в бассейне рек Ариикты и Алтои, характеризуется мягкими очертаниями водоразделов, широкими и заболоченными пологосклонными речными долинами. Абсолютные отметки водоразделов укладываются в 1200-1280 м, углы наклона склонов составляют 1-4°. Энергия рельефа около 250 м.

Аккумулятивно-денудационное древнее равнинное плато - полого холмистое плоскогорье, расположенное в центре района (вершина р. Сивакан), характеризуется энергичей рельефа в 60 м и абсолютными высотами 1000-1100 м. Это очень плоские столбовидные поверхности, покрытые обширными маршами. Водораздельные галечники на этих поверхностях свидетельствуют о наличии древней грядосети, конфигурация которой не совпала с современной, а в урочище Дикягул сохранилась даже цепь озер, представляющих собой остатки русла крупной древней реки.

В бассейне рек Угуна и Кунгуа развит низкогорный умеренно и слабо расчлененный эрозийно-денудационный рельеф. Абсолютные высоты водоразделов около 700-1000 м. Энергия рельефа 150-300 м. Характерны широкие пологосклонные долины с выходящими водоразделами.

Своеобразный эрозийный крутосклонный рельеф имеет долина р. Тока и нижняя часть долины р. Чапы. Они представляют собой плутобокие (до 300 м) каньоны, врезающиеся в плоскую поверхность древней денудационной равнины. Появление этих каньонов-долин у Тока и Чапы связано с перехватом этих рек, относящихся в прошлом к

бассейну р.Алгомы, гидросетью Зейского бассейна. Этот перехват привел к бурному проявлению глубинной эрозии и, как следствие, к образованию каньонов.

Вулканический рельеф развит на базальтовых покровах и морфологически представляет собой плоские заболоченные, постепенно снижающиеся в западном направлении, столбовидные поверхности, круто обрывающиеся к долинам рек террасовидными уступами.

Находки на водоразделах древнего вливания, изучение древних поверхностей выравнивания в совокупности со многими другими геологическими и геоморфологическими данными, позволяют воссоздать историю развития современного рельефа. В нижне-среднечетвертичное время описываемая территория представляла собой пенеплен с гидросетью, направление которой не совпадало с современной. Не походил на современный и Становой хребет, его водораздельная часть находилась на 25-30 км южнее. Геоморфологический анализ позволяет предполагать существование древней речной долины (пра-Алгомы), проходившей с юга на север через верховья современной р.Сиванена, средней часть р.Анчанна. Правыми притоками древней долины являлись реки Улапир (пра-Улапир) и Ток (на участке выше устья р.Улапир). Крупный левый приток существовал в бассейне современных рек Нуяма, Чапи и Качу. В конце среднечетвертичного времени начинается тектоническая дифференциация района. Появляются крупные расколы, в долину пра-Улапир вливаются базальты, наступает похолодание и в наиболее поднятых участках на севере появляются ледники. Быстрое развитие регрессивной эрозии рек Амурского бассейна приводит к перехватам притоков пра-Алгомы и части ее самой. Этот процесс сопровождается передвиганием на север водораздельной линии Станового хребта.

Формирование гидросети в современном ее виде заканчивается в верхнечетвертичное время. К этому моменту единая в прошлом древняя денудационная поверхность дифференцируется на три разобщенных плато, морфологическое различие между которыми обусловлено проявлением более поздних рельефообразующих процессов. Поднятие отдельных блоков приводит к тому, что часть площади вновь выводится за снеговую линию и наступает эпоха второго оледенения, которое носит каровый и горнодолинный характер. К этому же времени относятся образование в современных границах Аленкурского грабена, возникновение мощных тлувинных расколов и новое изгибание базальтов. В современную эпоху, ознаменовавшуюся общим потеплением климата, закончилась оледенение. Для всего района по-прежнему характерна тенденция к поднятию. Вследствие блоковых движений образуются антецедентные участки долины многих рек.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-52-IV известны медные отработанные месторождения россыпного золота, непромышленные месторождения мусковита, а также коренные проявления каменного угля, золота, серебра, молибдена, редких земель, горного хрусталя, мушкетита. В шликах встречаются минералы свинца, золота, шедит, молибденит, монацит, ортит, циркон, базобисмутит, кинзоварь. Металлогенетическим опробованием установлен ряд спектрометаллометрических ореолов с повышенным содержанием свинца и молибдена.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь

Проявление каменного угля (№ 17) расположено в долине р.Аленкур. Оно приурочено к отложениям ихтинской (?) свиты, залегающим в узком (до 0,3 км) тектоническом клине протяженностью до 1,5-2 км. Угли встречаются в одном обнажении в виде пласта мощностью 0,15 м. Качество угля не установлено. Указанное проявление практического интереса не представляет. Ввиду отсутствия промышленных концентраций угля в породах ихтинской свиты в известных угленосных бассейнах Южной Якутии и вследствие незначительной площади выходов ихтинской свиты, район не перспективен для обнаружения значительных месторождений каменного угля. Однако не исключена возможность нахождения небольших залежей угля, которые могут быть при необходимости использованы для местных нужд.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Свинец

Минералы свинца (вульфенит, галенит) встречаются в единичных шликах по рекам Нуяма, Курум-Кулгуд и образуют ореол № 40, охватывавший бассейн р.Ток (выше устья р.Улапир) и нижнюю часть долины р.Намути. Ореол № 40 представляет шликами с присутствующими в единичных знаках вульфенитом, ассоциирующим с пе-

елитом, молибденитом, хромитом, ортитом, цирконом, рутилом, ренитом, перовскитом, церусситом, золотом, базобисмутитом. Сильные спектрометаллометрические ореолы (содержание 0,004-0,06%) зафиксированы в верхнем течении рек Чакатая (№ 3), Утукта (№ 12), Арипикты (№ 19, 21), Седота (№ 20), Горуичи и Аныча (№ 14), Тока (№ 47), в бассейне рек Курум-Кунтуку (№ 52), Мухун-Донди (№ 55), по р. Агрус и нижней части долины р. Чапы (№ 38).

Крупный по площади ореол (№ 45) охватывает верховья левых притоков р. Сиванана, часть долины р. Ливакана и верховья р. Надди-Зимовичи. Шликовой ореол и почти все спектрометаллометрические ореолы свинца приурочены к зонам разрывных нарушений, среди которых преобладают разрывы северо-восточного простирания, причем для большинства ореолов (№ 3, 14, 40, 38, 45, 47, 52, 55) характерна явная связь с контактами раннемеловых (?) гранодиоритов. Коренными источниками могут быть жилы свинца типотермального типа в зонах разломов в связи с раннемеловой (?) интрузией гранодиоритов, а в пределах ореола № 45 возможны и скваровые проявления.

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы Золото

Область Станового хребта, в частности территория раскватрированного района, издавна считалась перспективной на золото. Поиски золота в районе начались еще в конце прошлого столетия, причем на раннем этапе выявления перспектив золотоносности основное внимание уделялось поискам россыпных месторождений.

Первые коренные проявления золота (№ 1, 2, 5, 16, 29, 31) были обнаружены в 1946 г. А. И. Куком, выяснявшим вопрос о коренных источниках золота в бассейне р. Алтома. Поисковые работы на золото, проведенные Д. А. Сироткиным (1947г) в бассейне рек Тока и Чапы, в 1947 г. привели к обнаружению Чапского золоторудного проявления (№ 33). В результате поисково-съемочных работ масштаба 1:200 000, проведенных Сквородинской экспедицией БАТта в 1961 г., (Д. Б. Казмин и др.), обнаружены в пределах жидной полужидкой лавы проявления № 32, 41, 48, 50, 51, 53, 54. Всего в районе известно 14 проявлений золота. Все они установлены в результате пробного анализа штучных проб, отобранных из руд сульфидной минерализации и кварцевых жил. Детальные исследования до настоящего времени ни на одном из известных проявлений не проводились.

В 1961 г. Сквородинской экспедицией БАТта (Д. Б. Казмин и др.) на севере района были опробованы штучные и бороздовыми методами сульфидной минерализации в пунктах, где А. И. Куком отмечалось присутствие золота. Анализ пробных проб показал следы золота. Отрицательные результаты повторного опробования, по-видимому, связаны с неравномерным содержанием металла в золоторудных проявлениях, требующих для развития специального комплекса опробовательских работ, а также с недостаточностью полученных нами данных. Поэтому описание проявлений № 1, 2, 5, 16, 29, 31 в настоящей записке дано по материалам А. И. Кука (1950г), к сожалению, не содержащим сведений о мощности рудных тел, их протяженности и т. д.

Все коренные проявления золота в районе подразделяются на три морфогенетических типа: кварцевые жилы с пиритом; участки пиритизации и сульфидного оруденения вмещающих пород в зонах разломов; пиритизированные диориты.

Первый тип золоторудного оруденения в пиритизированных кварцевых жилах представлен коренными проявлениями № 31, 33, 48, 53 и проявлениями в эльви № 32, 50, 51, расположенными в центральной и жидкой частях района. Для подавляющего большинства проявлений этого типа (№ 33, 48, 50, 51, 53) характерна приуроченность к экзоконтактовой части интрузий раннемеловых (?) гранодиоритов и локализация преимущественно в трещинах, оперяющих разрывы восток-северо-восточного и северо-восточного простирания. Ужканское проявление № 32 расположено непосредственно в пределах интрузий раннемеловых (?) гранодиоритов в зоне широкого разлома, а Намкунское проявление № 31 приурочено к Становому глубинному разлому. Вмещающими породами в большинстве проявлений являются чаще всего катаклазированные гнейсы и сланцы нижнего протерозоя, в проявлениях № 32 - раннемеловые (?) катаклазированные гранодиориты.

Золото локализуется в кварцевых жилах, содержащих пирит; чаще всего в виде рассеянной мелкой (до 1-3 мм) вкрапленности (№ 31, 32, 51, 53). Реже (№ 33, 50), наряду с мелкой вкрапленностью, кварцевые жилы содержат крупные (до 1-3 см) вкрапленники, шпирообразные скопления (размером от 5 до 10 см в поперечнике) и тонкие (1-2 см) прожилки пирита. Пирит является основным рудным минералом. Иногда (№ 32, 50, 51) ему сопутствуют в незначительных количествах магнетит и ильменит, редко (№ 50, 53) молибденит. Золото во всех проявлениях связано с пиритом. Однако присутствие в жилах по рекам Току, Чапе, Кунтуку крупинки золота в сростках с кварцем дает основание предполагать возмож-

ность нахождения в данном типе и проявлений самородного золота. Это подтверждается также присутствием самородного золота в пиритовых кварцевых жилах в определенных районах (Фролова, 1958б). Жильные минералы представлены кварцем, редко с примесью полевых шпатов (№ 31). Кварц сливной, белый, серовато-белый, иногда бесцветный, стекловатый, часто трещиноватый. Преобладающая мощность кварцевых жил 0,1-0,2 м (№ 32, 48, 51, 53) в отдельных проявлениях (№ 50) - 0,5-0,6 м протяженностью жил не выяснена. Установление содержания золота по пробам, взятым с поверхности жил, характеризуется следующими цифрами (в г/т): № 31 - 1,1; № 32 - 0,3; № 33 - 6,2; № 48 - 12,0; № 50 - 0,3; № 51 - 0,4; № 53 - 0,08. Околожилные изменения вмещающих пород, как правило, выражены в их слабом окварцевании и пиритизации. Обычная мощность зоны околожилной измененности 5-10 см, реже (№ 48) - 0,3-0,4 м. В экзоконтактовой зоне золота содержится чаще всего в виде следов, лишь в проявлениях № 53 содержание золота достигает 0,08 г/т.

Тенезис проявлений первого типа гидротермальный. Установлено, что связь оруденения с гидротермальной фазой раннемелового (?) интрузивного комплекса. Для данного типа приводятся лишь описание наиболее интересных и типичных проявлений. Идущий фактический материал по остальным проявлениям приведен в списке проявлений полезных ископаемых.

Садаракское проявление № 48 расположено в левом борту долины р.Ток, в районе урочища Садарак, и приурочено к зоне разлома северо-восточного простирания. В коренном выходе сильно катаклизированные, хлоритизированные и пиритизированные амфиболитовые гнейсы и сланцы кудликанской свиты секутся кварцевой жилой. Мощность жилы 0,5 м, видима протяженностью около 3,5 м, далее она закрыта деловым и русловыми отложениями. Жила падает к северо-западу (аз. пад. 320°) под углом 70°. Кварцевая жила содержит рассеянную кристаллическую пиритизацию пирита размером от 0,1 до 1,0 см и гнезда пирита сечением до 10-20 см. Гнезда распределены по жиле спорадически, примерно через 10-20 см, выходы обычно крупнокристаллическим, реже землистым агрегатом пирита. В зоне экзоконтакта мощность 0,5 м гнейсы окварцованы и пиритизированы. Пробирный анализ бороздовой пробы, захватившей гнездобразное скопление пирита, показал содержание золота в 12,0 г/т. Рудные минералы представлены в основном пиритом с редкой примесью молибдена и илименита.

Второй тип оруденения золота в участках пиритизации вмещающих пород в зонах разломов представлен рудопроизведениями № 1,

5, 16, 29, 41, 54, для которых также намечается четкая структурная связь с трещинами, оперяющимися разрывы северо-восточного и восток-северо-восточного простирания. В проявлениях № 1, 5, 54 оруденение приурочено к контактам даек раннемеловых (?) жильных пород, при этом в проявлениях № 5, 54 оно локализуется в зоне экзоконтакта, а в проявлениях № 1 - захватывает и тело дайки. Вмещающими породами в проявлениях № 29, 41 являются раннепротерозойские кварцевые диориты, в проявлениях № 16 - нижнедромские песчаники.

Рудные тела представляют собой зоны пиритизации в интенсивно катаклизированных и миконитизированных вмещающих породах. Границы и контакты рудных тел нечеткие. Истинная мощность и протяженность рудных тел большинства проявлений вследствие плохой обнаженности пока не установлена. Видимая мощность их превышает первые метры. Преобладает кристаллический тип минерализации сульфидов (в основном пирита), образующих кристаллы 0,1-0,5 мм, реже до 1,0-1,5 см в поперечнике. В проявлениях № 5, кроме того, встречаются спорадически гнезда неправильной формы размером до 5-10 см, выполненные сульфидами, а в проявлениях № 54 - тонкие (1-2 см) прожилки и линзы пирита. Основным рудным минералом в проявлениях № 1, 16, 29, 54 является пирит, а в проявлениях № 5 рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, пирротинном, магнетитом и сфалеритом. Золото связано с пиритом и в самородном виде отсутствует. Содержание золота в поверхностной части рудных тел незначительные (в г/т): № 1 - 0,8; № 5 - до 3,2; № 16 - 3,2; № 29 - 1,4; № 41 - 0,5; № 54 - 0,9. Характерны для рассматриваемого типа оруденения является присутствие серебра, также, вероятно, связанного с пиритом и халькопиритом. Содержание серебра (№ 1 - 7,6 г/т; № 5 - 6,8 г/т; 8,0 г/т; 47,4 г/т; № 29 - 5,0 г/т; в остальных проявлениях не определено) превышает содержание золота в несколько раз.

Тенезис оруденения рассматриваемого типа гидротермальный. Намечается четкая связь его с гидротермальной фазой интрузивных раннемеловых (?) гранитоидов, следующей после внедрения дайкового комплекса.

Верхне-Чукотское проявление № 5 расположено в верховьях р.Чукатай, где оно приурочено к зоне разлома северо-восточного направления. Рудное тело представляет собой зону интенсивно пиритизированных, катаклизированных амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов нижнечукальской свиты вблизи на контакте с дайкой спесартитов раннемелового (?) возраста. Зона прослежена на протяжении 12 м по простиранию дайки и на 3 м по падению, мощность

ее содержится в пределах 2-3 м. Пирит импрегнирует породы в виде рассеянных вкраплеников (размер кристаллов от 1-2 мм до 5 мм). Спорадически по зоне встречается гнездобразные скопления (до 5-7 см в поперечнике), а также прожилки (до 1 см) сульфидов, представляющих пиритом, халькопиритом, сфалеритом и пирротином, а также магнетитом и гематитом, в участках обильной вкрапленности этих минералов. Содержание золота и серебра в сланцах с рассеянной вкрапленностью пирита составляет соответственно 0,6 г/т и 47,4 г/т, в пиритизированном гранатовом гнейсе с рассеянной вкрапленностью - 0,6 г/т и 7,8 г/т, в гнездобразном скоплении рудных минералов - 1,0 и 8,0 г/т, в вифибровых гнейсах, интенсивно импрегнированных пиритом, халькопиритом и пирротином - 3,2 г/т и 6,8 г/т.

Третий тип орудуенения золота - в диафторитах - зафиксирован в долине р.Бадис-Макит (№ 2). Опробованные А.И.Куком пиритизированные актинолит-хлоритовые сланцы с вкрапленностью пирита содержат: золота - 2,8 г/т, серебра - 13,2 г/т. Указанные элементы связаны с пиритом, однако в сопредельных районах для диафторитового типа установлено присутствие и самородного золота в линзовидных обособленных кварца в диафторите. Диафторитовый тип орудуенения является распространённым в Становой провинции и детально изучен в центральной части Станового хребта рядом исследователей. Большинство исследователей (Зверев, 1932ф; Коржинский, 1930ф) считает диафторитовый тип орудуенения гидротермальным и связывает его с гидротермальной деятельностью раннепротерозойских (древнестановых) гранитов.

Имеющиеся в настоящее время материалы по рудопроявлению золота перечисленных типов в районе недостаточны для оценки их практического значения. Для подобной оценки необходимо проведение специальных геологоразведочных работ. Наиболее перспективным как объект для добычи коренного золота является первый, жильный, тип орудуенения. Большинство известных в настоящее время в Становой и Монголо-Охотской провинциях месторождений золота относится к жильному типу. В связи с этим обращает на себя внимание значительное содержание золота в Садаракском рудопроявлении (№ 48). Второй тип орудуенения в зонах пиритизации менее перспективен на коренное золото. Разведанные проявления этого типа за пределами района (месторождение Копчаданский утес и др.) характеризуются крайне невыдержанным орудуением (фронта, 1953ф). Перспективы проявлений диафторитового типа орудуенения в качестве объекта для добычи коренного золота в пределах всей Становой зоны оцениваются большинством исследовате-

лей отрицательно вследствие низкого содержания золота и неравномерного, рассеянного характера орудуенения.

Перечисленные выше типы орудуенения являются основными коренными источниками россыпного золота. Кроме того, возможным локальным источником промежуточного типа могут служить нижнеэоловые конгломераты в бассейне р.Чакатан, содержащие обломки диафторитов.

Россыпные месторождения золота № 28-28, 34, 35 расположены в бассейне р.М.Чанн. Здесь в 1930-1946 гг. Зейским комбинатом треста Амурского велась систематическая эксплуатационная работа. Объектом разработки являлись золотосодержащие россыпные пойменные террасы. По данным В.А.Сиротина (1947ф), добыча шла в восьми пунктах. Размеры россыпей составляли: № 28 - 200 м x 5 м; № 24 - 50 м x 10 м; № 25 - 150 м x 20 м; № 26 - 300 м x 150 м; № 27 - 60 м x 50 м; № 28 - 2500 м x 100 м; № 34 - 1000 м x 250 м; № 35 - 1000 м x 50 м. Мощность песков на всех участках варьировала в пределах 1-2 м. Данные о содержании металлов отсутствуют. Всею в пределах перечисленных россыпей было добыто 156 кг чистого золота. Подсчитанные остатки россыпного золота в неотработанных цедиках составляют 8 кг. На оставшей части территории бассейна р.М.Чанн и по р.Качу велась несистематическая добыча старательскими шурфами.

Повторное шиховое опробование, проведенное В.А.Сиротиным (1947ф) в пределах этих россыпей, показало следующее содержание металлов (в г/м³ промтой породы): по р.Мал.Чале в русле - 3,05; 26,32; в кося - 2,75; в отвале шурфа - 0,47; в борту разреза - 0,4; по р.Качу в борту выработки - 2,25; 2,82; в отвале шурфа - 0,2; по р.Помпати в отвале шурфа - 0,5. На основании поисковых работ в бассейнах рек Мал.Чанн и Качу В.А.Сиротин (1947ф) пришел к выводу о бесперспективности этих участков на россыпное золото, поскольку запасы его были почти полностью исчерпаны эксплуатационными работами предыдущих лет.

На основании шихового опробования, проведенного в районе в разные годы, выделяется ряд шиховых орозов золота (№ 13, 22, 30, 49). Единичные шихи с редкими знаками золота в русловых и косовых отложениях отмечаются в верховьях рек Сивакана, Удмивана, Чаканва, Нининивана, по рекам Алгоме, Бадис-Накиту, Току, Угану, Кунгуду, Анагидату, Мукун-Донде, Джиктанде, Сивакану и его притокам. В шихах золота ассоциируется с шеллитом, пирроном, монацитом, реже молибденитом, вулфенитом, базобисмутином и оранжитом. В пределах орозов № 13 золота содержится в редких знаках в русловых отложениях рек Чакатан и Нирта-Макита в виде комкова-

ных, иногда пластинчатых, весьма слабо обработанных зерен размером до 1,5 мм. Основным коренным источником золота скорее всего являются диатриты. Промежуточным коллектором могут служить нижнемоховые конгломераты. Для долины р. Чакава в пределах ороена характерна развостанная долина, широкое русло с большими косами (до 500х300 м), значительная (до 500-600 м) ширина при протяженности в 1-2 км первой надпойменной террасы. Диагностические геоморфологические и геологические предпосылки позволяют рекомендовать этот участок долины для поисков косовых и пойменных россыпей. Долина р. Нирга-Макит менее благоприятна для образования крупных россыпей вследствие незначительной (ширина - десятки метров, протяженность - первые сотни метров) площади пойменных отложений.

Ореол № 22 расположен в верховьях р. Бол. Чань. Золото содержится в редких знаках в русловых отложениях. Долина реки зрелая, широкая (2-3 км), со значительной площадью рыхлых отложений, слагающих высокую пойму и первую надпойменную террасу. Участок благоприятен для формирования значительных долинных россыпей пойменного типа, в крайних частях долины, возможно, погребенных под чехлом дельтовых отложений.

Ореол № 30 охватывает долину р. Ултира и участок долины р. Тока между устьями рек Намуты и Чардага. Опробование косовых отложений показало повсеместное присутствие мелких знаков ороена. На всем протяжении р. Ултира и по р. Току в пределах ороена. По данным В.А. Сиротина (1947ф), содержание золота в косах р. Тока колеблется от редких знаков до 1,8 г/м³, а по р. Ултире составляет редкие знаки. Золото плохо окатано, пластинчатой дендритовой формы, иногда в сростках с кварцем. Опробование бортов выской поймы и первой надпойменной террасы установило содержание золота по р. Току от редких знаков до 0,3 г/м³, по р. Ултире - в редких знаках.

По р. Току наиболее благоприятным для формирования косовых и пойменных (долинных) россыпей является участок между реками Намуты и Коралем с косами до 0,5-0,6 км длиной при изменчивой ширине от 10 до 60 м и низкими аллювиальными террасами шириной до 60-200 м при длине в 0,3-1,0 км. Возможны локальные террасовые россыпи, связанные со второй, третьей и четвертой надпойменными покатными террасами. В 3 км ниже устья Кораль долина р. Тока узкая, каньонообразная, по геоморфологическим данным неблагоприятна для формирования и сохранения россыпей. Долина р. Ултира, исключая ее дзуккилометровую приустьевую часть, благоприятна для нахождения россыпей, связанных с коллиексом высокой

поймы и первой террасы, обладающих при небольшой ширине (десять-ки метров - 100 м) значительной протяженностью (до 1-2 км). Размеры кос по долине р. Ултир незначительны (протяженность - первые десятки метров, ширина - до 10 м). Здесь локальные косовые россыпи возможны лишь при богатом содержании металла.

В верховьях р. Кулгуя (№ 49) золото встречается в косовых и русловых отложениях в редких знаках в виде подокатанных пластинок и окатанных комковатых зерен размером 0,2-1,0 мм. Верховья р. Кулгуя, находясь в стадии эрозийного переустройства долины, с геоморфологических позиций мало благоприятны для формирования и сохранения россыпей.

Серебро

Серебро сопутствует золоту в проявленных № 1, 2, 5, 29, связанных с зонами пиритизации и сульфидной минерализации (см. раздел "Золото"), где содержание его составляет (в г/т): № 1 - 7,6; № 2 - 13,2; № 5 - 6,8; 8,0; 47,4; № 29 - 5,0. Проявление серебра № 37 приурочено к разрыву северо-восточного простирания, в зоне которого гранат-амфиболовые станции катаклазированы и минерализованы пиритом и халькопиритом в виде мелкой вкрапленности. Пробирным анализом установлено присутствие серебра 9,6 г/т, по данным спектрального анализа выявлено содержание меди 0,02%. Ввиду малых содержаний металла все известные проявления практической ценности не представляют. Перспективы района на серебро можно оценивать как положительные лишь в случае обнаружения промышленных проявлений золота в зонах пиритизации, в которых серебро является сопутным компонентом.

Р е д к и е м е т а л л ы

Вольфрам

Шелит является акцессорным минералом в раннемоховых (?) гранодиоритах и гранодиорит-порфирах. Этим объясняется присутствие шелита почти во всех шихах в южной части района, где он не представляет поискового интереса. Присутствие в шихах редких знаков шелита, ассоциирующего с рутилом, ильменитом, монацитом в бассейне рек Нирга-Макит, Ангеккур, Алтома, в северной части района также скорее всего связано с дайками раннемоловых (?) жильных пород. Имеемся данные не позволяют в настоящее

время положительно оценивать перспективы района в отношении вольфрама.

Молибден

Чакатаяское проявление молибдена (№ 4), представляет собой зону сульфидного оруденения, прослеженную в ряде обнажений на протяжении около двух километров вдоль разрывного нарушения северо-восточного простирания. Из-за плохой обнаженности мощность зоны не установлена, но, очевидно, она превышает первые метры. Здесь биосит-гранатовые плагитогнейсы и двупитроксеновые сланцы угунчинской свиты и аляскитовые граниты интенсивно обогреты, разбиты многочисленными трещинами и развалены. В участках разваления пород серицитизированы и хлоритизированы. Гнейсы и сланцы несут равномерную мелкую вкрапленность, тонкие прожилки (0,2-0,5 см) и примазки пирита и халькопирита.

Спектральными анализами установлено присутствие в зоне оруденения в 4 пунктах следующих металлов: молибдена - до 0,1%, меди - до 0,01%, свинца - до 0,06%, кобальта - до 0,03%; металлогенетическим опробованием на участке установлено повышенное содержание молибдена и свинца: до 0,06%. Значительная повышенность зоны и повышенные содержания молибдена позволяют рекомендовать чакатаяское проявление для поисково-разведочных работ.

Шиховый ореол молибдена выделяется в междуречье Явыкана и Найдун-Эмювьячи (№ 60). Молибденит в шихах ассоциирует с шешитом, цирконом, монацитом, ортитом.

В спектрометаллогенетических ореолах № 8, 19, 39, 36, 43, 42, 59 содержание молибдена колеблется от 0,003 до 0,06%.

Шиховой ореол и большинство спектрометаллогенетических ореолов молибдена приурочены к участкам, где развиты разномыслы северо-восточного и широтного простирания в экзоконтактах интрузивных районов (Назмин и др., 1961б) приурочены коренные проявления молибдена, что позволяет считать зоны ореолов в пределах района также благоприятными для гидротермального оруденения молибдена.

Редкие земли

Коренные проявления редких земель расположены в бассейне р. Аргенкур. Проявление № 15 связано с биоситовыми мигматитами хулуранской свиты, содержащими многочисленные постоянные и ин-

вариантные интрузии аляскитовых гранитов. Редкие земли связаны с монацитом. Содержание их, по данным спектрального анализа штучной пробы, следующее: церий - 0,6%, лантан - 0,3%, иттрий - 0,08%, итербий - 0,01%.

Проявление № 18 приурочено к жиле архейских ортогнейсов с монацитом, прорывавших гнейсы и сланцы хулуранской свиты. Мощность жилы 1,0-1,2 м. Содержание редких земель (по данным спектрального анализа): церий - 0,3-0,6%, лантан - 0,1-0,6%, иттрий - 0,008-0,006%, итербий - 0,01-0,03%, торий - до 2,0%. Из этих двух проявлений практический интерес представляет лишь редководельная минерализация в мигматитах, в том случае, если минерализация распространится на значительную площадь. В связи с этим для оценки проявления № 15 рекомендуется проведение поисково-разведочных работ.

В шихах редкие земли ортита, монацита, циркона имеют плохое развитие, что связано с присутствием этих минералов в качестве акцессориев в архейских, нижепитроксеновых и ранне-меловых гранитоидах. По данным шихового и металлогенетического опробования участки, перспективные на редководельное оруденение, выделить не удается.

Ртуть

Редкие знаки киновари встречаются в шихах в трех пунктах: в верховьях р. Умкана, в среднем течении р. Тока и по ее безымянному боковому притоку. Киноварь в шихах присутствует в виде неокатанных остомков размером до 0,3 мм, ассоциирует с базобисмитом, молибденитом, шешитом. Большой интерес представляет приуроченность шихов к киноварю в ущелье р. Тока и его бокового притока к участку пересечения разломов восток-северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направления, благоприятного для оруденения киновари. С подобным тектоническим узлом на территории листа М-52-Ш (Тиммелфарб и др., 1962б) связано коренное рудопроявление киновари. В связи с вышеизложенным данный участок является перспективным для ртутного оруденения.

Висмут

Базобисмит в редких знаках встречается в шихах по рекам Сивакаку, Мугун-Донде, Нуяму, Аргысу, в верховьях р. Курум-Кунтука и в бассейне р. Умкана. Базобисмит в шихах содержится в виде полукатанных угловатых обломков размером от 0,2 до

0,7 мм, ассоциирует иногда с молибденитом, золотом, вольфрамом. Приуроченность шпихов с базобискупитом к участкам, благоприятным для гидротермального оруденения в связи с раннемеловым (?) метаморфизмом и охватывающим зоны разломов северо-восточного и субширотного простирания в пределах интрузий раннемеловых гранитоидов и вблизи них, позволяет считать южную пологину района диагностической для минерализации висмута. Наиболее благоприятными для поисков коренных проявлений являются верховья рек Нунма и Удихана и нижняя часть бассейна р. Мухун-Донди, где базобискупит установлен во многих шпихах.

НЕМЕТАЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

О п т и ч е с к о е с и м р з е

Горный хрусталь

В юго-восточной части района известны два проявления горного хрусталя (№ 61, 62), приуроченные к зоне дробления и катаклаза в приконтактовой части интрузии раннемеловых гранодиоритов. В проявлении № 61 по р. Ялвакану среди сильно окварцованных милонитизированных раннемеловых (?) гранитоидов расположены многочисленные кварцевые жилы мощностью от 5 до 50 см, падающие к востоку под углом в 30°. Залыбанды жил сложены белым массивным кварцем, а центральные части представляют собой шетки и друзы кристаллов прозрачного и полупрозрачного горного хрусталя, покрытые тонкой пленкой окислов железа. Чаще встречаются почти прозрачные кристаллы длиной 2-3 см при поперечном сечении менее 1,0 см. Полупрозрачные мутные кристаллы обычно имеют длину 2-6 см при поперечном сечении около 1 см, иногда достигают длины до 10-12 см с поперечным сечением 1,5-2,5 см. Большинство кристаллов трещиноватые, со связями.

В проявлении № 62 по р. Джиктанге вблизи раннемеловой (?) интрузии на контакте биотитовых гнейсов и калийфиров расположились на кварцевая жила мощностью 0,5 м. Залыбанды жилы сложены белыми массивными кварцем, а основная ее часть представлена агрегатом кристаллов молочно-белого кварца длиной до 2-3 см. Редко встречаются шетки почти прозрачного хрусталя. Кристаллы с трещинами и связями.

Ввиду отсутствия среди метаморфических пород архая и нижнего протерозоя кварцитов, с которыми связаны месторождения горного хрусталя на ште Адлэнского шита, район является неперс-

пективным для крупных проявлений и месторождений горного хрусталя подобного типа. Вопрос о практическом значении обнаруженных жильных проявлений, также как и перспективах района на горный хрусталь в связи с проявлениями подобного типа, в настоящее время не решен и может быть решен после проведения специализированных поисково-разведочных работ в указанных участках.

С и л и к а т н ы е и с к о п а е м ы е

Слюда-мусковит

Проявления мусковита группируются в бассейне верхнего течения р. Чакатая (№ 6, 10) и в бассейне левых притоков р. Сивакина (№ 46, 56, 57, 58). Непромышленные месторождения известны в бассейне р. Чакатая (№ 7, 8, 9, 11), где в 1951-1958 гг. Е.П. Медведевым (1953 г., 1954 г.) были разведаны поверхностными горными выработками несколько участков развития осидневидных пегматитовых жил. Породами, вмещающими мусковитовосные пегматиты, являются архейские гнейсы и сланцы угличинской свиты типичной серии. По характеру залегания пегматитовые жилы являются согласными и секущими; как правило, они крутопадающие. Для всех жил характерно зональное строение. Залыбанды сложены мелкозернистым, а центральная часть крупнозернистым пегматитом, сменяющимся крупными блоками белого кварца. Всего Е.П. Медведевым обнаружено около 25 пегматитовых жил; по четырем из них проведен подсчет запасов.

Пегматитовая жила в вершине левого притока р. Чакатая (№ 8) имеет длину 68,0 м, мощность 0,8-1,0 м. Осименение приурочено к среднезернистому пегматиту и контакту его с блоками кварца в центральной части жилы. Максимальные размеры мусковита 8x10 см. Запасы слюды по кат. С₂ составляют 13,3 т.

На левобережье р. Чакатая (№ 7) в пегматитовой жиле, имеющей протяженность 100 м и мощность 0,65 м, обнаружен мусковит, максимальные размеры которого 20x6 см. Мусковит светло-коричневый до серебристого цвета, плотный, участками слегка деформированный, равномерно насыщает всю жилу на участке длиной 93 м. Среднее содержание слюды 22,9 кг/м³, запасы по кат. С₂ - 47,2 т.

В пегматитовой жиле длиной 37 м и мощностью 0,7-0,9 м на водоразделе рек Чакатая и Сивага (№ 11) содержится мусковит, размеры кристаллов которого достигают 10x12 см. Осиженными являются крупноблочный пегматит и блоки белого кварца в центре жилы. Мусковит распределен равномерно. Запасы по кат. С₂ состав-

лист 20,9 т.

Месторождение на правом берегу р. Чакатай, в вершине (№ 9), приурочено к перматитовой жиле длиной 63,0 м, мощностью до 2,5 м. Максимальные размеры мусковита 8х13 см, содержание 23,8 кг/м³, выход колотой массы 15,4 кг/м³, запасы по кат. С₂ - 4,0 т. Сведения о содержании слюды по месторождению № 7, 11 отсутствуют.

Кроме перечисленных месторождений в этом же участке обнаружено еще около 20 перматитовых жил, содержащих мусковит, по которому подсчет запасов не производился. На водоразделе рек Чакатай и Таранак (№ 6) в жиле длиной 10 м и мощностью 2 м содержится кристаллы мусковита до 8х6 см. Содержания слюды 31,8 кг/м³, выход колотой массы - 28,9 кг/м³. На правобережье р. Чакатай (в вершине) в жиле (№ 10) содержание мусковита достигает соответственно 18,8 кг/м³ с выходом колотой массы 16,1 кг/м³. Размеры отдельных пластин мусковита 12х10 см². Остатные жилы не разведывались.

Е. П. Медведев (1953ф, 1954ф), проводивший разведочные работы на Чакатайском участке месторождений и промпределий, приходит к выводу о его бесперспективности из-за низкого содержания слюды и удаленности объекта от обжитых районов.

Вторая группа мусковитовых проявлений расположена в бассейне левых притоков р. Сивакан (реки Ялвакан, Бол. Биранджа и др.). В бассейне правого притока р. Ялвакан (№ 56) на протяжении 2,5 км от устья в дельте и коренном залегании обнаружены многочисленные перматитовые жилы мощностью до 0,5 м. Перматит белого цвета, блоковый, содержит чистый, прозрачный, раскалывающийся на тонкие пластинки мусковит. Высота кристаллов слюды достигает 4,0 см, площадь отдельных пластин 25-30 см² (5х5, 5х6 см). На правом берегу р. Ялвакан обнаружены четыре пластинки слюды-мусковита размером 3х4 см (№ 57, 58). Несколько коренных выходов перматитов, содержащих мелкие (до 2х2 см) кристаллы мусковита, найдены в верховьях рек Бол. Биранджа (№ 46) и Лев. Сивакана. Все проявления второй группы укладываются в пределы широкой зоны мусковитизации северо-западного простирания, проходящей по митоматизованному метаморфическим породам иликанской серии нижнего протерозоя. Значительные размеры зон кондиционные, хотя и не очень крупные, размеры кристаллов мусковита позволяют рекомендовать эту зону (р. Ялвакан с притоками) для постановки поисковых работ.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

На территории листа в качестве строительного камня, облицовочного материала, бута и щебня могут быть использованы различные интрузивные породы.

К облицовочному материалу могут быть отнесены раннемезозойные (?) гранодиориты и раннепротерозойские диориты. Эти породы обладают достаточной плотностью, трещины отдельности дают блоки размером до 2х1,5 м, а равномерная светло-розовая окраска придает породе при отшлифовке нарядный вид. Исключение представляют катаклазированные разности в зонах разломов и катаклаза.

В качестве бута и щебня могут быть использованы как интрузивные, так и метаморфические породы.

Для дорожного строительства могут использоваться галька и гравий, также пески из выходов русел, пойм и I надпойменной террасы, развитые в долинах большинства рек района, исключая устья рек Ток, Чапы, Автенкура, а также глубоко врезающие долины бассейна меридионального течения р. Алгомы.

Возможно использование для получения извести мраморов архаи на водоразделе рек Сивака-Чакатай и в долине р. Алгомы. Использование мраморов сиваканской свиты в бассейне р. Сивакана исключено ввиду их малой и изменчивой мощности и интенсивного окварнивания.

Запасы строительных материалов практически не ограничены, но, ввиду неосвоенности и труднодоступности района, в настоящее время они не имеют практического значения.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА В ОТНОШЕНИИ ПОИСКОВ ИСКОПАЕМЫХ

1. Район является перспективным для поисков коренного золота. В качестве возможных источников коренного золота перспективным является орудование золота в пирит-кварцевых жилах. Рудопроизведения этого типа, в первую очередь Садарекское проявление № 48, могут быть рекомендованы для поисково-разведочных работ на коренное золото.

Для проявления жильного типа благоприятными структурами являются зоны разломов северо-восточного и восток-северо-восточного (реже субширотного) простирания южной интрузий раннемезозойских гранодиоритов. Разрывы этого же направления являются рудо-контролирующими и для орудования золота в зонах пиритизации.

4. Края пологая территория с геологических позиций благоприятна для гидротермального оруденения, связанного с интрузивными раннемолового (?) возраста. В связи с этим представляется интересным здесь содержание в шпихах минералов свинца, ртути, висмута, молибдена и металлогенетические ореолы свинца и молибдена. Конкретные участки, представляющие интерес для поисков этих металлов, указаны в соответствующих разделах главы "Поисковые ископаемые".

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В гидрогеологическом отношении район слабо изучен, так как специальных гидрогеологических работ в его пределах не производилось.

Подземные воды, развитые в районе, подразделяются на два типа: порово-пластовые в четвертичных рыхлых отложениях и трещинные в коренных породах. Главным фактором, определяющим режим как наземных, так и подземных вод, является многолетняя мерзлота, повсеместно развитая в районе и сводящая почти к нулю роль трещинных вод в общем водном балансе района. Минеральные источники в районе неизвестны.

Среди порово-пластовых вод наибольшее значение имеют надмерзлотные воды рыхлых отложений: аллювия, пролива, дельта и элювия. Питание надмерзлотных вод, за исключением вод в пойменных террасах крупных рек, осуществляется непосредственно за счет атмосферных осадков и зависит от степени сезонного оттаивания и промерзания деятельного слоя, мощность которого невелика и составляет 0,3-0,6 м на склонах северной экспозиции и 0,5-1 м на торсионных площадках и склонах южной экспозиции. Наиболее мощным (до 5-6 м) является деятельный слой в аллювии крупных рек (Ток, Сивакан, Алтома, Кунтукуй и др.). Вследствие близкого расположения поверхности многолетней мерзлоты, являющейся водоупором, наблюдается заболачивание почти всех более или менее торсионных площадок, быстрое насыщение деятельного слоя дождевыми или талыми водами и резкое преобладание поверхностного стока над подземным.

Число мелких родников в районе довольно велико, подавляющее большинство их приурочено к тальвегам различных промыв. Расход воды в родниках резко возрастает во время дождей, а сам родник обычно перемещается вверх по тальвегу. Родники такого типа характерны для курчумов и являются выходами из-под дельта на

поверхность сформировавшихся ниже потоков.

Воды аллювиальных отложений пойм, русел и I надпойменной террасы питаются за счет речных и атмосферных вод. Погружение горизонта многолетней мерзлоты в долинах крупных рек приводит к тому, что в притеррасной части ряда их притоков вода инфильтруется в нижние горизонты аллювия, а русла остаются сухими, если нет паводка. Глубина водоносного горизонта высоких пойм и I надпойменной террасы неустойчива и колеблется по р.Току от 3,5 до 5-6 м, по рекам Сивакану, Кунтукуй она составляет около 2,5-3 м.

Водообильность кристаллического комплекса определяется инфильтрацией атмосферных осадков на участках непосредственного выхода этих пород на дневную поверхность, а также миграцией пластово-поровых вод рыхлых отложений на глубину. Большое значение имеют при этом трещиноватость коренных пород и расчлененность рельефа. В районе известны источники трещинных подземных вод, подававшие выход на поверхность в склонах речных долин (реки Ток, Чапа, Сивакан и др.). Трещинные воды прозрачные, пресные и обладают хорошими вкусовыми качествами. Температура их не превышает 5-7°. Дебиты источников небольшие - 1-2 л/сек. В засушливые периоды дебиты трещинных источников сильно сокращаются, а зимой поступление воды прекращается совсем. Исключение составляют лишь некоторые зоны тектонических нарушений (разломы в долинах рек Мал.Сивакана, Таранаха, Авгенкура и др.), где подток трещинных вод продолжается и приводит к образованию наледей. Такие источники следует рассматривать как выходы на поверхность подмерзлотных вод.

Химические анализы вод района не производились. Все поверхностные и подземные воды, за исключением некоторых застойных вод, пригодны на вкус и годны для бытовых и технических нужд. Наиболее обильным и устойчивым источником питьевого водоснабжения может быть горизонт высокой поймы, I надпойменной террасы крупных рек. В зимнее время большая часть района не может быть обеспечена водой за счет подземных вод для питьевых и технических целей, для чего необходимо оттаивать лед. Для выяснения вопроса о возможности зимнего использования подмерзлотных трещинных вод в долинах рек Авгенкура, Сивакан, Ток и поисков их в других частях района необходимы специальные исследования в зимнее время.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

- А л ь б о в К.А., М о ш к и н В.Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. Информ. сборник ВСЕГЕИ № 17. 1959.
- А н е р т Э.Э. Маршрутные геологосъемочные работы в бассейне р. Вей. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Вып. X, 1909-1910.
- В и н о г р а д о в А.П., Т у т а р и н о в А.И. и др. Возраст негматов Станового хребта. Геохимия, 1960, № 5.
- В и н о г р а д о в А.П., Т у т а р и н о в А.И. и др. О возрасте горных пород Алданского шита. Геохимия, 1960 г., № 7.
- Г о л ь д е н б е р г В.И. Геологическая карта масштаба 1:200 000, лист 0-52-XXXV. Объяснительная записка. Постгеолтехиздат, 1959.
- Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Геология восточной окраины Алданской плиты. Матер. по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири. Вып. 19, 1946.
- Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-52. Объяснительная записка (Якутия). Постгеолтехиздат, 1947.
- Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист 0-51 (Алдан). Объяснительная записка. Постгеолтехиздат, 1958.
- Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Мезозойские гранитоиды хребта Станового и их структурное положение. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.
- Д з е в а н о в с к и й Ю.К., С у д о в и к о в Н.П. Доклады Алданского шита и хребта Станового. Сб. докл. сов. геол. к XXI сессии МГУ, пробл. IV. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд. АН СССР, 1960.
- Д з е в а н о в с к и й Ю.К. и др. Геологическая карта Алданского горно-промышленного района масштаба 1:500 000. Объяснительная записка, Постгеолтехиздат, 1961.
- Д о л г и х Т.С. Геологическая карта масштаба 1:200 000, лист 0-52-XXXIV. Объяснительная записка. Постгеолтехиздат, 1959.
- К о р ж и н с к и й Д.С. Доклады Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I. Изд. АН СССР, 1939.

К о р ж и н с к и й Д.С. Закономерности ассоциации минералов в породах архей Восточной Сибири. Тр. ИГиН, вып. 61, 1948.

К р а с н ы й Л.И. Кирские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре и Прибрежном и вопросы магматизма "внескладчатых" областей. Изв. выш. уч. зав. Геология и разведка, № 3, 1960.

М о ш к и н В.Н. Новые данные по стратиграфии докембрия Удско-Зейского района. "Сов. геология", № 6, 1960.

М о ш к и н В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджуре. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 59, 1961.

С е й И.П. Материалы по стратиграфии рыхлых отложений Верхне-Зейской депрессии. Информ. сборник ВСЕГЕИ № 25, 1960.

Тезисы докладов на совещании по разработке и унификации стратиграфических схем Якутии. Якутск, 1961.

Ч е м е к о в Ю.Ф. Древние оледенения Дальнего Востока СССР. Сб. матер. по четв. геологии и геоморф. СССР, ВСЕГЕИ, № 3, 1961.

Ф о н д о в а я

Г и м м е л ь ф а р б Г.Б., К а д т а н о в Е.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Нуна, Нульмуги и Б. Даурии. (Отчет о работе партии № 4 за 1961 г.). ВГФ, 1962.

Г о л ь д е н б е р г В.Н., Д о л г и х Т.С. и др. Отчет о работе партии № 1 и 2 за 1954 г. (лист 0-52-XXXIV). ВГФ, 1955.

Г о л ь д е н б е р г В.И. Отчет о работе Токинской и Алгоминской партий за 1955 г. (Геологическая съемка масштаба 1:200 000 листа 0-52-XXXV). ВГФ, 1956.

Г р у ш е в о й Г.В., В л а д и м и р с к и й Г.М. Отчет о геологическо-геологических работах, проводившихся партией № 6 Дальней экспедиции в бассейнах рек Ток и Ононов в 1950 г. фонды ДВГУ, 1950.

Г у к о с я н Г.О. и др. Отчет о результатах работ взоро-поисковой партии № 31 в 1959 г. фонды Октябрьской экспедиции, г. Ворошилов-Уссурийск, 1960.

Г у к о с я н Г.И. и др. Отчет о результатах работ взоро-поисковой партии № 31 за 1961 г. ВГФ, 1962.

З в е р е в В.И. Золотоносные районы Якутской АССР. ВГФ, 1932.

К а з м и н Ю.Б., Ф и л и п о в и ч И.З., М о ш к о в В.М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые

восточной части Станового хребта в пределах бассейнов рек Утук, Туксани (Отчет о поисково-съемочных работах партии № 7 экспедиции № 4 ВЛГ в 1959 г.). ВГФ, 1960.

К а з м и н Ю.Б., Филиппович И.В., П а н к и н А.С.А. Отчет о тематических исследованиях по магматизму и метатогению Станового хребта за 1960 г. ВГФ, 1961.

К а з м и н Ю.Б., Федоровский В.С. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа № 52-IV (бассейн верхнего течения рек Тока и Алгомы). Отчет о работе партии № 5 за 1961 г. ВГФ, 1962.

К а ц А.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые области Станового хребта в пределах верхних течений рек Сутама, Гидия, Унахи. Отчет о работе партии № 1 за 1961 г. ВГФ, 1962.

К о р ж и н о к и й Д.С. Предварительный отчет о работах Тимпотно-Нижинской геологопоисковой партии за лето 1930 г. ВГФ, 1930.

К р а с н ы й Л.И. и др. Государственный геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000 (лист № 52). ВГФ, 1959.

К у д р я ц е в В.А., М о н а х о в М.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Алдана и Зеи в пределах бассейна верхнего течения р.Алгомы (северная половина листа № 52-IV). Отчет о работе партии № 6 за 1959 г. ВГФ, 1960.

К у к с А.И. Геология и полезные ископаемые бассейнов верхнего течения рек Алгомы и Нуака (Отчет по работам Алгомынской партии Гонамской экспедиции треста Якутзолото в 1945 г. Алдан). ВГФ, 1950.

Л о ш а к Н.П. и др. Геологическое строение северо-восточной части листа № 52-X (Бомнакская партия, 1961 г.). Материалы к Госуд. геол. карте СССР масштаба 1:200 000. ВГФ, 1962.

Л о ш а к Н.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа № 52-X (Бомнакская партия, 1962 г.). ВГФ, 1963.

М а р ч е н к о Г.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Тока - Зеи. Масштаб 1:1 000 000. ВГФ, 1957.

М е д в е д е в Е.П. Отчет о результатах геологосъемочных и разведочных работ в районе левых притоков верхнего течения р.Алгомы за 1952 г. ВГФ, 1953.

М е д в е д е в Е.П. Отчет о результатах геологосъемоч-

ных и разведочных работ в левых притоках верхнего течения р.Алгомы. ВГФ, 1954.

М и к а и л о в Б.А. и др. Геологическое строение верховьев рек Зеи и Онона (левая половина листа № 52-Y). Отчет о работе партии № 5 за 1960 г. ЧГФ, 1961.

М и р о н ч е н к о Е.П., Т а р а с о в а В.Г. Геологическое строение левобережья р.Олема (юго-западная часть листа О-51). ВГФ, 1951.

М о ш к и н В.Н., А л ь б о в Ю.А. Геологическое строение и полезные ископаемые р.Удихи и бассейна верхнего течения р.Май-Половинной. ВГФ, 1956.

М о ш к и н В.Н. и др. Стратиграфия и интрузивные образования архея и протерозоя восточной части Станового хребта и южной части хребта Джугжур, том II. Фонды ВСЕГЕИ, 1961.

Р о д и о н о в М.И., П у з а н к о в Л.А. Отчет Верхне-Зейской партии за 1958 г. (Дальневостр. эксп. 6-го Главн. упр.). Пос.Чарда. ВГФ, 1959.

С и р о т и н Ю.А. Предварительный отчет о работах Токской геологопоисковой партии Верхне-Зейской экспедиции Амурской конторы треста Золоторазведка. Материалы Амурского разведка. ВГФ, 1947.

С у ш к о в П.П., Л е в ч е н к о В.А. Отчет о геологических исследованиях в бассейне верхнего течения рек Алгомы, Ток, Онона (восточная часть хребта Станового и в междуручье Зеи - Кутури) в 1950-1952 гг. Хабаровск. ВГФ, 1952.

У д и н ц о в В.С. Отчет о работе Туксани-Мулаомской геологопоисковой партии в 1929 г. ВГФ, 1929.

Ф е д о р о в с к и й В.С. Объяснительная записка к листу № 52-XIV Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Фонды ДВГУ, 1959.

Ф р о л о в а Е.Е. Геологический очерк Зейского рудного района. ВГФ, 1953.

Ш п а к Н.С. Объяснительная записка к листу № 53-II Государственной геологической карты масштаба 1:200 000. Фонды ВЛГ, 1963.

Приложение I

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСПОЛЗАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение мате-риала, его фонд или номер или место нахо-ждения
1	2	3	4	5
1	Грушевой Г.В., Владимир-ский Г.М.	Отчет о геологопоиско-вых работах, проводив-шихся партией № 6 Дальней экспедиции в бассейнах рек Ток и Оконон в 1950 г.	1950	Фонд ДЛТУ, Хабаровск, № 00217
2	Казмин Д.В., Федоров-ский В.С., Моисеева В.М., Панкина С.А. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-52-IV (бассейн Верхнего течения рек Тока и Алтомы). От-чет о работе партии № 5 за 1961 г.	1962	Рукопись, ВЛФ, № 00289009
3	Кудрявцев В.А., Монахов М.А. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Алдана и Зеи в пределах бассей-на Верхнего течения р.Алтомы (северная по-ловина листа N-52-IV). Отчет о работе партии № 6 за 1959 г., т.1.	1960	Рукопись, ВЛФ, № 00223067

1	2	3	4	5
4	Куко А.И.	Геология и полезные ископаемые верхнего те-чения рек Алтомы и Ну-ля (Отчет по работам Алтоминской партии Ту-нмской экспедиции и треста Якутзолото в 1945 г.).	1950	Рукопись, ВЛФ, № 00161978
5	Медведев Е.П.	Отчет о результатах геологосъемочных и разведочных работ в районе левых притоков Верхнего течения р.Ал-томы за 1952 г.	1953	Рукопись, ВЛФ, № 0165967
6	Медведев Е.П.	Отчет о результатах геологосъемочных и раз-ведочных работ в левых притоках верхнего тече-ния р.Алтомы	1954	Рукопись, ВЛФ, № 0174900
7	Сиротин Ю.А.	Предварительный отчет о работах Токской гео-логическою партией Верхне-зейской экспеди-ции Амурской конторы треста Золоторазведка	1947	Рукопись ВЛФ, № 148651
8	Сухов П.П., Левченко В.А.	Отчет о геологических исследованиях в бассей-не Верхнего течения рек Алтомы, Тока, Оконона (восточная часть хребта Станового и междуречье Зеи - Кутурди) в 1950-1952 гг.	1952	Рукопись, ВЛФ, № 00166448

СПИСОК

ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N -52-IV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Ин-декс клет-ки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Сод-жание эксплуа-тации	Тип место-рожде-ния (К-ко-р-ное, Р-рос-сыное)	№ исполь-зованно-го мате-риала по списку (прилож.1)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы					
Золото					
23	П-2	Река Мал.Чапа, 0,6 км выше устья руч.Родионово-ского	Отра-ботано	Р	7
24	П-2	Среднее течение р.Мал. Качу	То же	Р	7
25	П-2	Руч.Помпиги, в 3 км от устья	"	Р	7
26	П-2	Река Мал.Чапа	"	Р	7
27	П-2	Нижнее течение р.Мал. Качу	"	Р	7
28	П-2	Нижнее течение р.Помпа-ти, в 1 км от устья	"	Р	7
34	Ш-2	Нижнее течение р.Мал.Ча-пы	"	Р	7
35	Ш-2	Левый приток руч.Окся-гачи	"	Р	7

СПИСОК

НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N -52-IV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Ин-декс клет-ки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Сод-жание эксплуа-тации	Тип место-рождения (К-кор-ное, Р-россып-ное)	№ исполь-зованного матерьяла по списку (при-лож.1)
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Слюда-мусковит					
7	I-2	Истоки верхнего левого притока р.Чакатай	Закон-серви-ровано	К	5,6
8	I-2	Там же	То же	К	5,6
9	I-2	Вершина левого верхне-го притока р.Чакатай	"	К	5,6
11	I-2	Водопад Верховьев рек Чакатай и Утмуга	"	К	5,6

Приложение 4

СПИСОК

ПРОВЕДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N-52-IV КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Ин-декс (местонахождение) и вид полезного ископаемого на карте	Название (местонахождение) проявления	Характеристика проявления	№ использо-ванного материала по списку (при-лож. I)
I	2	3	4	5
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Каменный уголь				
17	I-4	Верхнее течение р.Авгенькур	Тонкий с раздвигами до 0,15 м пласт угля в аргиллитах и песчаниках	3
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Ц в е т н ы е м е т а л л ы				
Свинец				
40	II-3 III-3	Широтный участок долины р.Ток	Шлиховой ореол со значимыми содержаниями галенита и вуртценита	1,2,7
12	I-2	Верхнее течение р.Угумуг	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	3
14	I-3 I-4 II-2, II-3	Междуречье То-рунчи - Анчава	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	3

I	2	3	4	5
20	II-1	Долина р.Сюдот	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	3
21	II-1	Водораздел рек Бол.Чаши и Ари-рикти	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	3
38	III-2 IV-1 IV-2	Долина р.Агрус Нижняя часть долины р.Чаши	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	2
45	III-3, III-4 IV-3 IV-4	Левый борт долины р.Сивакан	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	2
47	III-4	Низовья р.Нануги и верхнее течение р.Ток	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	2
52	IV-1 IV-2	Долина р.Кунг-куи	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	2
55	IV-2 IV-3	Долина р.Мукун-донда	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%	2
Ц в е т н ы е р е д к и е м е т а л л ы				
Свинец и молибден				
3	I-2	Верховья р.Чакагви	Спектроталлометрический ореол. Содержание свинца от 0,004% до 0,06%, молибдена 0,001-0,06%	3

1	2	3	4	5
19	П-1	Верховья р. Ари- рикти	Спектрометатометрический ореол. Содержание с выщелачивания от 0,004% до 0,06%, молиб- дена 0,003-0,06%	3

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

16	1-4	Англенкурское. Долина р. Англен- кур	Золото до 8,2 г/т в зоне брекчирования и карбонат- тизации	4
41	Ш-3	Коратыское, устье р. Кораты	Золото до 0,5 г/т в пирит- тизированных роговообман- ковых диоритах	2
58	IV-1	Кунтукуйское. Левый приток р. Кунтукуй у устья	0,08 г/т золота в кварце- вой жиле с вмещающей пирит- тизацией и ее пиритизирован- ном экзоконтакте	2
31	П-4	Намкунское. Среднее тече- ние руч. Намкун	1,1 г/т золота в полево- шпат-кварцевой жиле с вмещающей пиритизацией	4
48	Ш-4	Садаракское. Долина р. Ток, левый бор	12,0 г/т золота в квар- цевой жиле с гнездами пирита	2
54	IV-2	Токское лево- бережное. Долина р. Ток, в 2 км ниже устья р. Чаны	Золото до 0,9 г/т в зоне пиритизации в экзоконтак- те дайки гранодиорит- порфиров	2
50	IV-1	Уланское водо- раздельное. Вер- ховья р. Улан	Золото до 0,3 г/т в гли- сте жильного кварца с вмещающей пиритизацией	2

1	2	3	4	5
51	IV-1	Уланское доли- ное. Верховья р. Улан	0,4 г/т золота в гли- сте жильного кварца с вмеща- ющей пиритизацией	2
32	Ш-1	Уланское. Руч. Улан, нижний левый приток	0,3 г/т золота в кварце- вой жиле с вмещающей пиритизацией	2
33	Ш-2	Чанское. Река Бол. Чана	6,2 г/т золота в квар- цевой жиле с вмещающей пиритизацией	2
13	1-2	Река Чангай, среднее тече- ние	Шликовой ореол со значе- ным содержанием золота	3, 4
22	П-1	Река Бол. Чана, верхнее тече- ние	Шликовой ореол со значе- ным содержанием золота	2, 3
30	П-3, 4 Ш-3, 4	Долина рек Улангир и Ток	Шликовой ореол. Содержа- ние золота по р. Ток от редких знаков до 1,8 г/м ³ , по р. Улангир - редкие знаки	2, 3, 7, 8
49	IV-1	Верховья р. Кунтукуй	Шликовой ореол со значе- ным содержанием золота	2
29	П-3	Англенкурское. Верховья р. Англен	Золото и серебро Золото (1,4 г/т) и се- ребро (5,0 г/т) в пирит- тизированных (в зоне разлома) диоритах	4

1	2	3	4	5
1	I-1	Бадисмакитское Верхнее. Верховья руч. Бадис-Макит	Золото (0,8 г/т) и се- ребро (7,6 г/т) в пири- тизованных кварцевых порфирах	4
2	I-1	Бадисмакитское среднее. Среднее тече- ние руч. Бадис- Макит	Золото (2,8 г/т) и се- ребро (13,2 г/т) в акти- нолит-хлоритовых сланцах (диафоритах) с вкрап- ленностью сульфидов	4
5	I-2	Верхне-Чакатай- ское. Верховья р. Чакатай	Золото (0,6-8,2 г/т) и серебро (6,8-47,4 г/т) в зоне сульфидного ору- днения в экзоконтакте дайки спесоваритов	4
Серебро				
37	III-2	Токское право- бережное. Доли- на р. Ток, в 2 км выше устья р. Ча- ны	Серебро (9,6 г/т) в ка- тактазирированных биотит- амфиболовых сланцах с вкрапленностью сульфидов	2
Р е д к и е м е т а л л ы				
Молибден				
4	I-2	Чакатайское, Верховья р. Ча- кай	Молибденит, пирит и халькопирит в зоне дроб- ления в биотит-гранато- вых гнейсах и двупирок- сеновых сланцах архея	3
44	III-3	Долина рек Мат. и Бол. Виранджа	Шлиховой ореол со знан- ым содержанием молибде- нита	2

1	2	3	4	5
60	IV-3 IV-4	Верховья руч. Надла-Зимовья- чи	Шлиховой ореол со знан- ым содержанием молибде- нита	2
36	III-2	Междуречье Тока и Чапы	Спектроталлометрический ореол с содержанием мо- либдена от 0,003% до 0,05-0,06%	2
39	III-2 IV-2	Долина р. Ток в нижнем тече- нии	Спектроталлометрический ореол с содержанием молиб- дена от 0,003% до 0,05%	2
42	III-3 III-4 IV-3 IV-4	Водораздел рек Сивакана, Тока и Намуты	Спектроталлометрический ореол с содержанием молиб- дена от 0,003% до 0,06%	2
43	III-3 IV-2 IV-3	Долина р. Сива- кан	Спектроталлометрический ореол с содержанием молиб- дена 0,003-0,06%	2
59	IV-3	Нижний правый приток руч. Над- ла-Зимовьячи	Спектроталлометрический ореол с содержанием молиб- дена от 0,003% до 0,04%	2
Редкие земли				
15	I-4	Долина р. Ав- тенкур	Монацит в инъекциях алго- ситовых гранитов среди биотитовых мигматитов	3
18	I-4	Долина р. Ав- тенкур	Монацит в жите архейских ортогнейсов мощностью 1,2 м	3

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

О п т и ч е с к о е с н р ь е

Горный хрусталь

62	IV-4	Джиктандинское. Верховья р. Джиктанди, левый борг	Прозрачные кристаллы горного хрусталя в кварцевой жиле	2
61	IV-4	Ялваканское. Река Ялвакан, верховья восточного низу правого притока	Серия хрустальных кварцевых жил мощностью от 0,05 до 0,5 м	2

С и л и к а т н ы е и с к о п а е м ы е

Слюда-мусковит

46	III-8	Верховья р. Бол. Биранджи	Пегматитовая жила до 1,0 м мощностью с мелкими кристаллами мусковита	2
6	I-2	Водораздел рек Чакаган и Таранаха	Мусковитовая жила длиной 10 м и мощностью 2,0 м	5
10	I-2	Верховья левого верхнего притока р. Чакаган	Мусковитовая жила мощностью до 0,7 м	6
56	IV-8	Второй низу правый приток р. Ялвакан, в 2,5 км от устья	Мусковитовая жила мощностью до 0,5 м	2

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

57	IV-8	Устье восточного низу правого притока р. Ялвакан	Мусковитовая жила мощностью до 0,4 м	2
58	IV-8	Устье восточного низу правого притока р. Ялвакан	Мусковитовая жила мощностью 0,4-0,5 м	2