

СБ20461/Н-52-І

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

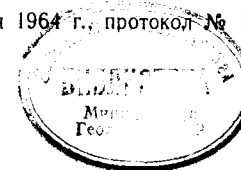
Лист N-52-I

Объяснительная записка

Составители: А.Г.Кау, В.А.Бородин
Редактор Ю.К.Дзевановский

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
16 апреля 1964 г., протокол № 17

11057



МОСКВА 1969



ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ
обозначенного здесь срока

РГМ ВАН з. 49, т. 1 000 000, 28.02.91 г.

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-52-I располагается в пределах осевой части Станового хребта, являющегося водоразделом между бассейнами рек Алдана и Зеи. Лист ограничен координатами $55^{\circ}20'$ - $56^{\circ}00'$ с.ш. и $126^{\circ}00'$ - $127^{\circ}00'$ в.д. В административном отношении территория его к северу от осевой части Станового хребта относится к Тимптонскому району ЯАССР, к югу - к Зейскому району Амурской области.

Орографически район четко подразделяется на две части: северная относится к Становому нагорью (северный склон Станового хребта), южная принадлежит к восточной оконечности Гилейской депрессии. Становое нагорье образовано рядом горных гряд. Его южная граница проходит по осевой части Станового хребта. Последний, в пределах описываемой площади, имеет в плане сложные очертания при общем субширотном его простирании. Бросается в глаза резкая асимметрия его склонов, обусловленная тем, что Становое нагорье приподнято над Гилейской депрессией на 300-500 м. Глубина эрозивного вреза в пределах нагорья незначительна и не превышает нескольких десятков метров. Южный его склон, совпадающий с южным склоном Станового хребта, крутой и глубоко расчленен. Абсолютные отметки пологого широкого водораздела Станового хребта от 1300 до 1429 метров; высоты его северных отрогов достигают 1489-1502 м. Северные отроги, простирающиеся субмеридионально, с юга сочленяются непосредственно со Становым хребтом, с севера ограничены вытянутой широтно депрессией р.Сутам. К северо-западу от последней располагается Безымянный хребет, вытянутый в северо-восточном направлении. По характеру рельефа хребет Безымянный не отличается от горных гряд северных отрогов Станового хребта. Наибольшая абсолютная отметка его вершины достигает 1528 м. Гилейская депрессия вытянута в субширотном направлении и имеет слабо расчлененный полого волнистый рельеф с абсолютными отметками вершин до 800-836 м.

Реки северной половины района - Гонам и Сутам принадлежат к бассейну р.Учур, которая, в свою очередь, впадает справа в р.Алдан. Реки Гонам и Сутам текут субпараллельно в северо-восточном направлении и большей частью имеют широкие долины с пологими заболоченными склонами и плоскими также заболоченными днищами. Лишь небольшой отрезок реки Сутам близ восточной границы площади характеризуется узкой долиной с крутыми склонами и плоским дном. Руслу как Гонама, так и Сутама сильно меандрируют, часто встречаются многочисленные отмели и перекаты. Ширина русел не превышает 60-70 метров. Глубина рек местами достигает 2-3 м. Скорость течения р.Сутам у восточной границы района 1,5 м/сек, на широких участках плесов не превышает 0,8 м/сек.

Наиболее крупные правые притоки р.Сутама - ручьи Сэгангра и Верхняя Желинда берут свое начало с северного склона Станового хребта и текут субмеридионально. Они имеют широкие открытые долины и сильно меандрирующие русла.

Реки южной половины района - Гилуй, Унаха, Мороко и Тексиха, текущие с севера на юг (бассейн р.Зея), имеют широкие открытые долины с пологими склонами и плоским заболоченным дном. Реки довольно глубокие (1,5-2 м), пропиливают торфяные болота, сильно меандрируют и имеют большое количество стариц. Ширина русла обычно не превышает 20-35 м, глубина достигает 1,5-2 м. Скорость течения их колеблется в пределах от 0,9 до 1,3 м/сек. Эти реки изобилуют шиверами и перекатами, чередующимися с глубокими плесами.

Отличительной особенностью всех рек является несоразмерность весенних и летних паводков. Последние обычно бывают более значительными, что обусловлено интенсивным таянием вечной мерзлоты и обильными дождями, тогда как весной, за счет таяния маломощного снежного покрова, наблюдается незначительный приток воды. Зимой большинство рек промерзает до дна.

Климат района резко континентальный. Средняя годовая температура - 8°. Средняя температура за три летних месяца - июнь, июль, август + 13,2°, средняя температура за три зимних месяца - декабрь, январь, февраль -33,8°. Количество осадков не превышает 450-500 мм, а распределение их крайне неравномерно. Обычно наибольшее количество (223-250 мм) выпадает в июле-августе, тогда как наименьшее (13 мм) в январе-феврале. За время с мая по сентябрь выпадает осадков почти в десять раз больше, чем за остальные 7 месяцев.

Тощие, маломощные почвы (до 10-25 см), среди которых можно отметить подзолистые, болотные и пойменные, а также суровые кли-

матические условия и широкое распространение вечной мерзлоты обуславливают бедность растительного покрова. В пределах описываемой площади отмечается резкое различие в распределении растительности, причем естественной границей является осевая часть Станового хребта. Среди древесной растительности известны лиственница, сосна, ель, береза, тополь и др. Из кустарниковых растений наиболее широко распространены кедровый стланник, кустарниковая береза (ерник), ольшаник, багульник и др., а из травяной и лишайно-травяной растительности - различные травы, морощка, мхи и лишайники. В распределении растительности отчетливо намечается вертикальная зональность. Нижний пояс с высотами 800-1000 м в северной половине листа занят редколесной лиственничной тайгой с ерниковым подлеском, со сплошным моховым покровом и широким развитием голубики. Деревья здесь не превышают 4-5 м высоты и 10-20 см в поперечнике. В пределах южного склона Станового хребта и Гилуйской депрессии абсолютные отметки этой зоны спускаются до 600-700 метров, но здесь среди древесной растительности береза часто преобладает над лиственницей. Второй пояс - от 1000 до 1200 м для северных отрогов Станового хребта характеризуется густыми зарослями кедрового стланника и кустарниковой березки. Лиственница здесь отмечается значительно реже. Для верховьев рек и ручьев этого пояса характерны густые заросли голубой ели. На юге отметки второго пояса соответственно отвечают 800-1000 м.

На участках с абсолютными высотами 1200-1300 м и выше преобладает разреженная мохово-лишайниковая растительность с редким кедровым стланником и кустарниковой березой.

На поймах рек, густо поросших деревьями и кустарниками, лиственница достигает высоты 15 м и 0,5-0,7 м в поперечнике. На сухих песчаных увалах встречается сосна с подлеском из кедрового стланника. Для южной половины района характерно наличие березы, тополя, рябины, черемухи с подлеском из багульника и других кустарников.

Животный мир беден. На севере из копытных встречаются лось и дикий олень - согжой, на южном склоне Станового хребта - изюбрь и дикий баран. Из хищных в районе обычны медведь и волк, реже рысь, росомаха и соболь. Бурундуки и белки встречаются еще реже. Птицы встречаются большей частью в южной части района. На севере, несмотря на обилие корма, боровой дичи крайне мало. Лишь на гольцах иногда можно видеть полярную куропатку, да в старичных озерах рек Гонам и Сутам встречаются перелетные утки и гуси.

Район совершенно не имеет населения, лишь в зимнее время он посещается редкими эвенкими-охотниками, промышляющими соболя.

Ближайший населенный пункт - поселок Тындинский расположен в 150 км к западу.

Основными путями сообщения являются сильно заболоченные въездные тропы, пригодные для оленьих караванов лишь в летнее время.

Территория листа N-52-I относится к числу наиболее слабо исследованных, тем не менее с конца XIX столетия она посещалась отдельными золотоискателями, о чем свидетельствуют заявочные столбы в верхнем течении р.Сутам.

В 1900-1903 гг. Э.Э.Анерт (1908) совершил маршрутное пересечение через Становой хребет. В работе "Два пересечения Станового хребта" имеются краткие сведения о породах района и геоморфологические наблюдения.

В 1912-1914 гг. на некоторых ручьях в бассейне рек Гонам и Сутам Верхне-Амурской золотопромышленной компанией был пройден ряд поисковых шурфовочных линий, но никаких материалов об этих работах не сохранилось.

Весьма отрывочные сведения о геологическом строении отдельных участков крайней северной части района появились после работ С.А.Призанта (1930 г.), проводившего маршрутные исследования в бассейне реки Гонам; отмечено широкое развитие докембрийских образований.

В 1930-1932 гг. в верховьях р.Сутам по ее притокам, а также по левым притокам р.Гонам проводились поисковые и поисково-разведочные работы на россыпное золото. В архивах Южно-Якутской комплексной экспедиции обнаружены шурфовочные журналы, материалы подсчета запасов, относящиеся к этим работам.

В 1946 г. по правым притокам р.Зея (в том числе и в верхнем течении р.Гилуй) велись поисковые работы на россыпное золото, но никаких материалов, кроме первичной документации, по этим работам не имеется.

В 1929-1930 гг. в южной части Якутской АССР начинают свои исследования Д.С.Коржинский с целью изучения архейских метаморфических образований Алданского щита. Несмотря на то, что он захватывает ими лишь сопредельные с запада и северо-запада от территории листа N-52-I участки, эти работы имеют важное значение для понимания геологического строения и данного района.

Д.С.Коржинский (1939) пришел к выводу о первично-осадочном происхождении архейских метаморфических образований. На основании стратиграфо-литологических признаков он разделил их на три серии (снизу вверх):

1. Иенгскую серию, представленную кварцитами, высокоглиноземистыми гнейсами и основными кристаллическими сланцами.

2. Чарнокитовую (Тимптонскую) серию, состоящую главным образом из гиперстенсодержащих гнейсов.

3. Желтулинскую серию, представленную диоксидовыми гнейсами, мраморами, гранулитами и биотит-гранатовыми гнейсами. Это расчленение метаморфических образований явилось основой при дальнейшем исследовании архейского комплекса.

Начиная с 40-х годов, к северу от описываемой территории Ю.К.Дзевановский проводил геологические исследования с целью подготовки к изданию геологической карты листа 0-52 миллионного масштаба и обобщения всех имеющихся материалов. Ю.К.Дзевановский (1950 г.), развивая построения Д.С.Коржинского, расчленил выделенные серии на свиты: иенгская серия - кварцитовая, федоровская; тимптонская серия - нижнесуннагинская, угенская, верхнесуннагинская, доллу и кориканская; желтулинская серия - сутамская. В основании архея Ю.К.Дзевановский выделил олекминскую серию, состоящую из 4-х свит. Схема стратиграфии архея, предложенная Ю.К.Дзевановским, легла в основу расчленения архейских образований, развитых в описываемом районе.

В 1953 г. в южной части Якутской АССР были начаты систематические геологические исследования с целью составления геологической карты масштаба 1:200 000, выполнявшиеся Всесоюзным геологическим трестом.

В 1953 г. в пределах трапеций I и 2 листа N-51-I Т.С.Долгих (1954 г.) проводила геологическую съемку и поиски масштаба 1:200 000. На составленной ею геологической карте выделены метаморфические образования олекминской, иенгской и тимптонской серий архея, расчлененные на свиты, аналогичные по составу свитам, предложенным Ю.К.Дзевановским для смежных территорий. В олекминской серии Т.С.Долгих выделила три свиты: 1) усть-хойкинскую, представленную биотит-амфиболовыми гнейсами и плагиогнейсами; 2) крестьянскую, состоящую из биотитовых гнейсов; 3) нижнечекчейскую, сложенную биотит-амфиболовыми гнейсами. Иенгская серия разделена на две свиты: кварцитовую, сложенную кварцитами с прослоями биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов, и федоровскую, сложенную основными гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями минерализованных мраморов. В тимптонской серии, состоящей в основном из гиперстенсодержащих гнейсов, выделены нижнесуннагинская и угенская свиты. Стратиграфическая схема Т.С.Долгих, в части расчленения иенгской и тимптонской серий, частично подтвердилась. Толща, выделенная как олекминская серия, впоследствии, на основании того, что слагающие ее породы метаморфизованы в амфиболитовой фазии, магматизируются и интрузируются "древне-

становыми гранитами", была отнесена к нижнему протерозою.

В 1956 г. М.М.Лебедев (1957 г.) проводил геологическую съемку масштаба 1:1 000 000 в пределах северо-западной части территории листа N-52, захватив при этом южную половину площади листа N-52-I.

В 1957-1958 гг. в верхнем течении р.Гилуй партией "Амурзолоторазведка" под руководством Л.П.Спицына (1958 г.) велись поисковые работы на золото в масштабе 1:100 000. Установлено наличие обогащенных участков с россыпным золотом в левой вершине р.Гилуй, а также по его правому притоку р.Серегда, где рекомендуется постановка детальных поисков.

В 1961 г. А.Г.Кацем, А.А.Раузером, В.А.Бородиным и др. (1962г.) работавшими в составе Аэрогеологической экспедиции № 4 БАГТ на южной половине и на востоке территории листа N-52-I, проводились геологическая съемка и поиски масштаба 1:200 000. На заснятой ранее Т.С.Долгих площади велись редакционно-увязочные работы с целью подготовки листа к изданию. Исследования 1961 г. позволили по новому пересмотреть ряд участков карты Т.С.Долгих, а также значительно изменить представления о геологическом строении района. В частности, относимые Т.С.Долгих к нижнесуннагинской свите архея метаморфические образования оказались средней и верхней подсвитами федоровской свиты архея. По новому трактуется возраст, а частично и контуры мезозойских осадочно-вулканогенных пород и многие разрывные нарушения и др.

В 1950 г. Главным управлением геодезии и картографии изданы планшеты топографической основы масштаба 1:100 000 и 1:200 000, составленные стереофотограмметрическим методом.

В 1952 г. в пределах района проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 (съемка велась магнитометром Логачева). В результате этих работ В.А.Ларионовым (1954 г.) составлена карта профилей ΔT масштаба 1:200 000.

В 1959 г. 35-ая партия Октябрьской экспедиции МГНОН проводила аэромагнитную съемку масштаба 1:25 000 в северной половине листа N-52-I (рис.1); составлена карта профилей ΔT в масштабе 1:100 000 (В.С.Паливин, 1960 г.). В 1959 г. 16-ая партия той же экспедиции охватила аэромагнитной съемкой южные две трети трапеции I3 и I4, по которым была составлена карта профилей ΔT в масштабе 1:100 000 (Игнатьев, 1960 г.). Часть маршрутов по аэромагнитной съемке заложена неудачно, по простиранию пород.

Геологическая карта листа N-52-I составлялась одновременно с листами N-52-II (М.З.Глуховский), N-52-III (Г.Б.Гиммельфарб), N-52-IV (Ю.Б.Казмин), входящими в Становую серию листов геоло-

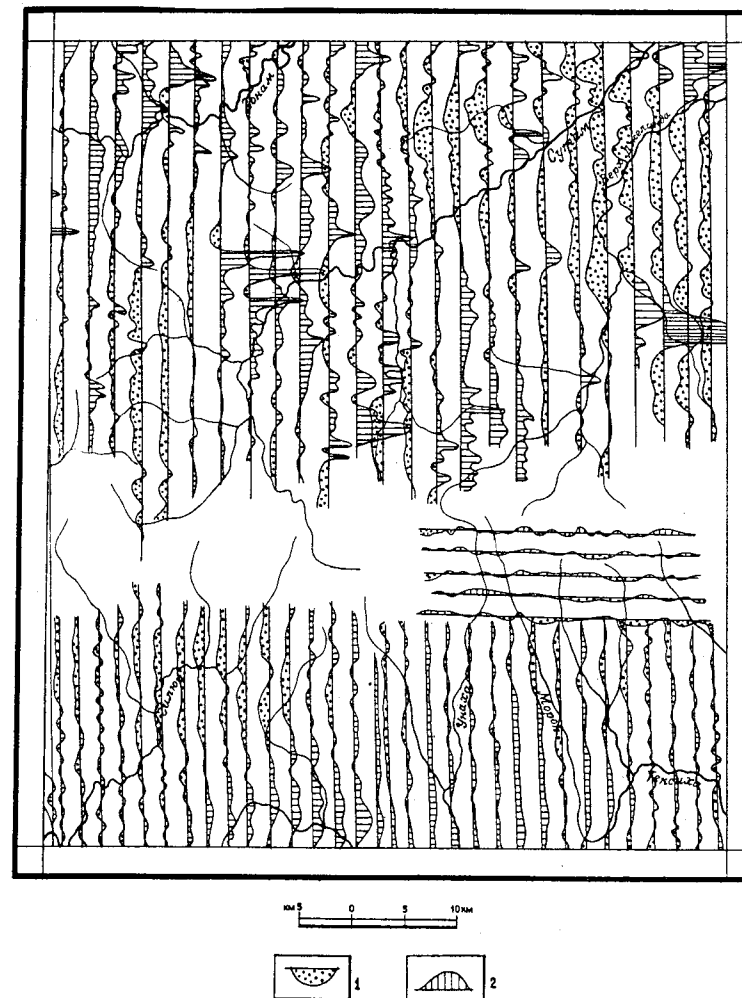


Рис.1. Карта магнитного поля

1 - положительные значения ΔT ; 2 - отрицательные значения ΔT

гической карты масштаба 1:200 000; с данными картами имеется полная увязка. К северу в 1957 г. издана геологическая карта листа 0-52-XXXI (А.Г.Кац), относящаяся к Алданской серии. Имеется полная литологическая увязка с этой картой, однако, толща пород, отнесенная на площади листа 0-52-XXXI к федоровской свите, на прилагаемой карте, на основании новых данных по стратиграфии архея Алданского щита, расчленена на федоровскую и улунчинскую свиты. Осадочные отложения, выделенные в южной части листа 0-52-XXXI как нижнеюрские, в пределах описываемой площади, на основании определения флоры, отнесены к нижнему мелу. Лист N-5I-VI закартирован в масштабе 1:200 000 Т.С.Долгих (1954 г.) и А.Г.Кац (1961г.) и подготовлен к изданию в 1966 г.

В объяснительной записке глава "Полезные ископаемые" написана В.А.Бородиным и значительной переработана А.Г.Кацем. Остальные разделы написаны А.Г.Кацем.

СТРАТИГРАФИЯ

Наиболее характерной особенностью района, обусловившей своеобразие геологического строения, является его расположение в зоне сочленения Алданского щита и Становой складчатой области. Гнейсы и кристаллические сланцы Алданского щита, имеющие архейский возраст, простираются, в основном, в субмеридиональном направлении. Метаморфические породы Становой области, относящиеся к протерозою, протягиваются на запад-северо-запад параллельно структурному шву, отделяющему ее от Алданского щита. Тектонические депрессии, выполненные нижнемеловыми осадочными отложениями, вытянуты согласно со структурами протерозоя и располагаются резко несогласно по отношению к архейским структурам Алданского щита. Метаморфические породы архея и протерозоя интродуцированы соответственно розовыми аляскистыми гранитами и белыми плагиогранитами, иногда слагающими обособленные массивы, подчиненные общей структуре вмещающих их пород. Гранитоиды в значительной степени мигматизируют метаморфические породы, изменяя их "первичный" состав, что затрудняет не только выявление и картирование их границы, но и стратификацию вмещающих толщ. Наличие регрессивного метаморфизма в виде амфиболитизации, наложенной на гранулитовую фацию архейских пород, еще более осложняет картину их строения.

Для расчленения архея в настоящей записке принята схема Ю.К.Дзевановского, дополненная на междоуведомственном стратиграфическом совещании в г. Якутске в 1961г. Метаморфические образования протерозоя, а также нижнемеловые осадочные и эффузивно-туфогенные

породы расчленены согласно схеме, разработанной геологами ВАГТа и ДВГУ в 1961 г.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

Архейские метаморфические образования слагают широтно вытянутый массив в междуречьи Сутам-Гонам. Кроме того, архейские породы обнажены по р.Нирачи (левый приток р.Гонам). Они расчленены на иенгрскую и тимптонскую серии. В составе первой выделяются верхнеалданская и федоровская свиты, причем последняя расчленена на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. В составе второй серии выделяются улунчинская и нижнесуннагинская свиты. По правобережью р.Гонам встречены метаморфические образования, отнесенные к зверевской свите архея, но их стратиграфическое положение и соотношение с породами иенгрской серии не ясно.

И е н г р с к а я с е р и я

Выходы пород иенгрской серии занимают большую часть поля выходов архея. Иенгрская серия расчленена на верхнеалданскую и федоровскую свиты.

Верхнеалданская свита нерасчлененная (Ava). Метаморфические образования верхнеалданской свиты прослеживаются в центральной части сравнительно небольшой антиклинали, в нижнем течении левого притока р.Гонам - рч.Нирачи. В нижней части описываемой свиты прослеживаются мономинеральные белые сливные массивные кварциты, реже обнаруживающие подобие полосчатости. Кварциты содержат прослойки от 2 до 20 м табачно-зеленых тонкополосчатых, гиперстеновых, двупироксеновых, иногда биотитсодержащих кристаллических сланцев, мощность и количество этих прослоев снизу вверх по разрезу уменьшается. Выше среди кварцитов появляются прослойки гранат-силлиманитовых и гранат-кордиерит-силлиманитовых, гранат-силлиманитовых и кордиеритовых биотитсодержащих гнейсов мощностью до 10-15 м. Видимая мощность свиты 1500-2000 м.

Верхнеалданская свита в пределах описываемой площади несколько отличается от стратотипа в бассейне р.Тимптон (Кац, 1960) меньшим содержанием прослоев высокоглиноземистых пород.

Массивные разности кварцитов внешне весьма напоминают молочно-белый сливной жильный кварц. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую структуру. Обычно встречаются как мономинеральные, так и полиминеральные разности кварцитов. Первые состоят из изометрических зерен волнистогаснущего кварца, имеющего неровные волнистые или зубчатые контуры. Полиминеральные разности содержат

также микроклин, магнетит, реже плагиоклаз, гранат, биотит и силлиманит. Содержание микроклина в кварцитах непостоянно и колеблется от единичных зерен до 50% породы, что зависит от близости к контакту с красными аляскистыми гранитами. Гранат, биотит и силлиманит присутствуют сравнительно редко в виде единичных зерен, реже достигают 0,1 - 0,5% породы.

Светло-серые мелко- и среднезернистые, тонокполосчатые биотит-силлиманит-гранатовые и биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы под микроскопом обнаруживают нематогранобластовую структуру и параллельную гнейсовидную текстуру. Состав породы варьирует в широких пределах в зависимости от количественного соотношения между биотитом, гранатом, кордиеритом и силлиманитом. Так, для типичного биотит-силлиманит-гранатового гнейса характерно наличие граната в количестве до 20%, силлиманита - 5-10%, биотита - 5%, плагиоклаза - 20%, калиевого полевого шпата - 40% и кварца - до 10%, а также незначительного количества шпинели и магнетита. Биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые гнейсы содержат 25-30% кордиерита, 25-30% силлиманита, 15% граната, 10% биотита, 5-10% плагиоклаза и 15% кварца. Эти породы связаны между собой серией переходных по составу разновидностей. Кордиерит образует мелкие изометрические или неправильной формы зерна; нередко содержит игольчатые включения силлиманита, окруженного ярко-желтыми плеохроичными ореолами. В некоторых разновидностях пород устанавливается замещение кордиерита тончайшими агрегатами и чешуйками талька. Силлиманит обуславливает линейнопараллельную текстуру породы. Для него характерны крупные длиннопризматические кристаллы размером до 5-8 мм с прямым угасанием и слабым плеохроизмом в серовато-зеленых тонах. Для граната характерны сильно трещиноватые изометрические идиоморфные зерна размером до 1 см, часто гранат по трещинкам замещается биотитом и хлоритом. Шпинель встречается в виде изометрических зерен размером до 1 мм. В проходящем свете шпинель окрашена в бутылочно-зеленый цвет. Биотит встречается в виде удлиненных листочков. Плеохроизм в темно-бурых тонах $Ng > Nm > Np$. Кварц встречается в виде отдельных неправильной формы зерен, а также агрегатов с мозаичной структурой. Часто кварц образует пойкилобласты в крупных зернах граната. Плагиоклаз-олигоклаз № 20-23, образует изометрические зерна, часто замещенные калиевым полевым шпатом. Микроклин присутствует не всегда; образует неправильной формы зерна, размером до 3 мм, со шнуровидными вростками пертита.

Федоровская свита. Породы федоровской свиты пользуются широким распространением среди образований архея, протягиваясь от

правобережья р.Гонам до р.Тугурьк.

Нижняя подсвита (A β d α). Породы нижней подсвиты залегают согласно на карцитах верхнеалданской свиты. Они слагают крылья Левосутамской синклинали и ядро Опоктинской антиклинали^{х/}. В составе нижней подсвиты преобладают двупироксеновые и роговообманково-двупироксеновые, часто гранатсодержащие кристаллические сланцы с подчиненными прослоями (до 2-20 м) диопсидовых, роговообманково-диопсидовых и гиперстен-роговообманковых разновидностей. В основании нижней подсвиты встречаются прослои и линзы пироксен-скаполитовых кальцифиров и флогопит-диопсидовых пород, а также гранатсодержащих амфиболитов, мощность которых колеблется от первых единиц до десяти метров. Общая мощность нижней подсвиты не превышает 800-1000 м.

Средняя подсвита (A β d α). Средняя подсвита связана с нижней постепенным переходом. Она обнажается на крыльях Левосутамской синклинали и слагает центральную часть небольшой антиклинальной складки в междуречье Сутам-Тугурьк. Нижняя ее граница устанавливается по появлению мощных (до 25-100 м) прослоев кальцифиров. Для средней подсвиты характерно преимущественное развитие диопсидовых, двупироксеновых, диопсид-роговообманковых и роговообманковых кристаллических сланцев и гнейсов с большим количеством прослоев и линз амфиболитов, мраморов и кальцифиров, представленных диопсид-скаполитовыми, диопсид-флогопитовыми породами; мощность этих прослоев иногда достигает первых сотен метров. Гиперстенсодержащие разновидности встречаются в резко подчиненном количестве. В западном крыле Левосутамской синклинали в составе средней подсвиты отмечаются подчиненные прослои гранатсодержащих гнейсов с графитом и кварцитом; мощность их измеряется единицами и первыми десятками метров. Общая мощность средней подсвиты достигает 800-1000 метров.

Верхняя подсвита (A β d α). Породы верхней подсвиты слагают центральную часть Левосутамской синклинали и прослеживаются по правобережью р.Тугурьк, близ впадения ее в р.Сутам. Граница верхней подсвиты проводится по исчезновению из разреза кальцифиров и появлению гиперстеноодержащих пород. Верхняя подсвита сложена двупироксеновыми, двупироксен-роговообманковыми, роговообманковыми кристаллическими сланцами с подчиненными (5-12 м) прослоями диопсидовых кристаллических сланцев. Существенную роль в верхней подсвите играют прослои (3-5 м) амфиболитов, а также быстро вы-

^{х/}Расположение структур показано на тектонической схеме (см. рис.2).

клинивающиеся маломощные (8–15 м) линзы кварцитов, тяготеющие к ее нижней части. Характерно отсутствие мраморов, кальцифиров и гранатосодержащих пород. Мощность верхней подоситы 1000 м.

В составе Федоровской свиты наибольшим развитием пользуются темные зеленовато-черные массивные или грубополосчатые двупироксеновые кристаллические сланцы. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую, реже гетеробластовую структуры, массивную или полосчатую текстуру. Состав породы варьирует в широких пределах в зависимости от количества темноцветных минералов и соотношения между ними. Короткопризматический гиперстен обычно обладает изобластовой, иногда субидиобластовой формой зерен. Содержание гиперстена в более светлых разностях до 8–10%, в меланократовых породах до 30–35%. Диопсид обычно представлен разновидностью, содержащей (иногда значительную) примесь геденбергита. Плеохроизм в светло-травяно-зеленых тонах, угасание с:Ng = 40–48°. Количество диопсида от 10 до 20%. Роговая обманка является обычным минералом и содержится в количестве от 3–5 до 15–20%; форма ксенобластовая; плеохроизм от темно-зеленого и буровато-зеленого по Ng и до светлого зеленовато-бурого по Np. Угасание с:Ng = 18–25°, иногда достигает 27°. Биотит является второстепенным минералом; он образует бурно удлиненные листочки размером до 1 мм. Плагноклаз (35–60%) встречается в виде ксенобластовых округлых зерен с четкими полисинтетическими двойниками; состав колеблется в пределах от андезина № 40 до лабрадора № 57. Кварц присутствует редко, иногда его содержание достигает 10%. Акцессорные минералы представлены рутилом, цирконом и магнетитом. Мраморы и кальцифиры представлены диопсид-скаполитовыми и диопсид-флогопитовыми породами. Макроскопически это мелко-, среднезернистые, серые, зеленовато-серые, массивные и неяснополосчатые породы. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую, гетеробластовую, реже мозаичную структуру и массивную текстуру. Пироксен представлен диопсидом, имеющим в проходящем свете травяно-зеленую окраску и легкой плеохроизм; угасание о:Ng = 36–38°. В некоторых породах встречаются и другие моноклинные пироксены, среди которых определены: ферросалилит 2V = 60°, угасание с:Ng = 44°; эгирин-диопсид 2V = 64°, угасание с:Ng = 38°; эгирин-авгит 2V = 70°, угасание с:Ng = 47°. Содержание моноклинных пироксенов до 20–25%. Скаполит (от 20 до 50%) ксенобластовый; состав его непостоянен и отвечает (по Трегю): мицонит – мейониту № 50–77, Np–Ng = 0,027; мейониту № 70–83, Np–Ng = 0,035; дипир-мицониту, Np–Ng = 0,021 и мицониту № 60, Np–Ng = 0,025. Как видно из приведенных данных, преимущественным развитием пользуются скаполиты со значительным содержанием каль-

циевой составляющей. Плагноклаз и микроклин пользуются ограниченным развитием, и количество их не превышает 5–10%. Некоторые породы содержат также кварц до 5–10%. Он образует зерна изобластовой формы размером до 2–3 мм. Флогопит представлен удлиненными листочками с резким плеохроизмом от светло-коричневого по Ng до слабо буроватого, почти бесцветного по Np; содержание его иногда достигает 5–15%. В скаполит-диопсидовых породах встречаются также кальцит, сфен, шпинель и гранат, но количество этих минералов невелико.

Тимптонская серия

Улунчинская свита (Aul). Гранатосодержащие породы улунчинской свиты слагают сравнительно узкую полосу в крайней северо-восточной части описываемой площади. На территории листа 0–52–XXXI толща аналогичных образований отнесена А.Г.Кацем (1956) к верхам Федоровской свиты.

В последние годы многие геологи Якутского геологического управления склонны относить толщу существенно гранатосодержащих пород, залегающую между нижнесуннагинской и Федоровской свитами и ранее принимавшуюся за верхние горизонты последней, к низам тимптонской серии (А.Г.Кац, 1962 г.). При этом на Алданском щите устанавливается структурное несогласие между иенгрской и тимптонской сериями. Вследствие интенсивной складчатости и сильной мигматизации пород авторам не удалось выяснить характер залегания улунчинской свиты. В нижней части улунчинской свиты прослеживается мощная пачка биотит-гранатовых и лейкократовых гранатовых гнейсов (гранулитов), содержащая подчиненные прослои гранат-шпинель-биотитовых, гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев, линзы кварцитов и скаполитосодержащих пород. Мощность этих прослоев не превышает 3–15 м. Выше количество гранатосодержащих пород заметно уменьшается и увеличивается содержание гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев. Мощность улунчинской свиты не превышает 1000 м.

Нижнесуннагинская свита (Ans). Образования нижнесуннагинской свиты развиты в северо-восточном углу района, на водоразделе между реками Верхн.Джелинда-Сутам, прослеживаясь далее на смежных с севера и востока территориях. Контакт с улунчинской свитой постепенный и проводится по исчезновению биотит-гранатовых гнейсов. Нижнесуннагинская свита сложена гиперстеновыми биотит-гиперстеновыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами с подчиненными прослоями и линзами (до 5–15 м) амфиболитов; в верхних частях

разреза встречаются быстро выклинивающиеся горизонты (8-10 м) биотит-гранатовых гнейсов и гранатосодержащих кристаллических сланцев. Общая видимая мощность свиты достигает 1000-1500 м.

Зверевская свита. Средняя подсвита ($Az_{1/2}$). Несколько отличные от описанных выше метаморфические образования отмечаются в тектоническом клине по правобережью р.Гонам, близ западной границы описываемой площади. Они выделяются в отдельную свиту на основании материалов по соседним территориям (листы 0-5I-XXXVI, M-5I-VI), где пользуются широким развитием и где имеются стратотипические разрезы. На описываемой площади средняя подсвита зверевской свиты сложена сильно диафторированными пироксеновыми и двупироксеновыми, а также амфиболовыми, часто гранатосодержащими кристаллическими сланцами, с редкими маломощными (до 1-5 м) быстро выклинивающимися прослоями кварцитов. Из-за сильного диафтореза пород видимая мощность подсвиты может быть определена только приблизительно в 500 м. Соотношение зверевской свиты с описанными выше метаморфическими образованиями иенгурской и тимитонской серий не ясно.

Архейский возраст описанных выше метаморфических образований доказывается наличием парагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации метаморфизма, характерных для пород, слагающих архейский фундамент большинства щитов. Определение абсолютного возраста калий-аргоновым методом пироксенов и амфиболов основных кристаллических сланцев смежных с запада районов дало $3500-3600 \pm 150$ млн.лет.^{X/}

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Протерозойские метаморфические образования пользуются широким развитием в пределах описываемой территории, слагая большое поле в западной и центральной частях. Наибольшие выходы отмечаются по правобережью верхнего течения реки Верх.Джелинда в крайней южной части района. Протерозойская толща представлена иликанской серией, в которой выделяются чильчинская и кудуликанская свиты.

Иликанская серия

Чильчинская свита ($Pt_{1\delta 2}$). Породы чильчинской свиты слагают ядра ряда крупных антиклиналей, вытянутых в запад-северо-запад-

^{X/}Определения А.И.Тугаринова, ГЕОХИ АН СССР.

ном направлении, вдоль структурного шва, отделяющего Алданский щит от Становой складчатой области. Небольшой выход пород чильчинской свиты, представляющий собой останец кровли, прослеживается вдоль южной границы листа N-52-I. Судя по стратотипическим разрезам сопредельных с запада районов, к метаморфическим образованиям нижней части чильчинской свиты относятся породы, развитые у южной границы описываемой территории. По правобережью р.Унахаган в низах чильчинской свиты прослеживаются монотонные, серые, слегка буроватые, мелкозернистые, тонкополосчатые, биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы с красно-бурным биотитом и мельчайшими зернами граната, не видимыми простым глазом. Среди биотитовых гнейсов встречаются маломощные (до 5-20 м) прослои тонкополосчатых, темных, зеленовато-серых амфиболитов.

Средняя часть чильчинской свиты в пределах описываемой площади, по-видимому, отсутствует; на поверхность выходит лишь самая верхняя ее часть, либо переходные слои к вышележащей кудуликанской свите.

Верхи чильчинской свиты представлены тонкополосчатыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Роль маломощных прослоев и линз амфиболитов в верхней части чильчинской свиты заметно возрастает. Это хорошо видно в бассейне р.Камагин и по левобережью р.Сутам. Наряду с тонкополосчатыми амфиболитами здесь четко устанавливается наличие массивных разностей, магматическое происхождение которых не вызывает сомнения. В составе чильчинской свиты отмечаются также двуслюдяные и эпидот-мусковитовые гнейсы, но они, по-видимому, являются вторично измененными породами. Общая мощность чильчинской свиты 1500-2000 м.

Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы отличаются соотношением между биотитом и роговой обманкой, а также количеством кварца и составом плагиоклаза. Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую и лепидогранобластовую, реже мозаичную структуру. Плагиоклаз-олигоклаз № 22-28; с увеличением содержания микроклина, кварца и биотита состав плагиоклаза становится все более кислым. Роговая обманка присутствует в количестве от единичных зерен до 40% и представлена изометрическими или лапчатыми зернами с плеохроизмом от темно-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Np. Угасание $c: Ng = 16-22^\circ$; $2V = 60-68^\circ$, изредка понижается до 52° . Биотит представлен буровато-зеленой разностью и образует удлиненные листочки размером до 1,5 мм, ориентированные субпараллельно. Микроклин встречается в незначительном коли-

честве в мигматизированных разностях. Для кварца характерны мелкие изометрические зерна размером до 1 мм. Часто зерна кварца прорастают плагиоклаз и цветные минералы. Амфиболиты состоят из роговой обманки (50–90%) и плагиоклаза (10–60%). Реже в породе встречается кварц, содержание которого не превышает 5–7%. Из акцессорных присутствуют магнетит и сфен. Структура нематобластовая и гранонематобластовая. Роговая обманка этих пород аналогична таковой в биотит-гранатовых гнейсах, размеры зерен иногда достигают 2–3 мм. Плагиоклаз представлен обычно андезином, андезином-лабрадором. В некоторых амфиболитах встречено до 10–15% буровато-зеленого биотита. Наиболее характерными породами для чильчинской свиты из бассейна р. Унахахан являются биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы. Эти породы имеют лепидобластовую и лепидогранобластовую структуру. Ярко бурый биотит образует вытянутые субпараллельно-листочками длиной от 0,2 до 2,0 мм. Плеохроизм от ярко-рыжего, слегка буроватого по Ng до светло-красного по Nr. Для пород верхних частей разреза чильчинской свиты характерен обычный бурый и зеленовато-бурый биотит. Резкая абсорбция оптических осей $N_g > N_m > N_r$. Содержание биотита в породе колеблется в пределах от 15 до 40%. Часто биотит замещает гранат, разъедая его и проникая по трещинкам. В таких случаях листочки биотита развиваются под разными углами к гнейсоватости пород. Гранат встречается как в виде мелких зерен, невидимых простым глазом, так и в виде более крупных кристалликов размером до 1 мм. Содержание его колеблется в пределах от нескольких до 10%. Плагиоклаз (от 15 до 50%) представлен олигоклазом № 20–24. Кварц образует крупные веретенообразные зерна, вытянутые параллельно полосчатости пород, часто встречаются обособленные линзочки, состоящие из мозаичных агрегатов кварца. Структура кварца в этих гнейсах типичная гранулитовая.

Кудуликанская свита (Pt₁к₄). Выходы пород кудуликанской свиты прослеживаются в ядрах крупных синклиналий структур, вытянутых в запад-северо-западном направлении в междуречьи Камагин-левая вершина р. Сутам, а также от левобережья р. Сутам до р. Половинка. Несколько обособленный выход образований кудуликанской свиты отмечается в ядре крупной синклинали, простирающейся в северо-западном направлении от правой составляющей р. Верхн. Джелинда до приустьевой части р. Сэгангра. В составе кудуликанской свиты преобладают роговообманковые, биотит-роговообманковые тонкополосчатые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями тонкополосчатых амфиболитов; реже встречаются биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы; гранатосодержащие разности пород встреча-

ются крайне редко.

В среднем течении левого притока р. Олонгро, в ядре небольшой антиклинальной складки, в основании кудуликанской свиты прослеживаются мезократовые тонкополосчатые амфиболовые кристаллические сланцы, выше сменяющиеся тонкополосчатыми биотитовыми гнейсами мощностью до первых десятков метров. Еще выше залегает монотонная пачка чередующихся между собой амфиболовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев, содержащих 5–10-метровые прослои амфиболитов. Видимая мощность пачки 800–1000 м.

Верхняя часть кудуликанской свиты наблюдается в верхнем течении левой составляющей р. Сутам. Здесь прослеживается также весьма монотонная толща тонкополосчатых то меланократовых, то более светлых амфиболовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, содержащих большое количество маломощных амфиболитовых прослоев, мощность которых не превышает 1–5 метров.

Общая мощность кудуликанской свиты превышает 2500–3000 м.

Как уже отмечалось выше, в составе кудуликанской свиты наибольшим распространением пользуются роговообманковые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и гнейсы, связанные между собой постепенными переходами. Структура этих пород гранобластовая и гранонематобластовая. Роговая обманка присутствует в количестве от 20 до 40%. Если ее содержание превышает 50%, то кристаллический сланец переходит в амфиболит. Состав роговой обманки ничем не отличен от такового в чильчинской свите. Содержание плагиоклаза достигает 60–70%. Он представлен андезином № 35–42, удвойникованным по карлсбадскому, бавенскому, реже альбитовому законам.

В разностях, содержащих биотит и кварц, обычно присутствует более кислый плагиоклаз – олигоклаз № 23–27. Кварц в кристаллических сланцах отсутствует или содержится в виде единичных зерен; в гнейсах он содержится в количестве до 20%. Некоторые разности пород содержат гранат (10–15%). В таких случаях порода часто имеет порфиробластовую структуру. Гранат встречается в виде изометрических зерен, отделенных от роговой обманки реакционной оторочкой. Часто роговая обманка замещает гранат почти нацело, причем в присутствии более кислого плагиоклаза такое замещение идет интенсивнее.

Нижнепротерозойский возраст описанных выше пород устанавливается на основании следующих данных:

1. В отличие от архейских пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, породы Становой орогенической области метаморфизованы в амфиболитовой фации, что в настоящее время яв-

ляется одним из основных критериев для разделения пород архея и протерозоя.

2. Отсутствие в пределах распространения нижнепротерозойских пород архейских аляскитовых гранитов, свойственных Алданскому щиту.

3. Верхняя граница определяется несогласным налеганием синийских песчаников на кристаллические сланцы олдонгсинской свиты нижнего протерозоя на западе Становой орогенической области в бассейне р.Олекмы (Тарасова, Миронюк, 1956 г.).

4. Возраст протерозойских метаморфических образований по определению возраста свинцовым и калий-аргоновым методами древне-становых гранитов и пегматитов, рвущих и мигматизирующих гнейсы, равен 1900 ± 100 млн.лет (Виноградов, Тутаринов, 1960).

СИНИЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Отложения, относимые к синийскому комплексу, на исследованной площади выделяются впервые. Аналогичные породы описаны А.Г.Кацем (1960) на площади листа 0-52-XXXI по правобережью реки Гонам, где они несогласно залегают на архейских метаморфических образованиях и аляскитовых гранитах.

Учурская серия

Гонамская свита (Snagn). Выходы пород гонамской свиты встречаются в междуречье р.Сутам и ее правого притока р.Верхн.Джелинда. Здесь, в грабене субширотного запад-северо-западного простирания прослеживается узкая полоса, сложенная грубозернистыми и среднезернистыми, белыми, светло-серыми, иногда буроватыми, кварцевыми, реже аркозовыми песчаниками. Песчаники изредка содержат весьма маломощные линзы гравелитов того же состава.

Песчаники имеют псаммитовую структуру с очень хорошо окатанными и сортированными зернами кварца. Цемент соприкосновения иногда регенерационный. По наличию хорошо окатанных зерен песчаники гонамской свиты отличаются от юрских песчаников, характеризующихся плохой сортировкой, угловатостью зерен и наличием углесто-го вещества.

Видимая мощность гонамской свиты не менее 450 м.

Как отмечалось выше, описанная толща сопоставляется с гонамской свитой территории листа 0-52-XXXI. Выходы аналогичных песчаников почти непрерывно прослеживаются в крупных грабенах далее к востоку, вплоть до бассейна реки Учур, где по глауконитсодержащим породам подошвы гонамской свиты калий-аргоновым методом оп-

ределен абсолютный возраст в 1540 млн.лет.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Породы мезозойской группы пользуются широким распространением в северной половине описываемой территории, где они представлены континентальными отложениями юрской и меловой систем, а также меловыми эффузивно-пирокластическими образованиями.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Средний отдел

Юрские континентальные отложения пользуются весьма ограниченным распространением и, по аналогии со сходными, развитыми к северу от описываемой площади породами (Кац, 1960), относятся к дурайской свите.

Дурайская свита (?) нерасчлененная ($J_2 \alpha \gamma$). Породы дурайской свиты (?) залегают в упомянутом выше грабене субширотного простирания, где они граничат со светлыми песчаниками гонамской свиты, отделяясь от них дизъюнктивным нарушением. Дурайская свита (?) представлена серыми полимиктовыми песчаниками, перемежающимися с темно-серыми до черных тонкозернистыми аргиллитами и алевролитами с пропластками (5-20 см)каменных углей. Видимая мощность дурайской свиты (?) 200-300 метров. Возраст определяется по аналогии с отложениями, развитыми в пределах листа 0-52-XXXI, где он подтверждается находками среднеюрской флоры (Кац, 1960).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Среди нижнемеловых образований выделяются континентальные отложения ундытканской свиты, толща андезитовых и дацитовых порфиритов, а также толща кварцевых порфиров.

Континентальные отложения ундытканской свиты сохранились в широких тектонических депрессиях в бассейнах рек Гонам и Сутам. Эффузивно-пирокластические образования, залегающие как на нижнемеловых осадочных отложениях, так на метаморфических породах, приурочены к орографически наиболее высоким участкам района. Как те, так и другие залегают очень полого, местами горизонтально, но вблизи зон дизъюнктивных нарушений они, как правило, смяты в крутые складки. Аналогичные эффузивно-пирокластические образования на площади смежного листа 0-52-XXXI. (Алданская серия геологических карт масштаба 1:200 000), выделены в составе нижней и верхней подсвит карауловской свиты, отнесенной к нижнему

мелу (Кац, 1960).

Ундытканская свита (С₁ун). Залегающие несогласно на архейских метаморфических образованиях отложения ундытканской свиты слагают широтно вытянутую вдоль северной границы района полосу, с юга оборванную надвигом.

Второе поле развития отложений ундытканской свиты, обрамленное как с юга, так и с севера разломами, протягивается в широтном направлении от долины реки Сутам на запад через низовья р.Верхн.Джелинда и далее на восток за пределы описываемой площади. Более мелкие поля распространения ундытканской свиты отмечаются в верховьях правого притока р.Гонам – р.Половинка, а также в бассейне левого притока Сутама – ручья Каменный. Эти поля также ограничены разрывами и образуют тектонические клинья, вытянутые в субширотном направлении. Ундытканская свита подразделяется на две толщи, из которых нижняя сложена валунно-галечниковыми конгломератами с подчиненными прослоями гравелитов и песчаников, а верхняя – песчаниками. Нижняя толща валунно-галечниковых конгломератов слагает широкую полосу, протягиваясь далее к северу в пределы территории листа 0-52-XXXI. Второй выход нижней толщи отмечается на водоразделе р.Верхн.Джелинда и р.Сутам. Валунно-галечниковые конгломераты залегают на аляскитовых гранитах и кристаллических сланцах и, в свою очередь, перекрываются песчаниками верхней толщи.

В основании нижней толщи ундытканской свиты среди конгломератов встречаются линзовидные прослои серовато-зеленых и бурых средне- и грубозернистых полимиктовых песчаников с растительными остатками. Мощность этих прослоев не превышает 0,7–3 м.

В средней части конгломератовой толщи по левобережью реки Гонам мощность средне- и грубозернистых песчаниковых прослоев местами достигает 15–20 м.

Верхняя нижняя толщи ундытканской свиты, обнажающиеся на водоразделе Сутам-Верхняя Джелинда, а также на горе Холодникан представляют собой монотонные валунно-галечниковые конгломераты, песчаниковые прослои в которых почти отсутствуют.

Общая мощность нижней толщи ундытканской свиты колеблется в пределах от 60–80 м по правобережью р.Верхн.Джелинда до 300–350 м в районе горы Холодникан.

Конгломераты характеризуются весьма однообразным обликом. Плохо сортированные, валуны и галька хорошо окатаны, размер от нескольких см до полуметра в поперечнике. В гальке преобладают розовые аляскитовые и серые биотитовые граниты, разнообразные метаморфические породы, в том числе и диафторированные. В галь-

ках присутствуют также свежие перидотиты и роговикованные и окварцованные породы, не встречающиеся на описываемой площади и в сопредельных районах. Значительную роль в составе гальки играют эффузивы и туфы. В последних преобладают ортофиры, базокварцевые ортофиры, сиенит-порфиры и их туфы, которые как в пределах исследованной площади, так и в смежных районах в коренном залегании не встречаются. По мнению Г.Ф.Лунгерсгаузена, они, вероятно, образовались за счет размывания горных массивов, расположенных в более южных районах, о чем свидетельствует строго выдержанная ориентировка валунно-галечникового материала с преобладанием наклона уплощенной поверхности на юг. Цемент конгломератов – песчаник грубозернистый полимиктового состава, иногда гравелистый. Гравелиты и полимиктовые песчаники характеризуются наличием слабоокатанных плохо сортированных зерен полевых шпатов, кварца, амфиболитизированного пироксена, эпидота, обломков сильно измененных эффузивов. Цемент соприкосновения и базальный. Некоторые песчаники значительно лимонитизированы. Часть песчаников, гравелитов, а также цемент конгломератов несут на себе следы контактового метаморфизма, выраженного в развитии листочков новообразованного биотита, эпидота, хлорита, серицита, иногда создающие подобие полосчатой текстуры. Степень метаморфизма усиливается близ контактов со штоками гранодиорит-порфиров, где песчаники и гравелиты сильно рассланцованы. На этих участках песчаники по своему облику напоминают метаморфические сланцы с отдельными полуокатанными зернами неизмененных минералов. Аналогичный метаморфизм наблюдается в зонах дизъюнктивных нарушений.

Верхняя, песчаниковая толща ундытканской свиты представлена различными по зернистости полимиктовыми песчаниками серого, зеленовато-серого и буровато-серого цвета, иногда с обугленными остатками стеблей; иногда встречаются небольшие прослои конгломератов, гравелитов, аргиллитов и алевролитов, а также каменные угли (1–25 см). В верхней части разреза появляются туфопесчаники и алевролитистые известняки. Эти породы залегают согласно на валунно-галечниковых конгломератах и пользуются наиболее широким развитием в Сутамской тектонической депрессии.

В основании верхней толщи залегают пачка монотонных грубо- и среднезернистых буровато- и зеленовато-серых полимиктовых песчаников, в которых изредка встречаются линзы гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Мощность 180–210 м.

Выше залегают пестрая пачка (5,4–5,5 м) следующего состава (снизу вверх):

I. Конгломераты с буроватым цементом 0,5 м

2. Песчаники мелкозернистые	0,3 м
3. Алевролиты	0,6 "
4. Конгломераты	0,3 "
5. Аргиллиты темно-серые	0,3 "
6. Каменные угли	0,1-0,2 "
7. Песчаники тонкозернистые светло-серые	0,4 "
8. Конгломераты крупногалечниковые	1,6 "
9. Песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами	1,3 "

Выше располагается пачка серых средне- и мелкозернистых песчаников, сменяющихся зеленовато-серыми туфопесчаниками с большим количеством обломков эффузивов. Мощность 110-200 м.

Общая мощность верхней толщи ундитканской свиты достигает 300-320 м.

Мощность всей ундитканской свиты колеблется в пределах от 380 до 600 м.

Возраст описанных осадочных отложений до последнего времени определялся как юрский лишь на том основании, что большая часть видов найденных в них растительных остатков относится к интервалу от верхней юры до нижнего мела включительно. За последнее время появились факты, свидетельствующие о нижнемеловом возрасте.

Аналогичные отложения на территории листа N-52-I залегают как на архейских, так и на протерозойских образованиях. В среднем течении Верхней Джелинды в линзе песчаников среди конгломератов нижней толщи обнаружены отпечатки стеблей и листьев, среди которых В.А.Вахромеевым определены *Cladophlebis sangarensis* Vachr., известный из неокома Якутии. Севернее, на площади листа O-52-XXXI (Кап, 1960) аналогичные породы залегают несогласно на заведомо средне-верхнеюрских континентальных отложениях. В южной части Токинской котловины (Гольденберг, 1960) толща, подобная описанной, согласно залегает на флористически охарактеризованной верхней юре и содержит растительные остатки, среди которых В.А.Вахромеевым определены: *Jleichenia lobata* Vachr., и *Sphenopteris ex.gr. gaerretii* Dunk., характеризующие нижний мел Якутии. Кроме того из нижней толщи ундитканской свиты известны находки *Nilssonia gigantea* Vachr., которые описывались А.Н.Криштафовичем и В.Д.Принадой среди нижнемеловых отложений Дальнего Востока.

Толща андезитовых и дацитовых порфиритов, их туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и туфокогломератов (LamCr). Породы толщи пользуются широким развитием; она слагает фрагменты покрова, сохранившегося главным образом вдоль зоны разрывов между Алданским щитом и Становой оро-

генической областью. Наиболее крупное поле дацитовых и андезитовых порфиритов располагается в междуречье Сутам-Сэгангра. Далее к востоку узкой перемычкой оно соединено с большим полем, занимающим правобережье р.Верхняя Джелинда.

Более мелкие поля пород этой толщи сохранились в междуречье Камагин-Половинка, на водоразделе Сутам-Верхн.Джелинда, а также по правобережью верхнего течения последнего. В южной части площади листа N-52-I небольшие поля дацитовых и андезитовых порфиритов отмечаются на водоразделе между вершинами р.Сутам, ручьем Петровским и левой вершиной р.Гиллой. По правому и левому бортам р.Серигда поле порфиритов является восточным окончанием покрова, располагающегося в основном на соседней с запада территории.

Толща андезитовых и дацитовых порфиритов налегает как на размытую поверхность древних метаморфических пород и гранитоидов, так и на песчаники ундитканской свиты, причем на последних они залегают без видимого несогласия. Наиболее полный разрез толщи дацитовых и андезитовых порфиритов прослеживается в восточной части описываемой площади, по правобережью р.Верхн.Джелинда, где на песчаниках ундитканской свиты залегают:

1. Туфы плагиопорфиритов, буроватые, зеленовато-серые, агломератовые	10-12 м
2. Туфы светлые тонкозернистые	3-4 "
3. Порфириты зеленовато-серые андезитовые	3 "
4. Туфы светлые	10 "
5. Агломератовые туфы, темные, иногда вишневые, перемеживающиеся с туфобрекчиями	18 "
6. Туфы зеленовато-серые с прослоями дацитовых порфиритов	10-12 "
7. Песчаники среднезернистые буровато-серые	8 "
8. Туфы плагиопорфиритов зеленовато-серые	10 "
9. Туфогравелиты, перемеживающиеся с туфопесчаниками, подчиненные мало мощные прослои агломератовых туфов среднего состава	50 "
10. Конгломераты крупногалечниковые, перемежающиеся с туфобрекчиями и агломератовыми туфами	72 "
11. Туфопесчаники среднезернистые с отдельными прослоями тонкозернистых разностей	30 "
12. Дацито-андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы	350-400 "

Суммарная мощность толщи здесь 550-600 м.

Для толщи андезитовых и дацитовых порфиритов характерна фа-циальная изменчивость с запада на восток. На западе широким

развитием пользуются монотонные андезитовые порфириты, в центральной части района наряду с андезитовыми встречаются базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, перемежающиеся между собой; на востоке описываемой площади, в бассейне р.Верхн.Джелинда преобладают андезито-дацитовые и дацитовые порфириты, залегающие на мощном горизонте, сложенном агломератовыми туфами, перемежающимися с прослоями песчаников. В центральной и в западной частях района в составе толщи присутствуют лишь мелкозернистые туфы, тогда как агломеративные разности, перемежающиеся с песчаниками и туфопесчаниками, характерны только для правобережья р.Верхн.Джелинда.

Общая мощность толщи андезитовых и дацитовых порфиритов не менее 600 м.

Под микроскопом среди эффузивно-туфогенных образований определены андезитовые и дацитовые порфириты, базальтовые порфириты, а также переходные между ними разности. Среди пирокластов встречены как токозернистые, так пепловые, миндалекаменные туфы и туфобрекчии.

Темно-серые до зеленовато-серых тонкозернистые андезитовые порфириты имеют четкую порфировидную структуру и массивную или флюидальную текстуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, образующим удлиненные таблички размером до 3-4 мм. Состав плагиоклаза от андезина № 48 до лабрадора № 57. Реже присутствует бурая роговая обманка и биотит. Структура основной массы меняется от пилотакситовой, состоящей из ориентированных микролитов плагиоклаза и рассеянных зерен темноцветного минерала и рудного, до гиалопилитовой, образованной буроватым раскристаллизованным стеклом, в котором неравномерно распределены лейсты плагиоклаза, зерна темноцветного минерала и магнетита. Реже в андезитовых порфиритах встречается микролитовая структура основной массы, в которой полости между микролитами плагиоклаза выполнены стеклом и рудной пылью. Дацитовые порфириты, связанные с описанными выше породами постепенными переходами, отличаются от них более кислым плагиоклазом во вкрапленниках - андезин № 32-45 - и наличием кварца во вкрапленниках и в основной массе. Основная масса дацитовых порфиритов имеет микрофельзитовую или криптокристаллическую, переходящую в пилотакситовую структуру. Окрашенные в темно-серые, зеленовато-серые, темно-вишневые тона как мелкозернистые, так и агломеративные туфы андезитовых и дацитовых порфиритов обнаруживают литокристаллокластическую, реже витролитокристаллокластическую структуру. В обломках размером от 0,1 до 10 см и более присутствует кварц, плагиоклаз, роговая обманка, ан-

дезитовые и дацитовые порфириты, раскристаллизовавшееся стекло. Все погружено в тонкозернистую массу, замещенную кремнисто-хлоритовым и кремнисто-серицитовым агрегатом. Агломеративные туфы содержат крупные, размером до 10-50 см, остроугольные и полуокатанные обломки различных порфиритов, а также метаморфические породы и граниты. Основная масса представляет собой обычный литокристаллокластический туф, отличающийся от описанных выше несколько большим количеством обломков кварца и более кислых плагиоклазов. Некоторые туфы имеют четко выраженную флюидальную текстуру. Породы толщи андезитовых и дацитовых порфиритов, даже далеко отстоящие от выходов раннемеловых интрузий, несут следы вторичных контактовых изменений, проявляющихся в карбонатизации и альбитизации, причем последняя затрагивает как плагиоклазы вкрапленников, так и основную массу с образованием альбит-олигоклаза. Интенсивно проявляются процессы сосюритизации плагиоклазов и хлоритизации темноцветных. В некоторых разностях наблюдаются новообразования биотита, сопровождающегося пиритом и магнетитом. Особенно интенсивно изменения эффузивно-туфогенных образований проявляются в зонах, тяготеющих к контактам с дайками раннемеловых гранодиорит-порфиров, а также в экзоконтакте с раннемеловыми гранодиоритами.

Нижний возрастной предел толщи андезитовых и дацитовых порфиритов определяется фактом согласного залегания их на флористически охарактеризованных отложениях ундытканской свиты (неоком). Верхняя граница до настоящего времени остается неясной, так как не найдено никаких органических остатков.

Т о л щ а к в а р ц е в ы х п о р ф и р и т о в и
и х т у ф о в (АлСт₁?). Породы толщи развиты на водоразделе между правой вершиной р.Сутам и рекой Сэгангра, где они образуют покров, залегающий на толще андезитовых и дацитовых порфиритов, на метаморфических образованиях протерозоя и на древнестановых гранитах. Кроме того, аналогичные породы встречены на правом водоразделе реки Верхняя Джелинда, где они согласно залегают на дацитовых порфиритах.

В основании толщи кварцевых порфиров и их туфов по правобережью р.Сэгангра залегает мощная пачка светло-серых, лиловато-серых, кирпично-красных и черных кислых и средних туфов, содержащих прослой стекловидной лавы. Мощность 10-15 м. Выше прослеживаются лиловато-серые и лиловые кварцевые порфиры и мелко-среднеобломочные их туфы. Мощность 50-60 м. Разрез завершается белым до светло-серых кварцевыми породами, перемежающимися с туфами того же состава. Мощность 250 м.

Общая мощность толщ кварцевых порфиров и их туфов 300-320 м.

Наиболее часто встречающейся породой в указанной толще являются кварцевые порфиры. Макроскопически это белые тонкозернистые массивные породы. Под микроскопом они обнаруживают порфировую структуру с вкрапленниками кварца, калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза. Основная масса, фельзитовая или стекловатая, состоит из криптокристаллического кварц-полевошпатового базиса и стекла.

Из туфов самыми характерными являются кристаллокластические и литокристаллокластические разности, а также пепловне миндалекаменные туфы с лавовым цементом (лавобрекчии). В первых обломки представлены кварцем, калиевым полевым шпатом, кислым плагиоклазом, кварцевыми порфирами и средними эффузивами, погруженными в пепловую, реже криптокристаллическую основную массу. Пепловне миндалекаменные туфы имеют тонкую, флюидальную текстуру и близки по составу к описанным выше разностям. Миндалины, имеющие округлую форму, выполнены мозаичным кварцем или халцедоном. В лавобрекчиальных обломки кварца, полевых шпатов, а также кислых и средних эффузивов цементируются раскристаллизованным стеклом, состоящим из криптокристаллического кварц-полевошпатового агрегата.

Отличительной чертой толщ кварцевых порфиров и их туфов и, особенно, верхней ее части является полное отсутствие вторичных изменений, столь характерных для толщ дацитовых и андезитовых порфиров. Это, по-видимому, объясняется тем, что излияния кислых лав и их туфов произошли после внедрения раннемеловых интрузий, вызвавших вторичные изменения в толще андезитовых и дацитовых порфиров.

Несмотря на то, что толща кварцевых порфиров по существующим ныне представлениям имеет нижнемеловой возраст, этот вопрос на данной стадии изученности района не следует считать окончательно решенным. Сопоставляя ее с аналогичными по составу и облику образованиями хр. Джугджур, видно, что возраст толщ кварцевых порфиров может оказаться верхнемеловым.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах площади листа N-52-I и, особенно, ее южной половины, большая часть коренных пород перекрыта рыхлыми четвертичными отложениями, представленными элювиальными, делювиальными и аллювиальными образованиями. Выделяются нерасчлененные ниже- и

среднечетвертичные, верхнечетвертичные, нерасчлененные верхнечетвертичные и современные, а также современные отложения.

Ниже- и среднечетвертичные отложения нерасчлененные (?) (Q_{I-II}?)

К ниже-среднечетвертичным отложениям отнесены аллювиальные пески древней долины, сохранившейся на водораздельных седловинах в верхних течениях рек Тексиха и Мороко, где они залегают на коренном основании. Мощность песков не превышает 5-8 м. Пески состоят из зерен кварца (до 60%) размером до 0,5-2 мм; остальную часть составляет тонкий буроватого цвета суглинистый материал (до 40%). Лишь изредка в песках встречается мелкая хорошо окатанная галька кварца, гранодиоритов и метаморфических пород размером до 0,5-1 см.

Возраст песков определяется условно, на основании сопоставления с аналогичными образованиями районов, расположенных юго-восточнее в пределах Верхне-Зейской депрессии, в которых известны споро-пыльцевые комплексы, характерные для ниже-среднечетвертичных отложений (Сей, 1960).

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

К верхнечетвертичным отложениям относится аллювий первой (4-8 м), второй (10-15 м) и третьей (16-25 м) надпойменных террас, обрывки которых прослеживаются по рекам Гонам, Сутам и Верхняя Джелинда. Первая терраса на некоторых участках аккумулятивная; большей частью террасы цокольные и эрозионные, причем цокольные террасы имеют небольшой (1-2 м) мощности покров рыхлых отложений. Состав аллювия определяется составом пород, пересекаемых той или иной рекой. Так, в бассейне Зеи в составе гальки преобладают молотые гранодиориты; в бассейне Гонама и Сутама в аллювии преобладают обломки метаморфических пород, эффузивов, а также перетолженные гальки из нижнемеловых конгломератов.

Большая часть рыхлого покрова I-III надпойменных террас сложена мелкогалечниковым хорошо сортированным материалом и песками со сравнительно небольшим количеством суглинка.

В рыхлом покрове второй и третьей террасы не установлено никаких следов золотоносности. В отложениях первой надпойменной террасы в бассейнах верхнего течения р. Сутам и р. Гонам почти повсеместно обнаруживаются знаки золота. Аллювиальная терраса правого борта р. Сутам ниже слияния ее вершин может оказаться перспективной для нахождения более крупных концентраций металла.

Возраст описываемых отложений определяется на основании на-

ходки на территории листа 0-51-XXXVI в 8-метровой элювиальной террасе коренного верхнего зуба, определенного В.И.Громовым как *Equus sp. (hemionus?)*. Анализ спор и пыльцы, собранной в рыхлых отложениях р.Сутам, свидетельствует также о верхнечетвертичном возрасте I, II и III надпойменных террас.

Верхнечетвертичные и современные отложения нерасчлененные (Q_{III-IV})

Нерасчлененные верхнечетвертичные и современные отложения, представленные делювием склонов и элювием мелких рек и ручьев, широко распространены в пределах описываемой площади.

Собственно делювиальные отложения встречаются повсеместно. В пределах южной половины листа, в Гилийской депрессии, на пологих склонах делювий представлен суглинистыми отложениями с мелким довольно редким щебнем. Здесь на склонах широко развиты процессы солифлюкции. Причем отложения солифлюкционных потоков начинаются с верхней части склона, а часто с водоразделов и образуют широкие плащи, мощность которых у основания склонов иногда достигает первых десятков метров.

Такого же типа отложения характерны для бассейна верхнего течения р.Сутам, где они являются благоприятными для накопления золота с последующим переотложением его в речном элювии.

На крутых склонах обычно развиваются крупноглыбовые россыпи. Наиболее мощные из таких гравитационных россыпей установлены на склонах вершин, сложенных эффузивно-туфогенными образованиями нижнего мела в верхнем течении р.Верхн.Джелинда.

Современные отложения (Q_{IV})

К современным отложениям относятся элювий низкой и высокой пойм рек и элювиальный покров.

Состав пойменных отложений зависит от литологического состава того или иного участка. В общем для низкой и высокой пойм характерно наличие крупно- и мелкогалечникового, часто плохо окатанного материала с песчано-суглинистым заполнителем. На участках нижних частей долин Зейских притоков песчаный и субпесчаный материал преобладает, тогда как валунно-галечниковый практически отсутствует. С низкой и высокой поймами, а также с русловыми отложениями связано все имеющее практическое значение россыпное золото района, локализуемое в бассейне верхнего течения р.Сутам, в левых притоках р.Гонам-Нирачи и Каменном, а также в левой составляющей

р.Гиллой и правом ее притоке р.Серигда.

Элювиальные отложения, закрывающие большую часть водораздельных пространств, имеют малую мощность и не показаны на карте. Большей частью они мелкощебенистые, суглинистые, реже образуют крупноглыбовые россыпи-курумники с обломками до 0,3 - 0,5 м в поперечнике.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования составляют около 50% площади листа N-52-I. Выделяются архейские, раннепротерозойские и раннемеловые интрузии.

Архейские интрузии

Перидотиты и пироксениты (σA) - древнейшие архейские ультраосновные породы часто встречаются среди метаморфических образований Алданского щита. Они обычно слагают пластовые интрузии небольшой мощности (от первых единиц до 300 м), дислоцированные совместно с вмещающими основными кристаллическими сланцами, от которых они макроскопически почти не отличимы. Большинство этих тел не показано на карте из-за незначительных масштабов.

По правобережью левого притока р.Нирачи среди пород верхнеалданской и федоровской свит выделяется ряд сравнительно крупных (до 100-300 м в поперечнике) тел, сложенных темно-зелеными до черных массивными перидотитами и пироксенитами. Обе эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. Перидотиты состоят из оливина, гиперстена и магнетита, из вторичных обычно присутствует серпентин. Пироксениты же встречаются двух типов: вебстериты - из моноклинного пироксена, гиперстена, роговой обманки и магнетита и гиперстениты, состоящие из гиперстена, роговой обманки, биотита и магнетита.

Под микроскопом перидотиты обнаруживают бластовую панидиоморфнозернистую, иногда с элементами сидеронитовой структуру. Оливин (25-30%) встречается в виде изометрических зерен. Большей частью он замещен бледно-серым в проходящем свете хризотилом. Гиперстен (55-60%) обнаруживает слабый плеохроизм от зеленоватого по N_g до бледно-розового по N_r и имеет прямое угасание. Часто гиперстен замещается гомеоосевыми кристаллами бастита размером до 0,5 мм. Магнетит встречается в виде небольших до 0,2 мм зерен, образующих цепочки, оконтуривающие выделения серпентина.

Пироксениты имеют четко выраженную гранобластовую структуру.

Моноклинный пироксен (60-65%), представленный диопсид-геденбергитом, образует изометрические зерна размером до 1-2 мм, слабо плеохроирует в бледно-зеленых тонах. Угасание $c:N_g = 45^\circ$. Гиперстен в вебстеритах присутствует в количестве до 30-35%, в гиперстенитах его содержание достигает 50-60%. Роговой обманки от 2-3% в вебстеритах до 35-40% в гиперстенитах. Она представлена крупными зернами размером до 3 мм с резким плеохроизмом от зеленого по N_g до бледного желто-зеленого по N_r . Угасание $c:N_g = 15-17^\circ$.

С архейскими ультраосновными породами связано рассеянное сульфидное оруденение с никелем. Находка самородной платины в золотоносных россыпях сопредельных с запада и юга районов большинством исследователей также связывается с архейскими ультраосновными породами. Верхний возрастной предел перидотитов определяется прорыванием их архейскими розовыми аляскитовыми гранитами. Мощность контактов ореолов, выраженных в амфиболитизации ультраосновных пород, не превышает первых десятков сантиметров.

Граниты аляскистовые ($\gamma_3 A$). Аляскистовые граниты весьма широко развиты в пределах архейских метаморфических пород, образуя как мелкие инъекции, так и сравнительно крупные пластовые тела. Обильно насыщая толщу архея, аляскистовые граниты часто создают обширные поля мигматитов. Количество гранитного материала на этих участках так велико, что вмещающие породы встречаются в них лишь в виде мелких скиалитов. Такие участки картируются как самостоятельные интрузивные тела, достигающие 1 км в поперечнике. Наиболее четко массивы аляскистов картируются среди кварцитов верхнеалданской свиты, но и здесь они сопровождаются широким ореолом фельдшпатизации, создающим подобие постепенного перехода от аляскистов к кварцитам. Самое крупное интрузивное тело на правом берегу р.Гонам представляет собой останец крупного мигмаплутона, разорванного дизъюнктивными нарушениями, вследствие чего строение его не поддается расшифровке.

Архейские кристаллические сланцы и плагиогнейсы, интенсивно мигматизированные аляскистовыми гранитами, претерпевают значительное изменение, выражающееся в замещении пироксенов биотитом и роговой обманкой, а также появлении калиевого полевого шпата и раскислении плагиоклазов. Эндоконтактовые изменения аляскистов выражены в незначительном обогащении биотитом, реже роговой обманкой. На контакте аляскистовых гранитов с кварцитами последние насыщаются зернами розового калиевого полевого шпата, содержание которого иногда достигает 60%. Аляскистовые граниты макроскопически представляют собой средне- и крупнозернистую массивную поро-

ду розового и мясо-красного цвета, состоящую из калиевого полевого шпата и кварца. Биотит в аляскитовых гранитах встречается весьма редко.

Под микроскопом они обнаруживают гранобластовую структуру и состоят из микроклина, олигоклаза, кварца, реже встречается биотит; из аксессуарных присутствуют магнетит, циркон и апатит. Калиевый полевой шпат представлен решетчатым микроклином, образующим неправильной формы зерна размером до 3-5 мм. Содержание его в породе колеблется от 35-45 до 50-60%. Почти повсеместно в микроклине наблюдаются тонкие пертитовые вроски альбита. $2V = 80-84^\circ$. Часто микроклин сильно пелитизирован. Плагиоклаз (10-20%) образует изометрические зерна размером до 2 мм с четко выраженными полисинтетическими двойниками по альбитовому закону, состав отвечает олигоклазу № 21-22. Содержание кварца колеблется в широких пределах, достигая 45% породы.

Химический анализ аляскитовых гранитов и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приводятся в табл. I.

Т а б л и ц а I

Место взятия образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
р.Сутам,ни- же устья ручья Тугу- рюк	70,56	0,24	14,61	1,02	0,99	0,01	0,86	1,36
р.Гонам (верхнее течение)	72,08	-	14,34	0,50	0,60	-	0,38	1,24
То же	70,92	0,18	14,02	2,28	1,36	0,06	0,55	0,59

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
3,80	5,12	0,16	0,07	98,80
3,20	6,12	0,61	0,04	99,10
2,34	6,20	0,88	0,05	99,43

Место взятие образца	Q	a	b	c	S
р.Сутам, ниже устья р.Тугурюк	26,12	15,4	3,7	1,6	79,22
р.Гонам (верхнее течение)	28,88	15,8	1,7	1,5	80,98
То же	24,73	15,8	4,9	0,7	78,43

По классификации С.Д.Четверикова, вышеупомянутые породы относятся к классу пересыщенных SiO_2 ($45 > Q > 15$) и группе богатых щелочами ($a:c > 8$).

С архейскими розовыми аляскистыми гранитами в пределах района связано обогащение рыхлых отложений монацитом, цирконом и малаконом, а к северу от описываемой площади известны контакто-метасоматические месторождения флогопита, магнетита и люгвигита, а также хрусталоносные кварцевые жилы.

Архейский возраст аляскистых гранитов определяется фактом интенсивной мигматизации ими метаморфических пород Алданского щита и отсутствия их в пределах Становой орогенической области. Абсолютный возраст (по свинцу) из аляскистых гранитов более северных районов (А.П.Виноградов, А.И.Тугаринов, 1960) 2200-2300 млн.лет.

Р а н н е п р о т е р о з о й с к и е и н т р у з и и

Габбро, габбро-амфиболиты, габбро-диориты и диориты ($\sqrt{8}Pt_1$) пользуются в районе широким распространением. Они слагают как мелкие тела, так и сравнительно крупные массивы, вытянутые согласно с вмещающими их метаморфическими породами нижнего протерозоя. Наиболее крупные массивы, достигающие 4-5 км в поперечнике, прослеживаются на водоразделе между рр.Половинка и Каменушка, а также в верхнем течении р.Сэгангра. Более мелкие интрузивные тела размером от первых метров до 1-2 км обильно насыщают метаморфические породы обеих нижнепротерозойских свит, причем максимальное их количество наблюдается в зоне сочленения Становой орогенической области с Алданским щитом.

В экзоконтакте основных интрузий с вмещающими их амфиболовыми кристаллическими сланцами, как правило, прослеживаются неширокие (до 10-30 см) зоны хлоритизации и эпидотизации, тогда как эндоконтакты ничем не проявляются.

Минералогический состав габброидов весьма пестрый, что, по-видимому, обусловлено не только сложной дифференцированностью интрузии, но и последующим изменением пород под воздействием раннепротерозойских гранитов.

Основные породы, совместно с вмещающими их кристаллическими сланцами и гнейсами, претерпели значительное метаморфическое перерождение и большей частью превратились в ортоамфиболиты. В зоне интенсивной мигматизации, вызванной нижнепротерозойскими гранитами, пироксен замещается амфиболом и биотитом, плагиоклаз раскисляется, часто появляется калиевый полевой шпат, и габбро превращается в метаморфическую породу, внешне ничем не отличимую от метаморфических пород первично осадочного происхождения.

Среди основных пород, часто в пределах одного тела выделяются две группы образований. В первую входят слабо метаморфизованные оливиновые, пироксеновые и роговообманковые габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты. Ко второй относятся метагаббро, габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты. Все группы связаны постепенными переходами.

Оливиновые габбро встречаются довольно редко (массив левого бережья р.Сутам). Под микроскопом в них установлены оливин, диаллаг, плагиоклаз и роговая обманка. Значительно чаще встречаются пироксеновые, пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро, состоящие из моноклинного пироксена, роговой обманки и плагиоклаза, а также гиперстенсодержащие габбро-нориты с содержанием гиперстена до 3-10%. Структура породы бластогаббровая и гипидиобластовая. Оливин сохраняется только в виде реликтов. Содержание его с учетом продуктов разложения достигает 10-15%. Он выделяется в виде идиоморфных зерен размером до 2-3 мм, замещенных агрегатом поперечно волокнистого серпентина. Диаллаг встречается в виде крупных бесцветных зерен размером до 2 мм в количестве от 10-15% в оливиновых габбро-норитах до 30-35% в пироксеновых габбро. Плеохроизм отсутствует. Угасание $\alpha:Ng = 40^\circ$. Гиперстен в виде единичных зерен присутствует в большей части пород, образуя идиоморфные кристаллы размером до 2 мм с прямым угасанием и легким плеохроизмом от слегка зеленоватого по Ng до бледно-розовато-серого по Nr. Содержание его от 20% в оливиновых габбро-норитах до 20-25% в роговообманковых. Как моноклинный, так и ромбический пироксен сопровождаются каемкой нарастания из зеленой роговой обманки. Плагиоклаз (30-50%) образует таблитчатые удлиненные или изометрические зерна размером до 1-2 мм, обычно сосоритизированные. Состав его колеблется от лабрадора №60-62 в габбро и габбро-норитах до андезина №32-38 и №45-48 в диоритах и

габбро-диоритах. Часто плагиоклаз замещается более кислыми разновидностями. Так, в оливиновых габбро-норитах наряду с лабрадором № 60-62 встречается андезин № 32-38 и олигоклаз № 28-29. Роговая обманка (40-50%) образует крупные (до 2-3 мм) и мелкие (до 0,5-1 мм) неправильной формы зерна с плеохроизмом от грязно-зеленого по Ng до желтовато-зеленого по Nr. Угасание $c:Ng = 13-15^0$. По-видимому, роговая обманка большей частью является вторичным минералом, образовавшимся по пироксенам. Нередко она замещается желтовато-коричневым биотитом. Рудный минерал, представленный титаномагнетитом (2-3%), образует неправильной формы зерна, реже графические агрегаты размером до 0,5 мм.

Габбро-амфиболиты и ортоамфиболиты характеризуются гранобластовой или гетерогранобластовой структурами и почти полным отсутствием реликтов структур первично изверженных пород. Минералогический состав их однообразен и разделяются они лишь по количественному соотношению между роговой обманкой и плагиоклазом. В габбро-амфиболитах содержится 40-50% плагиоклаза, представленного андезином № 38, и 40-60% роговой обманки. Из аксессуарных отмечаются титаномагнетит, апатит и офеи; вторичные представлены эпидотом, биотитом и хлоритом.

Ортоамфиболиты состоят из 70-90% роговой обманки и незначительного количества плагиоклаза. В некоторых ортоамфиболитах отмечается до 25% магнетита и 15% апатита. Такого состава породы установлены в одном из массивов, расположенном по левобережью р.Сутам в 4,5 км ниже устья р.Камагин. Эти породы обнаруживают бластосидеронитовую структуру. Роговая обманка образует зерна размером до 1-1,5 мм и представляет собой гомеоосевую псевдоморфозу по авгиту. Магнетит встречается как в виде отдельных ксеноморфных зерен, так в виде рудной пыли среди роговой обманки. Для апатита характерны короткостолбчатые и длиннопризматические зерна размером до 0,5 мм, заполняющие интерстиции между роговой обманкой, а также агрегатом, "цементированным" магнетитом. На участках, где габброиды мигматизированы гранитами, появляется кварц и калиевый полевой шпат, содержание которых достигает 20-25%.

Нижнепротерозойский возраст габбро, габбро-амфиболитов, габбро-диоритов и диоритов определяется на том основании, что они прорывают нижнепротерозойские породы и в свою очередь рвутся "древнестановыми гранитами", имеющими абсолютный возраст 1900 ± 100 млн. лет (определения по свинцу и калий-аргоновому методу из более западных районов Становой орогенической области).

Аплитовидные граниты ($c:Pt_1$). Аплитовидные граниты, являющиеся одной из фаз так называемых "древнестановых гранитов",

встречаются повсеместно среди метаморфических образований Становой орогенической области, слагая как мелкие послонные инъекции и пластовые тела, так и крупные конкордантные массивы. Один из самых крупных массивов прослеживается на водоразделе между реками Гонам и Сутам к юго-востоку от р.Каменущка. Он вытянут в северо-западном направлении и имеет протяженность до 12 км при наибольшей ширине в 3 км. В бассейне р.Камагин и правой составляющей р.Сутам прослеживается несколько массивов аплитовидных гранитов северо-западного простирания. Широко вытянутое интрузивное тело аплитовидных гранитов установлено среди протерозойских метаморфических пород, развитых по правобережью р.Верхн.Джелинда. В верховьях р.Олонгро наблюдается крупный Олонгринский массив, занимающий большую площадь как в пределах района, так и к западу от него.

Каждое выделенное на карте гранитное тело не представляет собой единого целого, а фактически является мигмалитоном, в пределах которого объединены наиболее интенсивно мигматизированные участки вмещающих нижнепротерозойских пород, где количество гранитного материала достигает 90% и более. В площадь, показанную на карте гранитами, попадает большое количество сильно мигматизированных вмещающих пород, первичный состав которых изменен до такой степени, что не поддается определению. Именно этим и объясняется извилистый зубчатый контур массивов, наиболее правильно отображающий характер контактов гранитов с вмещающими их метаморфическими образованиями.

Гнейсы и кристаллические сланцы, вмещающие аплитовидные граниты, в большинстве случаев пронизаны тончайшими кварц-полевошпатовыми инъекциями. В приконтактных участках породы сильно мусковитизированы, обогащены новообразованным биотитом, а роговая обманка хлоритизирована. Эндоконтактовые изменения аплитовидных гранитов выражены крайне слабо, лишь в незначительном обогащении породы биотитом.

Внешне аплитовидные граниты весьма монотонны. Это белые до светло-серых мелкозернистые породы с неясно выраженной полосчатой текстурой. Минералогический состав нижнепротерозойских аплитовидных гранитов однообразный. Они состоят из калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и кварца. Реже встречается биотит и мусковит. Из аксессуарных присутствует апатит и ортит. Структура породы бластоаплитовая. Калиевый полевой шпат, представленный решетчатым микроклином (35-40%), резко ксеноморфен по отношению к другим минералам. Зерна его имеют неправильную форму с извилистыми очертаниями. Плагиоклаз-олигоклаз № 22-23 образует таблитчатые зер-

на размером до 1 мм с полисинтетическими двойниками по альбитовому закону. Количество плагиоклаза не превышает 20-25%. Кварцу (35-40%) принадлежат идиоморфные изометрические волнистогаснущие зерна размером до 1-2 мм. Биотит присутствует редко в разностях, "загрязненных" примесями боковых пород. Химический состав аплитовидных гранитов верхнего течения р.Верхн.Джелинда, приводится в таблице 2.

Т а б л и ц а 2

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
72,06	Нет	15,34	0,63	0,75	0,02	0,63	1,46	5,62	2,30	0,26	0,02	99,09

Пересчет анализов по А.Н.Заварицкому показал следующие числовые характеристики: а - 14,43; в - 3,51; с - 1,72; S⁻ - 79,6. По классификации С.Д.Четверикова, они относятся к классу пересыщенных SiO₂ (45 > Q > 15) и группе насыщенных щелочами (а:с>8).

С нижнепротерозойскими аплитовидными гранитами связано редкоземельное (ортит, монацит) золотое оруденение, а также мусковитоносные пегматиты. Возраст аплитовидных гранитов определяется по аналогии с гранитами верховьев Алдана (лист 0-51-XXXIV), где свинцовым методом по ортиту и монациту из мусковитоносных пегматитов получен абсолютный возраст 1900±100 млн. лет (А.П.Виноградов, А.И.Тугаринов, 1960).

Р а н н е м е л о в ы е и н т р у з и и

Гранодиориты (γδСт₁?) кварцевые микродиориты, кварцевые микромонцититы (γδСт₁?) Южная половина территории листа N-52-I почти целиком сложена среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами. Они слагают северную оконечность крупного вытянутого субширокого интрузивного тела, протяженность которого достигает 100 км (Унахинский массив). Северная граница массива контролируется зоной "Северостанового разлома", а также крупными северо-восточного направления дизъюнктивными нарушениями, пересекающими всю площадь от вершины р.Сутам до среднего течения р.Верхн.Джелинда. Вдоль северного контакта прослеживается широкая полоса порфировидных гранодиоритов, участками переходящих в порфировые разности. На контакте гранодиоритов с толщей андезитовых и дацитовых порфиритов последние претерпевают значительное изменение, выражающееся в зеленокаменном перерождении эффузивов, а также в обильной их пиритизации. Метаморфические породы вдоль северного контакта интрузии практически не изменены, тогда как на юге листа в междуречьи Гилуй-Унаха кан гнейсы и кристалличес-

кие сланцы в значительной степени фельдшпатизированы.

Эндоконтактные изменения гранодиоритов выражены лишь на участке Гилуй, где они проявляются в интенсивной гибридации, появлении большого количества роговой обманки, увеличении основности плагиоклазов, а также в наличии резорбированных ксенолитов вмещающих метаморфических образований. Эндоконтактные изменения близ северной границы массива гранодиоритов выражены слабо.

Унахинский массив имеет весьма сложную конфигурацию. По-видимому, он представляет собой крупный (трещинного типа) пологозалегающий лакколитообразный плутон, внедрившийся по границе кристаллического основания и перекрывающего нижнемелового эффузивного покрова. Останцы эффузивного покрова и в настоящее время сохранились на поверхности гранодиоритов в бассейне верхнего течения р.Гилуй, а также к западу от описываемой территории на горе Атычан (лист N-51-У1). Мощность эффузивного покрова, по всей вероятности, значительно превышала 800-1000 м, что и обусловило сравнительно слабое развитие в краевых частях интрузии порфировых разностей пород. Мощность массива у северной границы в междуречье Верхн.Джелинда и Сэгангра достигает 1-2 км. Далее к югу мощность, по-видимому, несколько увеличивается, достигая 3-4 км.

О плоской лакколитообразной форме интрузии свидетельствует тот факт, что северная граница интрузий хорошо вписывается в рельеф. На наиболее возвышенных участках водоразделов развиты более порфировидные разности пород. Кроме того, об этом же свидетельствует характер структурных элементов, среди которых доминируют субгоризонтальные первичные трещины, подчеркивающие матрицевидной отдельностью пород в многочисленных скальных выходах на водоразделах. Одним из доказательств пологого залегания Унахинского массива является также наличие активного контакта в высячем боку в толще дацитовых и андезитовых порфиритов и отсутствие эманационных и гидротермальных контактов изменений в лежащем боку, сложенном метаморфическими породами. О сравнительно неглубоком залегании "подстилающих" гранодиориты метаморфических образований свидетельствует тот факт, что положительные аномалии ΔT, вытянутые согласно с простиранием последних, прослеживаются также в северной части Унахинского массива (см.рис.1).

Гранодиоритовая интрузия сопровождается большим количеством мелких массивов - сателлитов, сложенных кварцевыми микродиоритами и кварцевыми микромонцититами. Наиболее широко эти породы развиты вдоль северной границы массива гранодиоритов в междуречье Сутам-Гилуй, где они слагают небольшие до 0,5-1 км в поперечнике

штоки, прорывающие нижнепротерозойские метаморфические образования.

Неравномернозернистые или порфировидные биотит-роговообманковые гранодиориты играют основную роль в строении Унахинского массива. Участками в гранодиоритах наблюдается увеличение количества темноцветных, повышение основности плагиоклаза, и породы постепенно переходят в кварцевые диориты или кварцевые монцитониты. Последние отмечены в оаессейне р.Гилый, где они слагают небольшие по площади поля среди однообразных гранодиоритов. Соотношение их с биотит-роговообманковыми гранодиоритами не ясно. По-видимому, они связаны между собой постепенными переходами.

Биотит-роговообманковые гранодиориты под микроскопом обнаруживают монцитоновую структуру с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза. Порода состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, роговой обманки и биотита. Из акцессорных встречаются сфен, апатит и магнетит, реже ортит. Плагиоклаз (30-40%) - андезин № 30-43 образует таблитчатые кристаллы размером от 2-3 до 5-6 мм с четкими полисинтетическими двойниками. Часто встречаются зональные плагиоклазы, причем наряду с прямой зональностью наблюдается также обратная, характерная для разностей, тяготеющих к краевым частям интрузии. Калиевые полевые шпаты (10-20%) представлены в равной мере нормальным ортоклазом и нерешетчатым микроклином. Уголь оптических осей отвечает соответственно 54-60° для первого и 80-85° для второго. Они образуют неправильной формы ксеноморфные зерна, играющие роль мезостаза. Роговая обманка выделяется в виде удлиненных призматических зерен размером до 1-1,5 мм. Угасание $c:N_g = 14^\circ$, $2V = 52-56^\circ$. Количество биотита и роговой обманки в различных породах не одинаково и колеблется в пределах от 6-8 до 20%.

Кварцевые диориты отличаются от описанных выше пород почти полным отсутствием калиевых полевых шпатов и уменьшением содержания биотита за счет увеличения количества роговой обманки. Что касается кварцевых монцитонитов, то они содержат до 10-15% микроклина, до 50-60% плагиоклаз-андезина № 42-45. Из темноцветных, помимо роговой обманки, появляется пироксен, представленный гиперстеном. Содержание его достигает 25-35%. Кварц играет подчиненную роль и его количество не превышает 5-6%.

Химический анализ гранодиоритов из верховьев р.Унаха показал содержание в них: SiO_2 - 63,68; Al_2O_3 - 15,19; Fe_2O_3 - 1,32; FeO - 4,96; TiO_2 0,50; MnO - 0,10; CaO - 3,58; MgO - 1,68; SO_3 - 0,01; K_2O - 3,45; Na_2O - 3,95; п.п.п. - 0,96; H_2O - 0,04; Σ - 99,42. Пересчет анализа по А.Н.Заварицкому дает следующие числовые характеристи-

ки: Q - 15,32; a - 13,70; b - 9,84; c - 3,35; S - 73,09.

По классификации С.Д.Четверикова порода относится к классу слабо пересыщенных SiO_2 ($15 > Q > 6$) и группе богатых щелочами ($a:c > 7$).

Нижний возрастной предел интрузии гранодиоритов определяется прорыванием ими толщи андезитовых и дацитовых порфиритов, местами залегающих на флористически охарактеризованных нижнемеловых отложениях ундитканской свиты. Верхней возрастной границей гранодиоритов, по-видимому, является время излияния нижнемеловых (?) кварцевых порфиров, так как они не только не рвутся интрузивными образованиями, но и в отличие от толщи дацитовых и андезитовых порфиритов не несут никаких следов контактового метаморфизма. Этот вопрос в настоящее время не может считаться окончательно решенным, так как нигде не удалось наблюдать непосредственного налегания толщи кварцевых порфиров на гранодиориты.

Гранодиорит-порфиры, диорит-сиенит-порфиры и диоритовые порфириты (γ и δ Cr_1) пользуются широким распространением в пределах района. Они слагают многочисленные штоки различной формы и размеров, прорывающие метаморфические образования нижнего протерозоя, располагаясь вдоль контакта с Унахинским массивом гранодиоритов. Кроме того, небольшие тела этих пород рвут и метаморфизуют песчаники ундитканской свиты, а также гранодиориты. В штоках размером от десятков метров до 1 км в поперечнике прослеживаются гипабиссальные гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты и диорит-сиенит-порфиры, связанные между собой постепенными переходами. Большой частью штоки гипабиссальных пород имеют округлую или удлиненную в плане форму с очень крутыми, подчас отвесными контактами и без видимых следов контактовых изменений боковых пород.

Наиболее распространенной разновидностью являются гранодиорит-порфиры, имеющие четко выраженную порфировую структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, роговой обманкой и биотитом, реже калиевым полевым шпатом и кварцем. Плагиоклаз образует длиннотаблитчатые зерна размером до 2-5 мм. Состав его колеблется от олигоклаза 26-28 до андезита 31-39. Нормальная роговая обманка присутствует в виде длиннопризматических зерен размером до 3 мм с плеохроизмом от бледнозеленого по N_g до зеленовато-желтого по N_r ; угасание $c:N_g = 17^\circ$, $2V = 62^\circ$. Биотит встречается в виде буровато-зеленых листочков размером до 1 мм, в значительной степени замещенных хлоритов. Кварц во вкрапленниках образует изометрические зерна размером до 3 мм с волнистым угасанием. Калиевый полевой шпат встречается лишь в разновидностях, являющихся переходными к базокварцевым диорит-сиенит-порфирам. Он

образует квадратные таблитчатые кристаллы размером до 3-5 мм и отвечает ортоклазу ($2V = 52^\circ$). Структура основной массы микроаплитовая, микропегматитовая или псевдосферолитовая. Под микроскопом в основной массе обнаружены кислый плагиоклаз-олигоклаз-альбит, калиевый полевой шпат и кварц. Из темноватых в диоритовых порфиритах присутствует роговая обманка, реже биотит. Из акцессорных ортит и офен. Калиевый полевой шпат находится или в микрографическом срастении с кварцем, или образует псевдосферолиты, радиально-лучистые образования, состоящие из сросшихся волокон кварца и полевого шпата. У базокварцевых диорит-сиенит-порфиров во вкрапленниках присутствует плагиоклаз-андезит № 35-4I, калиевый полевой шпат, роговая обманка и биотит. Основная масса также имеет псевдосферолитовую структуру, но количество кварца не превышает 5-10%. Что касается диоритовых порфиров, то и они, по-видимому, являясь породами монзонитового ряда, в своем составе содержат незначительное количество калиевого полевого шпата (от единичных зерен до 1-3%).

Лейкократовые граниты ($\gamma_3 \text{Ст}_1$). В Унахинском массиве встречается большое количество штоков, сложенных однообразными лейкократовыми гранитами. Часть штоков имеет в плане изометрическую форму, другие - овальную, вытянуты в субширотном направлении. Размеры их колеблются от десятков метров до 2-3 км в поперечнике, протяженность до 3-5 км. Часто лейкократовые граниты образуют жилы мощностью 0,5-5 м. Выходы лейкократовых гранитов часто приурочены к высотам, выделяющимся на фоне пологохолмистого рельефа. Наиболее резко выраженные в рельефе вершины расположены на водоразделах рр. Техсика-Мороко и ручьев Петровский и Амунакан.

Контактные изменения между лейкократовыми гранитами и гранодиоритами обычно отсутствуют или выражены маломощной (до первых десятков сантиметров) зоной закалки, в которой развиты мелкозернистые гранит-аплиты.

Макроскопические граниты - это среднезернистые массивные розовые до розовато-серых породы, состоящие из розового полевого шпата и морион-кварца. Под микроскопом они обнаруживают гипидиоморфнозернистую структуру. Мелкие тела и жилы имеют аплитовую структуру, переходящую в центре в микропегматитовую. Порода на 35-40% состоит из калиевого полевого шпата, 15-20% кислого плагиоклаза и 25-30% кварца; биотит встречается весьма редко. Из акцессорных присутствует ортит и апатит. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными зернами ортоклаза размером до 0,5-2 мм, $2V = 48-70^\circ$. Плагиоклаз (олигоклаз) образует идиоморфные таблиты размером до 2-3 мм, часто окруженные тонкими (до 0,1 мм) альбитовыми оторочками.

Химический анализ лейкократовых гранитов и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому проводятся в табл. 3

Т а б л и ц а 3

Место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO	MnO	CaO
р.Техсика (верхнее течение)	75,10	12,92	-	2,00	0,07	0,01	0,85
р.Унаха (верхнее течение)	74,68	12,86	0,23	0,81	0,10	0,05	0,80
	MgO	SO ₃	K ₂ O	Na ₂ O	H ₂ O	п.п.п.	Σ
	0,48	0,02	4,77	3,45	0,01	0,21	99,89
	0,14	0,04	3,76	3,76	0,01	0,34	98,51

Место взятия образца	Q	a	b	c	S
р.Техсика (верхнее течение)	34,9	13,88	3,27	0,98	81,8
р.Унаха (верхнее течение)	34,2	15,3	1,33	0,8	83,0

По классификации С.Д.Четверикова породы относятся к классу пересыщенных кремнеземом ($45 > 0 > 15$), к группе насыщенных щелочами $a:c > 8$.

Гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, жилы и малые тела ($\gamma_3 \text{Ст}_1$). Жилы и малые тела, сопровождающие раннемеловую интрузию гранодиоритов, прорывают породы Унахинского массива, метаморфические образования протерозоя, а также нижнемеловые осадочно-вулканогенные породы. В крайней северной и юго-восточной частях района жилы и дайки встречаются весьма редко. От верхнего течения р.Гилы до верховьев р.Верхн.Джелинда в северо-восточном направлении прослеживается поле, интенсивно насыщенное жилами и дайками. Это поле контролируется разломами северо-восточного простирания. В пределах осевой части Станового хребта и его склонов от вершин Гилы до среднего течения р.Верхн.Джелинда

количество жильных пород так велико, что подчас трудно бывает установить состав вмещающих их толщ. Мощность даек колеблется от 0,5 до нескольких десятков и первых сотен метров, протяженность иногда достигает 1-5 км. Падение отвесное или крутое на ю-юго-восток (до $50-60^\circ$).

Выделяются дайки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров, пользующихся наиболее широким развитием. Реже встречаются спес-сартиты, кварцевые порфиры и аплиты, причем последние являются наиболее молодыми и рвут все известные изверженные породы описываемой площади.

Малые тела гранодиорит-порфиров встречены лишь в крайней западной части района в виде двух небольших (до 300 м в поперечнике) массивов, прорывающих эффузивы нижнего мела. Состав и структура пород, слагающих их, ничем не отличается от даек.

С раннемеловыми интрузивными образованиями связаны золотосные россыпи верхнего течения р.Сутам, а также киноварь. С этими же гранитоидами связано полиметаллическое и медное оруденение.

Нижний возрастной предел жильных пород определяется прорыванием ими всех известных на территории листа N-52-I пород, из которых осадочные отложения ундитканской свиты содержат нижнемеловые растительные остатки.

Верхний возрастной предел их остается неясным.

ТЕКТНИКА

Площадь листа N-52-I располагается в зоне сочленения Алданского щита и Становой орогенической области (рис. 2), что обуславливает чрезвычайную сложность ее строения.

Вдоль северной границы района прослеживаются субмеридионально простирающиеся структуры окраины Алданского щита, сложенные архейским комплексом, метаморфизованным в гранулитовой фации. Южнее на Алданский щит по долгоживущим сравнительно пологим ($35-65^\circ$) разломам надвинут протерозойский комплекс пород Становой орогенической области, метаморфизованный в амфиболитовой фации; простираение складчатых структур параллельно надвику. Сложно дислоцированные в разном структурном плане комплексы архея и нижнего протерозоя перекрываются слабо дислоцированными осадочными и вулканогенными образованиями платформенного чехла (см.рис.2).

Пликативные структуры Алданского щита в архейских породах грану-

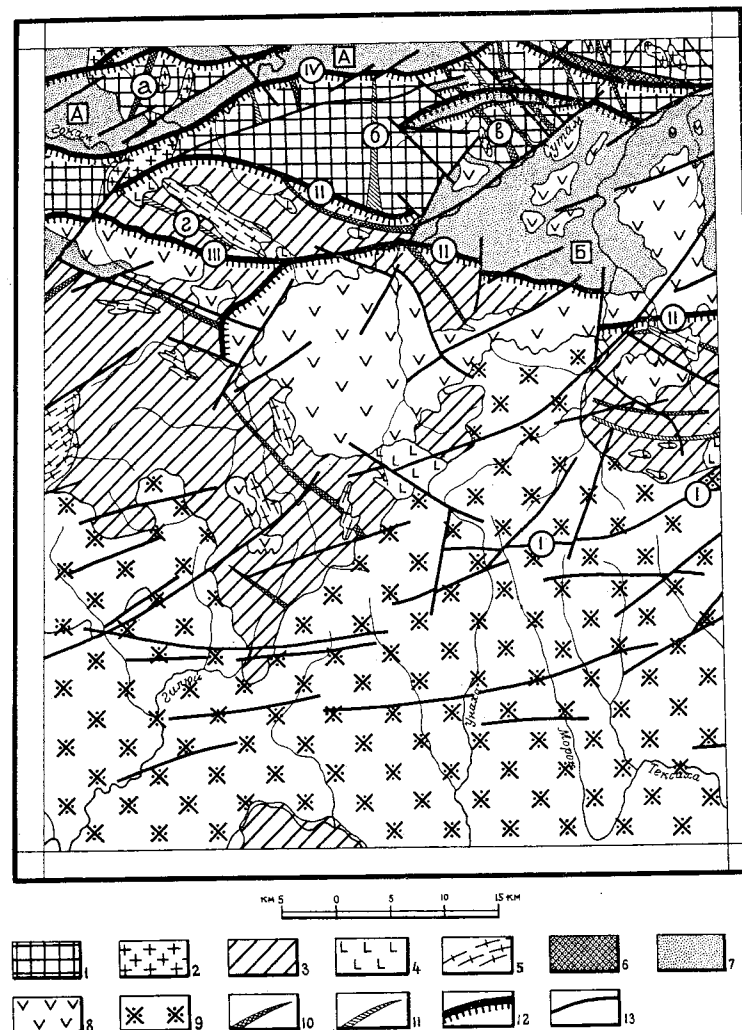


Рис. 2.Тектоническая схема

Структуры кристаллического основания: 1 - пликативные структуры Алданского щита в породах гранулитовой фации метаморфизма; 2 - синорогенные конкордантные массивы архейских аляскитовых гранитов; 3 - пликативные структуры Становой орогенической области в породах амфиболитовой фации; 4 - раннеорогенные пластовые тела раннепротерозойских габоро; 5 - синорогенные конкордантные массивы раннепротерозойских аплитовидных гранитов.

Платформенный чехол и структуры этажа глыбовых деформаций кристаллического основания: 6 - грабен с моноклинально падающими синийскими и юрскими отложениями; 7 - тектонические депрессии, ограниченные полого падающими разломами, имеющие грабенообразное и чешуйчатое строение, выполненные нижнемеловыми отложениями (А-Гонамская, Б-Сутамская); 8 - полого залегающий покров нижнемеловых эффузивов; 9 - дискордантный массив раннемеловых гранодиоритов.

Прочие обозначения: 10 - оси антиклинальных структур и направления их погружения (а - Сиджажская антиклиналь, в - Опоктинская антиклиналь); 11 - оси синклинальных структур и направления их воздымания (б - Левосутамская синклиналь, г-Каменушкинская синклиналь); 12 - разломы долгоживущие с указанием плоскости сместителя: I - Южностановой разлом; II - Северостановой разлом; III - Верхнесутамский разлом; IV - Гонамский надвиг; 13 - прочие разломы

литовой фации метаморфизма прослеживаются в приподнятых блоках, разобленных между собой субширотными тектоническими депрессиями, в которых сохранились нижнемеловые осадочные отложения.

Западный блок архейских пород, сложенный преимущественно кварцитами верхнеалданской свиты, представляет собой ядро, воздымающейся к северу довольно сложно построенной Сиджакской антиклинали (а), которая далее прослеживается в пределах листа 0-52-XXXI (А.Г.Кац, 1960). Периклинальное замыкание Сиджакской антиклинали с юга оборвано разрывным нарушением, вдоль которого архейские породы граничат с нижнемеловыми конгломератами. Сиджакская антиклиналь осложнена серией более мелких складок с размахом крыльев до первых десятков метров. Падение пород на крыльях от 35 до 50° . Западное крыло антиклинали погружается под нижнемеловые конгломераты, и детали его строения не улавливаются, тогда как на восточном крыле, сложенном метаморфическими породами нижней подосвиты федоровской свиты, прослеживаются мелкие складки с резко ундулирующими осями и более крутым падением пород до $60-70^{\circ}$. Нередко на этом участке отмечаются дополнительные изгибы в крыльях более крупных сундучных складок, что, по-видимому, связано с субмеридиональными разрывами, пересекающими северную часть поля архейских пород.

Далее к востоку Сиджакская антиклиналь через серию более мелких складок сопрягается с Левосутамской синклинью (б). Левосутамская синклиналь, имеющая размах крыльев до $12-15$ км, является наиболее крупной из архейских структур. В ее центральной части, сложенной кристаллическими сланцами верхов федоровской свиты, углы падения не превышают $45-50^{\circ}$. Ось Левосутамской синклинали вытянута в меридиональном направлении и резко вздымается к северу. Крылья синклинали, сложенные кристаллическими сланцами средней подосвиты федоровской свиты, смяты в простые линейные складки с углами падения $40-50^{\circ}$. Далее к востоку Левосутамская синклиналь сопрягается с крутой Опоктинской антиклинью (в), ось которой простирается в северо-западном направлении. Строение этой, по-видимому, сложно построенной складчатой структуры, трудно поддается расшифровке. Она разорвана серией поперечных разрывов, вдоль которых в узких грабенах сохранились нижнемеловые отложения. Опоктинская антиклиналь осложнена большим количеством продольных дизъюнктивных нарушений. Вблизи последних падение архейских пород почти вертикальное, часто встречаются опрокинутые на запад изоклинальные складки.

Синорогенные конкордантные массивы и мельчайшие инъекции

алекситовых гранитов, пронизывающие метаморфическую толщу, дислоцированы совместно с вмещающими их породами.

Пликативные структуры Становой орогенической области в нижнепротерозойских породах амфиболитовой фации метаморфизма имеют общее северо-западное направление, согласное с границей Алданского щита. В отличие от сравнительно простых структур Алданского щита складчатость Становой орогенической области за пределами описываемого района является более напряженной. Для нее характерны узкие линейные изоклинальные складки, осложненные флексурами и послойными разрывами. Однако в пределах описываемой площади особенности складчатости Становой орогенической области выражены очень слабо, и архейские и протерозойские структуры сходны между собой.

Одна из наиболее крупных структур этой области - Каменушкинская синклиналь (г) - вытянута в запад-северо-западном направлении и занимает междуречье Сутама и Гонама. Ядро и крылья синклинали сложены кристаллическими сланцами и гнейсами кудуликанской свиты, смятыми в серию более мелких, иногда изоклинальных складок. С северо-запада и юго-востока Каменушкинская синклиналь оборвана разрывами. Причем, по-видимому, далее на юго-восток обрывки этой структуры прослеживаются по рр. Сэгангра и Верх. Джелинда. Севернее Каменушкинская синклиналь сопрягается с крупной антиклинальной структурой, северное крыло которой оборвано Верхнесутамским разломом. Южное крыло осложнено разрывами южной ветви Северостанового разлома. Размах крыльев Каменушкинской синклинали достигает $5-6$ км, падение пород крутое и колеблется в пределах от 60 до 70° . К югу от Каменушкинской синклинали в том же направлении протягивается крупная антиклинальная структура, центральная часть которой сложена гнейсами и кристаллическими сланцами чильчинской свиты. Ось антиклинали, разорванная и смещенная многочисленными разломами, в верхнем течении р. Половинка резко меняет свое простираение на северо-восточное. Это явление объясняется приспособлением протерозойских структур к изгибам края Алданского щита, значительный выступ которого отмечен автолом к западу от описываемой площади в пределах листа М-51-У1. В ядре этой антиклинали протерозойские породы имеют пологие углы падения в пределах $20-30^{\circ}$. Крылья, имеющие углы падения $60-70^{\circ}$ осложнены складками высших порядков с обилием мелких флексур. Северное крыло антиклинали частично оборвано разрывными нарушениями, частично перекрыто толщей дацитовых и андезитовых порфиритов. Южное крыло осложнено более мелкими, часто брахиформными складками и флексурами.

Раннеорогенные пластовые тела раннепротерозойских габбро, приуроченные к ранним фазам протерозойской складчатости, образуют массивы размером до 1-2 км в поперечнике, реже более крупные до 4-5 км. тела, дислоцированные согласно с вмещающими их метаморфическими породами Станового комплекса. Наибольшее количество таких пластовых тел приурочено к краевой зоне, тяготеющей к стику с Алданским щитом.

Синорогенные конкордантные массивы раннепротерозойских аплитовидных гранитов, связанные с главными фазами протерозойской складчатости, слагают крупные мигмаплутоны размером до 3х12 км, тяготеющие к ядрам крупных синклинальных структур Становой орогенической области.

Платформенный чехол и структуры этапа глобальных деформаций кристаллического основания. В крупных блоках осадочные породы платформенного чехла лежат полого. В блоках, зажатых между региональными субширотными глубинными разломами, падающими на юг, они интенсивно дислоцированы. Нижнемеловые эффузивы, образующие мощные, близкие к горизонтальным покровы, сохранились не только в депрессиях, но и в виде останцев на водоразделах.

Синийские и юрские отложения, сохранившиеся в узком грабене, близ устья р.Тугуржк смяты в крутые (до 60-70°) линейные складки, параллельные разлому.

Наиболее крупная структура платформенного чехла - Сутамская тектоническая депрессия (Б), выполненная нижнемеловыми отложениями, вытянута в широтном направлении от долины р.Сутам далее на восток за пределы описываемой площади. Она имеет резко выраженное асимметричное строение, обусловленное характером ограничения. С юга Сутамская тектоническая депрессия ограничена надвигом "Северостанового разлома", падающим на юг под углом 35-65°. С севера она окаймляется крупными разломами, имеющими характер сбросов и крутых надвигов. Соответственно этому Сутамская тектоническая депрессия на отдельных участках имеет то грабенообразное, то чешуйчатое строение. Грабенообразное строение имеет юго-западная часть Сутамской тектонической депрессии, с юга ограниченная широтным, падающим на юг надвигом, а с севера крутым, падающим на юго-восток сбросом. В таких ограничениях нижнемеловые песчаники образуют пологие до 10-20° складки с более крутыми южными крыльями. Чешуйчатое строение Сутамской тектонической депрессии можно наблюдать в ее центральной части в междуречье Сутам-Верхняя Джелинда, а также вблизи восточной границы райо-

на. Здесь как северное, так и южное ограничения имеют характер надвигов с падением плоскости на юг под углом 35-65°. Нижнемеловые отложения вблизи южного борта Сутамской тектонической депрессии образуют узкие линейные симметричные складки с углами падения до 35-45°. Вблизи северного ограничения нижнемеловые конгломераты образуют опрокинутые на север лежащие складки с углами падения 12-20°.

Вторая такого же рода Гонамская тектоническая депрессия (А), имеющая субширотное простирание, попадает в пределы описываемой площади лишь своей южной частью. С юга она обрамляется сравнительно пологим (35-45°) Гонамским надвигом, по которому архейские метаморфические образования надвинуты на нижнемеловые конгломераты и песчаники, выполняющие эту депрессию. Северная граница ее проходит за пределами описываемой площади, где она также оборвана разрывным нарушением, отделяющим нижнемеловые осадочные образования от пород архея (Кац, 1960). Нижнемеловые отложения, заполняющие Гонамскую депрессию, в целом имеют моноклинальное падение на юг под углом от 10-15 до 25-45°.

Более мелкие, вытянутые субширотные тектонические блоки с осадочными отложениями нижнего мела наблюдаются в бассейне р.Каменная, но характер залегания их здесь не ясен.

Нижнемеловые эффузивы, расположенные как по южному борту Сутамской тектонической депрессии, так и на водоразделах, смяты в простые пологие складки с углами падения от 5-10 до 30-40°. В южной части поля эффузивов по правобережью р.Верхн.Джелинда прослеживается синклинальная складка восток-северо-восточного простирания с размахом крыльев до 2 км и углами падения 30-40°. Наиболее крупное поле эффузивных пород, занимающее междуречье Сутама-Сэгантра, представляет собой моноклиналь с общим падением на юг-юго-восток под углом 5-7°. В северной части поля по р.Сутам углы падения увеличиваются до 40°. Здесь прослеживается опрокинутая на северо-запад антиклинальная складка, в ядре которой залегают конгломераты и песчаники подстилающей ундитканской свиты.

Эффузивные образования в верхнем течении р.Половинка падают на север под углом 15-20°, подчеркивая пологую антиклинальную структуру, центральная часть которой располагается на водоразделе рек Сутам-Гонам.

В верхнем течении р.Сутам, а также в верховьях р.Гиллой прослеживаются сравнительно мелкие поля эффузивов, по-видимому, являющиеся останцами крупного покрова, имеющего общий незначительный уклон на юг.

Структура южной части описываемой площади не ясна, так как вся эта территории занята дискордантным массивом раннемеловых гранодиоритов (Унахинский массив), вытянутым субширотно, параллельно активизировавшимся в мезозое разломам кристаллического фундамента. Он представляет собой довольно плоское, несколько погружающиеся к юго-востоку лакколитообразное тело, располагающееся непосредственно на поверхности протерозойского фундамента под покровом нижнемеловых эффузивов, в настоящее время в большинстве случаев размытых.

Дизъюнктивные нарушения играют значительную роль в геологическом строении описываемой площади. Наиболее крупный из них долгоживущий Северостановой разлом прослеживается от восточной границы листа N-52-I в запад-северо-западном направлении до правобережья р.Гонам. В восточной части района от р.Верхн.Джелинда до долины р.Сутам Северостановой разлом представляет собой сравнительно пологий (до $35-65^\circ$) надвиг, по которому нижнепротерозойские метаморфические образования надвинуты на осадочно-вулканогенные породы нижнего мела. Надвиг маркируется развальцованными породами обоих комплексов, причем ширина зоны смятия колеблется в пределах от десятков до первых сотен метров. Основной надвиговый шов разорван разломами как субмеридионального, так северо-восточного простирания с амплитудой смещения до 3 км.

От долины р.Сутам Северостановой разлом по разрывным нарушениям северо-восточного простирания смещается несколько севернее. В междуречье Сутам-Гонам Северостановой разлом служит границей между архейскими образованиями Алданского щита и породами Становой орогенической области. На этом участке он имеет характер взброса, с падением сместителя на юг-юго-запад под углом 70° .

Архейские породы вдоль Северостанового разлома сильно давлены, катаклазированы и подверглись значительным изменениям, выразившимся в эпидотизации, хлоритизации и амфиболитизации. Мощность зоны измененных пород достигает 500 м. Вблизи Северостанового разлома образования нижнего протерозоя лишь несколько сильнее дислоцированы и катаклазированы, чем в удалении от него. По правобережью р.Гонам Северостановой разлом обрывается дизъюнктивным нарушением северо-восточного направления и далее к западу не прослеживается. Вдоль этого нарушения, также являющегося взбросом, фиксируются мощные зоны развальцовывания и милонитизации шириной до 3-4 км, захватившие как метаморфические архейские породы, так и архейские аляскитовые граниты. При этом первые из них несут на себе следы интенсивного диафтореза, почти

полностью изменившего первоначальный состав архейских кристаллических сланцев, аляскитовые же граниты развальцованы и местами превращены в кварц-мусковитовые сланцы.

К западу от этого нарушения граница архейских и нижнепротерозойских пород смещается и прослеживается южнее, совпадая по левобережью р.Каменушка с Верхнесутамским разломом. Верхнесутамский разлом расположен кулисообразно по отношению к Северостановому разлому и представляет собой сравнительно крутой (под углом $60-70^\circ$) взброс с падением поверхности сместителя на юг. Ширина зоны смятия вдоль разлома не превышает 80-100 м.

Южнее Верхнесутамского взброса на водоразделе рек Каменушка и Сутам фиксируется еще один долгоживущий разлом, но он прослеживается лишь до долины р.Сутам. На левобережье р.Сутам Верхнесутамский разлом сопрягается с дугообразно простирающимся надвигом, по которому на породы Станового комплекса под углом 45° надвинута в северо-западном направлении толща дацитовых и андезитовых порфиритов.

В пределах Алданского щита наиболее крупным долгоживущим разломом является субширотно простирающийся Гонамский надвиг, ограничивающий с юга Гонамскую тектоническую депрессию. Этот надвиг фиксируется сравнительно мощной (до 100-150 м) зоной смятия и милонитизации, захвативших кристаллические породы архея и нижнемеловые осадочные отложения. Падение плоскости сместителя на юг под углом $35-45^\circ$. Как на запад, так на север Гонамский надвиг продолжается за пределы описываемой площади. Линия надвига усложнена более мелкими разрывами северо-западного и северо-восточного направления.

К югу от Гонамского надвига прослеживается серия более мелких долгоживущих нарушений, ограничивающих мелкие чешуи с сохранившимися в них нижнемеловыми отложениями. Севернее Гонамского надвига прослеживается долгоживущий разлом, проходящий главным образом внутри нижнемеловых осадочных пород. Конгломераты в зоне этого разлома интенсивно смяты, цемент их перекристаллизован. Аргиллиты и песчаники развальцованы и превращены в сланцы.

Несколько обособленными от описанных выше разрывных нарушений являются разломы, обрамляющие грабен р.Тугурик, в котором сохранились юрские и синийские осадочные образования. По своему характеру этот грабен, видимо, является продолжением структуры Токарикской тектонической депрессии (лист O-52-XXXI), в восточной оконечности которой сохранились как те, так и другие породы. Но связь обрамляющих грабен разрывов с нарушениями, окаймляющими Токарикскую тектоническую депрессию, не ясна. Древний возраст

их заложения доказываются тем, что к этим разломам, часть из которых служит границей между структурами Алданского щита и Становой орогенической области, приурочены интрузии протерозойских габброидов. Обновление некоторых разрывных нарушений происходило и в более поздний период, о чем свидетельствует развитие процессов регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации вдоль некоторых зон развальцевания. Эти разломы обновлялись и в посленижнемеловое время, что вызвало смещение пород нижнемелового эффузивно-осадочного комплекса.

Прочие разрывные нарушения имеют те же направления простирания, но, по-видимому, углы падения их более крутые. Здесь, в первую очередь, необходимо остановиться на разломах по долинам рек Сутам и Сегангра, вдоль которых поле эффузивно-туфогеновых пород оказалось поднятым. Эти нарушения представляют собой крутые, почти отвесные сбросы с амплитудой до 300-400 м.

Вторым, поднятым по разрывам блоком является поле эффузивов верхнего течения р.Верхн.Джелинда, причем амплитуда поднятия этого поля по отношению к Сегангринскому больше на 400-500 м. Возраст поднятия, по-видимому, весьма молодой; так, на аэрофотоснимках вдоль поверхности разрыва, ограничивающей блок, четко прослеживается борт сброшенной первой надпойменной террасы.

На южной половине территории преобладают нарушения субширотного и северо-восточного направления, причем вдоль южного склона Станового хребта в вершине р.Дельберга прослеживается широтный разрыв (Южностановой разлом), который к востоку в пределах листа N-52-II является нарушением, отделяющим структуры Алданского щита от структур Становой орогенической области. На площади листа N-52-I этот разлом затухает и прослеживается на местности благодаря незначительному катаклазу и легкой милонитизации нижнемеловых гранодиоритов.

История развития района

История развития описываемой площади в докембрии восстанавливается лишь в самых общих чертах, так как первичная природа архейских и протерозойских метаморфических образований не всегда ясна. В архее на месте современного Алданского щита существовал обширный геосинклинальный бассейн. В кенгурское время в нем происходило накопление мощных терригенных толщ, которое сменилось излияниями основных лав и отложением терригенно-карбонатных пород, превратившихся после метаморфизма соответственно в кварциты, высокоглиноземистые породы и основные кристаллические сланцы.

Развитие бассейна завершилось складчатостью, сопровождавшей-

ся на первых этапах пластовыми интрузиями ультраосновного состава, а затем внедрением гранитов и мигматизацией.

Интенсивная мигматизация обусловила образование по породам гранулитовой фации биотитовых инъекционных гнейсов. В результате всех этих процессов сформировался и в значительной мере консолидировался Алданский щит.

В нижнепротерозойское время южнее Алданского щита развивалась обширная геосинклинальная область, вытянутая субширотно параллельно краю последнего и, по-видимому, отделенная от него мощной зоной глубинных разломов. В пределы описываемой территории попадает северная часть Становой геосинклинали, в которой накапливались тонкополосчатые глинисто-песчаные толщи, давшие после метаморфизма амфиболовые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы. Орогенез, завершивший цикл развития геосинклинали, превратил всю эту зону в причлененное к Алданскому щиту более молодое складчатое сооружение. Складчатость в Становой орогенической области сопровождалась на первых этапах внедрением основных пород габбрового состава, а затем громадных масс "древнестановых гранитов".

Во время складчатости заложилась новая и обновилась старая разломы и, в частности, субширотные запад-северо-западные нарушения. Тектонические напряжения, затронувшие протерозойские образования на границе их с жесткой глыбой архея - Алданского щита, привели к образованию серии параллельных друг другу разломов, кулисообразно заходящих друг за друга.

Протерозойский орогенез сопровождался прогрессивным метаморфизмом амфиболитовой фации протерозойских осадочных и вулканогенных толщ и регрессивным (той же амфиболитовой фации) в тех случаях, когда он накладывался на блоки архейских пород, находящихся в зоне Северостанового разлома.

Радиологический возраст магматизма и прогрессивного метаморфизма Становой орогенической области, также как и регрессивный метаморфизм амфиболитовой фации пород Алданского щита, определен свинцовым методом по монациту, ортиту и циркону (А.П.Виноградов, А.И.Тугаринов, 1960), а также калий-аргоновым методом (В.М.Комарова, ВАГТ) из пород сопредельных с запада районов - 1900±100 млн.лет.

Судя по материалам, имеющимся по сопредельным с севера и северо-востока районам, в предсинийское время заложился протягивавшийся в субширотном направлении вдоль южного края Алданского щита длинный и узкий предгорный по отношению к Становой орогенической области прогиб. Он, в свою очередь, является

только заливом, соединявшимся на востоке, в районе современного озера Токо с обширным морским бассейном Учуро-Майского района. Здесь накапливались исключительно терригенные отложения, характер и фациальный состав которых свидетельствуют о том, что берега прогиба были пологие, а сам он был в достаточной мере мелок.

В предюрское время на месте древнего предгорного прогиба в результате омоложения древних разломов образовался континентальный пресноводный бассейн, а южнее его, по-видимому, горный хребет. Осадконакопление в этом бассейне шло в течение всего юрского периода.

К раннемеловому времени этот бассейн, вероятно, значительно сместился к югу. В раннемеловое время происходило накопление мощных толщ конгломератов, причем, судя по замерам ориентировки гальки, ее окатанности и литологическому составу, снос, в основном, шел с юга и юго-востока из сравнительно отдаленных районов.

Несколько позже в пределах упомянутого выше прогиба и вдоль южного его обрамления происходило накопление осадочно-эффузивно-пирокластических образований. При этом наиболее мощные излияния были приурочены к зоне разломов стыка Алданского щита и Становой области. Именно эти разломы послужили подводными каналами для магмы, образовавшей нижнемеловые покровы.

Наличие чужеродных пород среди туфоконгломератов, встреченных в виде прослоев в эффузивах, и хорошая окатанность их гальки свидетельствуют о том, что излияния периодически сменялись накоплением континентальных конгломератов и песчаников. Площадь излияний, по-видимому, была значительно обширнее, чем сохранившиеся в настоящее время останцы эффузивов, причем мощность эффузивного покрова превышала 1000-1200 м.

В постнижнемеловое время по разломам субширотного простиранья проникли инъекции магмы гранодиоритового состава, внедрившиеся в основном по границе между породами кристаллического основания и перекрывающими их эффузивно-туфогенными образованиями. В результате интрузии магмы образовался крупный межформационный лакколитообразный массив, а также небольшие штоки и дайки, прорывающие как протерозойские породы, так и нижнемеловые слоистые толщ. Субширотные надвиги и взбросы разобили единую мезозойскую впадину на ряд изолированных, кулисообразно расположенных по отношению друг к другу тектонических депрессий грабенобразного и чешуйчатого строения, а последующие подвижки по некоторым из них обусловили возникновение крупных горстовых поднятий, обрамляющих остатки впадины, создав этим основные черты современного рельефа щита и прилегающих частей Становика.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Новейшие сводово-глыбовые поднятия северной части площади листа N-52-I обусловили двуступенчатое строение района и образование двух областей - Станового нагорья и Гилийской депрессии, граница между которыми проходит по южному подножью Станового хребта. Общее превышение Станового нагорья над Гилийской депрессией достигает 300-400 м (рис.3). Из экзогенных факторов наибольшее влияние на образование рельефа оказала эрозионная деятельность и оледенение.

Становое нагорье

На наиболее приподнятых частях Станового нагорья (участки максимальных новейших поднятий), где преобладают процессы эрозии при незначительной денудации, проявившейся в формировании скульптур водоразделов и верхних частей склонов, развит эрозионный и денудационно-эрозионный рельеф.

Эрозионный среднегорный резко расчлененный рельеф характеризуется крутыми склонами и узкими, иногда гребневидными водоразделами. Глубина эрозионного вреза до 500-600 м, при средней крутизне склонов 18-20°. Этот рельеф характерен для эффузивно-туфогенных образований нижнего мела. Высота гор (до 1250-1450 м) и сравнительно низкое положение местного базиса эрозии привело к образованию глубоко расчлененных водораздельных пространств. Склоны водоразделов в поперечном профиле прямолинейные и лишь у подножий, за счет делювиальных шлейфов, несколько вогнутые. На фоне узких гребневидных водоразделов возвышаются на 50-100 м отдельные конусообразные вершины и субпараллельные гряды, образованные дайками гранодиорит-порфиров. Благодаря сравнительно низкому базису эрозии большинство рек и ручьев района еще не достигли предела глубинного врезания и в настоящее время интенсивно углубляют свои долины.

К участкам умеренных новейших сводово-глыбовых поднятий приурочен денудационно-эрозионный среднегорный, интенсивно расчлененный рельеф. Для него характерны широкие уплощенные водоразделы и склоны умеренной крутизны (до 10-11°), глубина эрозионного вреза достигает 300-500 м. Он пользуется наиболее широким развитием в северной части территории, в пределах Гонам-Сутамского междуречья, а также на водоразделе Сэгангра-Верхняя Джелинда и в верховьях средней вершины р.Сутам, прилегающей к Становому хребту. Несмотря на то, что оба упомянутые выше типа рельефа характеризуются близкими абсолютными высотами, между ними существу-

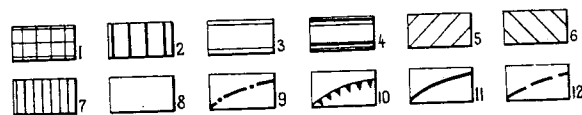
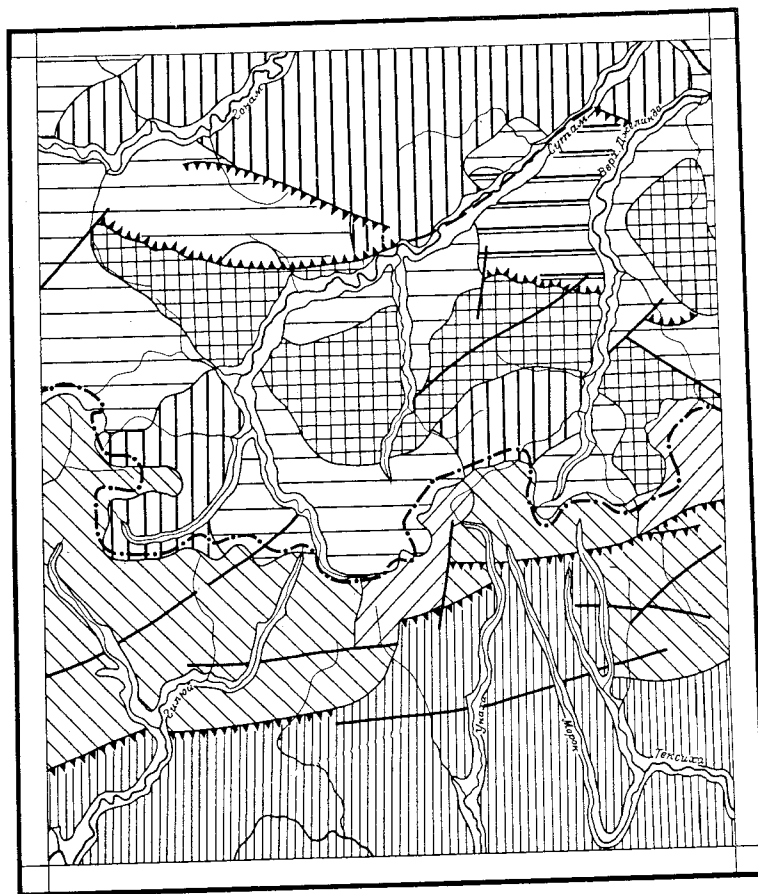


Рис. 3. Геоморфологическая схема

Становое нагорье: 1 – эрозивный среднегорный резко расчлененный рельеф участков максимальных новейших поднятий; 2 – денудационно-эрозивный среднегорный интенсивно расчлененный рельеф участков умеренных новейших поднятий; 3–4 – эрозивно-денудационный среднегорный умеренно расчлененный рельеф участков слабых новейших поднятий (3 – с мягкими округлыми увалистыми водоразделами, 4 – с куполовидными вершинами, бронированными покровами нижнемеловых эффузивов).

Гилейская депрессия: 5 – денудационно-эрозивный среднегорный умеренно расчлененный рельеф участков умеренных новейших поднятий; 6 – денудационно-эрозивный низкогорный умеренно расчлененный рельеф участков слабых поднятий; 7 – эрозивно-денудационный низкогорный умеренно расчлененный рельеф участков относительно тектонически стабильных в новейшее время; 8 – эрозивно-аккумулятивный рельеф.

Прочие обозначения: 9 – линия главного водораздела Станового хребта. Разломы: 10 – выраженные в рельефе крупными уступами; 11 – выраженные в рельефе седловинами, перегибами склонов; 12 – скрытые под рыхлыми отложениями

ет ряд отличительных черт, не позволяющих их объединить в один тип. Это отличие состоит в интенсивности процессов солифлюкции и морфологической особенности гребней водоразделов. Последние представлены широкими, выположенными поверхностями с возвышающимися на них (на 30–60 м) отдельными куполообразными вершинами. Склоны выпуклые с более пологими верхними участками. У подножий, где широким развитием пользуются делювиальные и солифлюкционные отложения, склоны имеют вогнутую форму. Густота речной сети и характер долин говорят о том, что в настоящее время эрозивная деятельность здесь утихает, а глубинная эрозия имеет место лишь в самых верховьях ручьев. Характерной особенностью речной сети района является пологосклонность долин и приближение их продольного профиля к профилю равновесия. В реках в настоящее время преобладают процессы аккумуляции, связанные с боковым размывом.

В области слабых поднятий развит эрозивно-денудационный рельеф, в формировании которого основную роль играли процессы денудации, переработавшие более ранние эрозивные формы.

Эрозивно-денудационный среднегорный умеренно расчлененный рельеф имеет глубину вреза до 200–250 м, а крутизну склонов $5-6^\circ$. В пределах площади листа N-52-I выделяется два типа рельефа: 1) рельеф с мягкими округлыми водоразделами увалистого облика, развитый на метаморфических и интрузивных породах, имеет широкое площадное распространение в пределах Гонам-Сутамского междуречья. Пологие вершины с мягкими очертаниями возвышаются над общей поверхностью на 20–40 м. Склоны покрыты мощными делювиально-солифлюкционными шлейфами, иногда поднимающимися до водораздельных вершин. Долины рек симметричные, пологосклонные с заболоченным дном и с сильно меандрирующим руслом. В местах развития этого рельефа имеются благоприятные условия для накопления рыхлого материала на склонах с последующим сносом его в долины рек и образованием наиболее интересных золотоносных россыпей района; 2) рельеф с куполовидными вершинами, бронированными покровами нижнемеловых эффузивов (залегающих на песчаниках) ундиканской свиты, занимает наиболее пониженный участок, расположенный в междуречье Сутам-Верхняя Джелинда. Для этого рельефа характерны плоские, низкие водоразделы (1000–1050 м) с мягко очерченными куполовидными вершинами и глубина вреза до 200 м. Наиболее плотные и устойчивые породы эффузивного покрова слагают вершины водоразделов, поэтому верхняя часть склона весьма крутая и закрыта осыпями. Ниже, на участках развития нижнемеловых песчаников, склоны резко выполаживаются и на них развиты мощные делювиально-солифлюкционные шлейфы. Крупные реки имеют открытые долины шириной до 2–3 км.

Г и л ю й с к а я д е п р е с с и я

В Гилуйской депрессии выделяются денудационно-эрозийный и эрозийно-денудационный рельеф. К первому относятся: среднегорный умеренно-расчлененный рельеф участков умеренных новейших поднятий, с узкими и округлыми водоразделами и низкогорный умеренно-расчлененный увалистый рельеф. Крутизна склонов до $10-12^{\circ}$ и эрозийный врез до 400-500 м. Этот тип рельефа охватывает западную часть южного склона Станового хребта – вершины рек Унаха, Олоча, Унахакан и Дельберга. Для него характерны гребневидные водоразделы с резко выделяющимися вершинами высотой до 50-100 м. Долины рек и ручьев глубоко врезаны и имеют У-образную, реже ящикообразную форму. Глубинная эрозия превалирует на всем протяжении русел, расположенных в пределах этого типа рельефа. Район отличается преобладанием выноса рыхлого материала и весьма слабой аккумуляцией.

На участках слабых новейших поднятий выделяется денудационно-эрозийный рельеф, характеризующийся округлыми водоразделами и склонами умеренной крутизны ($13-14^{\circ}$). Он прослеживается на южном склоне Станового хребта, в пределах нижнего течения р. Гилуй. Почти плоские водоразделы с возвышающимися на них отдельными до 40-60 м вершинами обладают значительной шириной и плавно переходят в сравнительно крутые склоны. Глубина вреза в пределах южного склона Станового хребта достигает 300-400 м, при некотором удалении от него снижается до 200-250 м. Речная сеть сильно разветвленная. Продольный профиль долин окончательно не выработан. В верховьях преобладает глубинная эрозия и интенсивный вынос рыхлого материала с последующим его отложением на более низких участках. Крупные реки (Гилуй, Серигда) имеют хорошо разработанные террасированные долины.

В южной части листа N-5I-I на участках, относительно тектонически стабильных, развит эрозийно-денудационный низкогорный умеренно-расчлененный увалистый рельеф. Он имеет мягкие пологие склоны и выположенные водоразделы с глубиной эрозийного вреза до 50-150 м, при средней крутизне склонов $3-4^{\circ}$. Этот тип рельефа является наиболее пониженной областью; абсолютные отметки не превышают 700-800 м. Рельеф характеризуется широкими полого-склонными водоразделами со слабо выраженными седловинами и низкими плоскими вершинами. Все склоны вплоть до водоразделов покрыты мощным делювиально-солифлюкционным плащом. Общий фон мягкого рельефа усугубляется широкими открытыми заболоченными долинами с пологими склонами и плоским дном. Реки несут следы резко-

го преобладания процессов аккумуляции аллювиального материала. Несмотря на то, что на участках развития этого рельефа создаются весьма благоприятные условия для накопления россыпного золота, общая неблагоприятная геологическая обстановка не позволяет наметить здесь перспективные участки для поисков золотосысыпных россыпей.

В эрозийно-аккумулятивный тип включается слабо террасированный рельеф днищ речных долин. Наиболее широко этот комплекс рельефа развит в бассейне р. Сутам, в меньшей степени по рр. Гилуй, Унаха и Тексиха. Помимо низкой (0-2 м) и высокой (2-3 м) пойм, выделяются первая (4-8 м), вторая (10-15 м), третья (16-25 м) надпойменные террасы. Причем, если пойма пользуется почти повсеместным развитием в пределах всей площади, то надпойменные террасы распространены локально и имеют, как правило, незначительную протяженность. Первая надпойменная терраса большей частью аллювиальная, тогда как остальные цокольные с размывом аллювиальным чехлом. В отношении золотосысыпности наибольший интерес представляют низкая и высокая поймы. В надпойменных террасах золото не обнаружено.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах территории известен ряд рудопроявлений и месторождений полезных ископаемых, основное значение среди которых имеет россыпное золото. Проявления угля, железа, свинца, меди, молибдена, редких земель, ртути и висмута не образуют промышленных скоплений, однако в отношении некоторых из них (свинец, ртуть) намечаются весьма интересные перспективы.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Каменный уголь

По данным М.М. Лебедева (1957 г.), в коренном обнажении ундитканской свиты в левом борту ручья Конгломератового, встречен маломощный (до 25 см) пласт каменного угля (I3). Названный исследователь дает отрицательную оценку проявлению.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

На территории листа известны два рудопроявления железа.

Первое (I0), расположенное в междуречье Сутам-Гонам, в депрессии между высотами 1250,9 и 1329,0 открыто в 1953 г. Т.С. Долгих (1954 г.). Рудопроявление представляет собой элювиально-де-

элювиальные развалы глыб и обломков скаполит-диопсидовых и серпентинитовых пород Федоровской свиты. Магнетитовое оруденение устанавливается как в тех, так и в других. Скаполит-диопсидовые породы черные с зеленоватым оттенком, неравномерно крупнозернистые, состоят из скаполита 10%, диопсида 20%, роговой обманки 10% и магнетита 60%. Магнетит встречается в виде маломощных (1,0-1,5 см) послойных прожилков. В серпентинитовых породах магнетит образует сидеронитовые каемки вокруг псевдоморфоз серпентина или гломеробластовые скопления небольших (до 1-2 мм) зерен натечной формы в пустотах и трещинах. Размеры площади развалов не установлены.

Второе рудопроявление (12), расположенное на левобережье р.Сутам, против устья р.Сэгангра, открыто в 1961 г. (А.Г.Кап, 1962 г.). Участок сложен мигматизированными биотитовыми гнейсами чильчинской свиты, среди которых располагаются межпластовые тела роговообманковых норитов и габбро-амфиболитов с участками перматитовых габбро и магнетитовых амфиболитов. Площадь рудопроявлений не превышает 1200 м². Магнетитовые амфиболиты представляют собой мелкозернистые зеленовато-серые породы, состоящие из уралитовой роговой обманки, образовавшейся по авгиту (30-60%), магнетита (25-65%) и апатита (5-15%). Магнетит выполняет междугрипные пространства, придавая породе сидеронитовую структуру. По данным спектрального анализа штучной пробы, в магнетитовой руде установлено: Fe > 1,0; Ti - 0,1; P > 1,0. Практического интереса рудопроявления магнетитовых руд не представляют из-за малого масштаба оруденения и невысоких содержаний железа в рудах. В целом площадь листа в отношении железа оценивается как неперспективная.

Хром

В аллювии правого притока р.Сутам, впадающего выше устья р.Сэгангра, в восьми шлиховых пробах встречены единичные знаки хромита (26). Хромит ассоциирует в шлихах с золотом. В пределах шлихового ореола, по данным спектрального анализа коренных пород, установлены повышенные (0,1%) содержания хрома в основных разностях из нижних частей толщ андезитовых и дацитовых порфиритов. Практического интереса это проявление, видимо, не имеет.

Цветные металлы

Медь

Описанные ниже медные рудопроявления обнаружены в 1961 г. (Кап, 1962 г.).

Рудопроявление правобережья р.Сутам (31) находится в устье распада, вблизи места впадения р.Правого Сутама. В коренном выходе среди тонкополосчатых гнейсов чильчинской свиты прослежена кварцевая жила мощностью 30 см. Рудные минералы в виде неравномерной редкой вкрапленности размещены вдоль мелких трещин в кварце. Минералогический состав: пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, гематит. По данным спектрального анализа бороздовой пробы, в медной руде установлены: Cu - 0,1%; Ti > 1%; Fe > 1%.

Рудопроявление р.Верхн.Джелинда (36) расположено к западу от высоты с отметкой 1502,0 м. В элювиальных развалах встречены обломки гидротермально измененных гнейсов кудуликанской свиты с мелкой вкрапленностью сульфидов, приуроченной к зальбандам эпидотовых прожилков, развитых вдоль тонких трещин в породе. Минералогический состав: пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, гематит, магнетит и рутил. По данным спектрального анализа штучной пробы, установлены: Cu - 0,1-0,3%; Zn - 0,03%; Pb - 0,001%; Be - 0,001%. Пробирный анализ на золото показал присутствие его "следов".

Рудопроявление левобережья р.Сутам (7) находится в среднем течении ручья Горного. В элювиально-делювиальных развалах глыб и обломков дробленных катаклазированных и гидротермально измененных метаморфических пород чильчинской свиты обнаружено медное рудопроявление, аналогичное описанному. По данным спектрального анализа штучной пробы, установлены: Cu - 0,01%; Co - 0,01%.

Проявления меди практического значения не имеют.

Свинец

В районе обнаружено большое количество проявлений свинца.

Рудопроявление ручья Эффузивного (34) расположено в бассейне р.Сэгангра. Рудопроявление обнаружено в 1958 г. тематической партией ВСЕГЕИ. Участок сложен биотит-амфиболовыми мигматизированными гнейсами кудуликанской свиты и приурочен к месту пересечения субширотной зоны параллельных даек гранодиорит-порфиров разломом северо-западного простирания (аз.пад. 70° СВ, 60°). Оруденение связано с семидесятиметровой зоной дробления в лежачем боку этого разлома и прослежено по простиранию на расстоянии 1,0-1,5 км. Породы в зоне интенсивно гидротермально изменены: альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и серицитизированы. Руды представлены прожилково-вкрапленным и вкрапленным типом. Всякий бок рудного тела оконтуривается по рудам массивного сложения, имеющим небольшую (1-1,5 м) мощность. Затем прослеживаются прожилково-вкрапленные руды (1520 м), постепенно

переходящие во вмещающие (20-30 м). Минералогический состав: пирит, гематит, магнетит, галенит, молибденит, кальцит и кварц.

В результате проведенного точечного опробования, по данным спектрального анализа, получены следующие содержания (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

№	Тип руды	Содержания, %			
		Pb	Mo	Ag	Au
1	Массивный	0,3-1,0	0,001	0,001	Следы
2	Прожилково-вкрапленный	0,3-0,6	0,01	0,001	Нет
3	Вкрапленный	0,3	0,001	0,001	Нет
4	Смешанный	0,3	0,001	Нет	Нет

Свинцовое рудопроявление заслуживает большого внимания и требует постановки поисково-разведочных работ.

В 10-12 км к северо-западу от этого рудопроявления на продолжении зоны разлома расположен шлиховой ореол галенита (6), открытый в 1961 г. (Кац, 1962).

В верховьях бассейна р.Верхн.Джелинда находится отдельная группа свинцовых проявлений.

М.М.Лебедев (1957 г.) указывает на находки в верховьях ручья Елового (рудопроявление ручья Елового, 37) "единичных обломков альбитизированных и окварцованных двуслюдяных гнейсов" с вкрапленностью галенита размером 1,0х1,5 см². По результатам работ 1961 г. (Кац, 1962 г.), в долине ручья Елового выделен шлиховой ореол (35). В шлиховых пробах, отобранных по ручью, установлены единичные знаки церуссита, вульфенита, ванадинита, а также молибденита, базовисмутита и шеелита.

Рудопроявление верховьев Верхн.Джелинды (55) находится к югу от вышеописанного рудопроявления. В 1961 г. А.Г.Кацем (1962г.) в коренном выходе среди метаморфических пород кудуликанской свиты выявлена зона дробления мощностью 1,5 м северо-западного простирания, сопровождающаяся дайками диорит-порфиров. Породы интенсивно гидротермально изменены, хлоритизированы, альбитизированы, окварцованы. По данным спектрального анализа, установлены следующие содержания: Pb - 0,01%; Zn - 0,01 - 0,03%; Co - 0,03-0,1%.

Шлиховым опробованием здесь же установлен ореол вульфенита (38). Вульфенит встречается в ассоциации с шеелитом, монацитом и цирконом. В бассейне р.Десс установлен шлиховой ореол (40) галенита, смитсонита и вульфенита. Расположение шлиховых ореолов

этой группы рудопроявлений указывает на один возможный участок сноса, связанный с водоразделом рек Десс и Верхн.Джелинда. Последний может быть рекомендован для постановки поисковых работ на свинец.

Кроме вышеописанных рудопроявлений свинца, в результате сколкового опробования коренных пород установлены небольшие первичные ореолы рассеяния свинца (содержание 0,01-0,02%).

Проявление междуречья Гонам и Б.Нирачи (3) расположено на контакте аляскитовых гранитов с кварцитами верхнеалданской свиты. Результаты спектрального анализа: Pb - 0,01; W - 0,01; Ni - 0,01; Co - 0,03%; Cr - 0,1; Sr - 0,6%.

Проявление Среднего Сутама (43) расположено в эндоконтакте нижнемеловых гранодиоритов и связано с их гибридными разностями. Результаты спектрального анализа: Pb - 0,01%; Zn - 0,01%; Mo - 0,001%; Sn - 0,001%.

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

Золотоносность аллювия до промышленных содержаний установлена в бассейнах рек Сутам, Гонам, Гилуй и Дельберга; слабая золотоносность отмечается по рекам Унаха, Тексиха и др. Бассейн р.Сутам является наиболее интересным и перспективным на россыпное золото. Его золотоносность установлена поисково-разведочными работами лишь в верховьях по рекам Левый, Средний, Правый Сутам и Каматин. Эти работы в небольшом масштабе проводила в 1912-1913 гг. Верхне-Амурская золотопромышленная компания, а затем более детальные разведочные работы в 1930-1932 гг. ставились Южно-Тимптонским геологоразведочным управлением Цветмет-золота. В результате был произведен подсчет запасов россыпного золота на 1 января 1938 г. Наиболее интересными являются россыпи ручья Безымянного и ручья Верного в бассейне р.Пр.Сутам.

Россыпь руч.Безымянного (49) разведана 13 шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 5300 м при средней ширине 70 м и глубине 4,26 м. Среднее содержание золота 64 мг/м³ массы. Общий запас металла - 104,0 кг. Ее промышленная часть составляет 2730 м при ширине 15 м и глубине 4,05 м. Мощность золотоносного пласта колеблется от 0,9 до 1,5 м. Среднее содержание золота 212 мг/м³ массы. Запас металла (по категории А+В) 39,6 кг. Золотоносный пласт приурочен к прослою мелкого щебня и верхним частям плотика. Распределение металла, особенно по простиранию россыпи, имеет крайне неравномерный характер. Облик золотин указывает на незначительный перенос металла. Россыпь ручья Безы-

мянного является достаточно благонадежным объектом для механической добычи.

Россыпь руч.Верного (50) разведана четырьмя шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 6000м при средней ширине 70м и глубине 4,0м. Среднее содержание золота 112 мг/м³ массы. Общий запас металла 188,2 кг. Длина промышленной части россыпи составляет 2500м при средней ширине 55м и глубине 4,0. Среднее содержание золота 215 мг/м³ массы. Запас металла (по категории С) 118,2 кг. Распределение золота по россыпи неравномерно, что связано с литологией плотика и с наличием в среднем течении ручья участка молодого эрозионного вреза. С последним в настоящее время связано разрушение долинной россыпи и переотложение золота в русле. На россыпи ручья Верного необходимо проведение детальных разведочных работ в ее центральной части, после чего можно дать окончательную промышленную оценку.

Возможно интересным на россыпное золото окажется также и верхнее течение р.Правый Сутам, где установлены благоприятные геоморфологические условия для отложения металла.

В среднем течении р.Сутам разведывались боковые притоки Заявочный и Утанах.

Россыпь ручья Заявочного (42) разведывалась двумя шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 755м при средней ширине 10 м и глубине 3,2 м. Среднее содержание золота 42 мг/м³. Запас металла (по категории С) 1,0 кг.

Россыпь ручья Утанах (41) разведывалась одной шурфовой линией. Запас в 2,6 кг (по категории С) подсчитан при длине россыпи 2000 м, ширине 17,5 м, глубине 2,7 м и среднем содержании золота 27 мг/м³ массы.

Долина Среднего Сутама разведывалась в 0,5 км выше устья, где было пройдено несколько шурфов, показавших отрицательные результаты. Постановку разведки в нижнем течении следует признать неудачной, а вывод о бесперспективности необоснованным. Необходимо рекомендовать проведение предварительной поисковой разведки ниже участка молодого эрозионного вреза, расположенного вблизи устья ручья Заявочного, в среднем течении реки, где имеются благоприятные геолого-геоморфологические условия для накопления золота.

В нижнем течении р.Левый Сутам в 1930 г. установлена русловая россыпь (23). Содержание золота колеблется от "знаков" до 4 г/м³ промытой породы, что обусловлено обогащением "головок" кос. В 1931-1932гг. в долине Левого Сутама пройдена одна шурфовая линия в 1,5 км от устья. Содержание золота от "знаков" до 10-12 мг/м³ массы. Значительное содержание золота в русловых отложениях связаны

с разрушением долинных россыпей. В связи с изложенным выше, под разведку следует рекомендовать площади, расположенные выше и ниже участка эрозионного вреза, где отмечаются наиболее благоприятные геолого-геоморфологические условия для накопления золота.

Разведкой в бассейне р.Камагин обнаружено две промышленных и несколько непромышленных россыпей.

Россыпь ручья Уларгикан (22) разведывалась 15 шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 2639 м при средней ширине 47 м и глубине 3,75м. Мощность золотоносного пласта колеблется от 0,6 до 1,5 м, в среднем 1,0м. Среднее содержание золота 83 мг/м³ массы. Общий запас металла 39,0 кг. Промышленная часть россыпи составляет 1155м по долине при ширине 25м и глубине 3,5м. Среднее содержание золота 233 мг/м³ массы. Запас металла (по категории В) 23,8 кг. Золотоносный пласт приурочен к нижним горизонтам галечников и верхним частям залегающего под ним мелкого щебня. Распределение металла неравномерное. По ширине отмечаются две золотоносные струи, одна из которых связана с русловыми отложениями. Особенно неравномерно золото распределено по долине, что связано как с характером плотика, так и, особенно, с разрушением и переотложением россыпи. Этот факт особенно четко наблюдается в долине руч. Уларгикан (А.Г.Кац, 1962г.). Россыпь руч. Уларгикан является достаточно хорошо разведанным промышленным объектом для механической добычи.

Россыпь руч. Салакит (19) разведывалась 6 шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 1462м при средней ширине 99м и глубине 3,4м. Среднее содержание металла 142 мг/м³ массы. Общие запасы золота 69,5 кг. Промышленная часть россыпи составляет 1155м по долине при ширине 35м и глубине 3,4м. Мощность золотоносного пласта колеблется от 0,8 до 1,7м и в среднем составляет 1,2м. Среднее содержание золота 364 мг/м³ массы. Запасы металла (по категории В) - 49,3 кг. Золотоносный пласт приурочен к нижним горизонтам щебня и к элювиальной части плотика. Распределение золота в россыпи равномерное. Россыпь руч. Салакит разведана только ниже участка эрозионного вреза, вследствие чего следует рекомендовать проведение разведочных работ в среднем и верхнем течении ручья.

Россыпь руч. Мурка (18) разведывалась двумя шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 505м при ширине 20м и глубине 3,2м. Среднее содержание золота 33 мг/м³ массы. Запас металла (по категории С) 1,2 кг.

Россыпь руч. Пропущенный (29) разведывалась одной шурфовой линией. Запас золота 1,0 кг (по категории С) подсчитан при длине россыпи в 500м, ширине 20м, глубине 2,4м и среднем содержании золота 42 мг/м³ массы.

Россыпь руч.Бугорихта (21) разведывалась одной шурфовой линией. Запас золота в 1,0 кг (по категории С) подсчитан при длине россыпи 1200 м, ширине 60 м, глубине 4,2 м и среднем содержании металла 5 мг/м³ массы.

Россыпь верховьев р.Камагин (16) разведывалась двумя шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 4000 м при ширине 53 м и глубине 3,6 м. Среднее содержание золота 31 мг/м³ массы. Запас металла (по категории С) 24,0 кг.

Россыпь нижнего течения р.Камагин (20) разведывалась двумя шурфовыми линиями, расположенными на выносах ручьев Уларгикан и Салакит. Линия № 1 пройдена в 30 м ниже устья руч. Салакит. В ней установлена золотоносная струя шириной 60 м со средним содержанием золота 33 мг/м³ массы. Глубина залегания пласта 3,2 м. Золотоносная струя приурочена к левому борту долины и, по-видимому, связана с выносом руч. Салакит. Линия № 2 пройдена ниже устья руч. Уларгикан на расстоянии 5 км от линии № 1. В ней установлены две золотоносные струи: одна у правого борта долины (вынос ручья Уларгикан) шириной 50 м со средним содержанием золота 90 мг/м³ массы, а другая - у левого борта шириной 130 м со средним содержанием золота 62 мг/м³ массы. В отдельных шурфах содержание металла достигает 288 мг/м³ массы. В целом долины р.Камагин разведаны слабо и без учета расположения участка эрозийного вреза (Кап, 1962 г.). Следует рекомендовать постановку поисковых разведочных работ в среднем течении реки (вблизи устья ручья Мурка).

По р.Сутам выше устья р.Сэгангра промышленное содержание золота установлено в двух левых притоках.

Россыпь ручья "Пионер" (26) разведывалась пятью шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 1230 м при средней ширине 98 м и глубине 3,1 м. Среднее содержание золота 52 мг/м³ массы. Общий запас металла 20,0 кг. Промышленная часть россыпи составляет 132 м при ширине 90 м и глубине 1,9 м. Среднее содержание золота 201 мг/м³. Запасы металла (по категории В) 4,5 кг. Золотоносный пласт приурочен к нижней части горизонта угловатой гальки и к прослою мелкого щебня. Плотик представлен дрсвой. Распределение металла в промышленной части россыпи равномерное, в непромышленной - отмечается резкое увеличение содержания золота в русловых отложениях.

Россыпь ручья "Коммунар" (24) разведывалась 8 шурфовыми линиями и прослежена на расстоянии 6077 м при средней ширине 69 м и глубине 2,97 м. Среднее содержание золота 82 мг/м³ массы. Общие его запасы 103,6 кг. Промышленная часть россыпи составляет 1000 м по длине при ширине 36 м и глубине 4,0 м. Среднее содержание золота 241 мг/м³ массы. Запас металла (по категории С)

25,5 кг. В россыпи отсутствует ясно выраженный золотоносный пласт, металл распределен по всей толще аллювия с незначительным увеличением содержания у плотика. Распределение металла по ширине россыпи носит довольно равномерный характер с увеличением содержания его в русловых отложениях.

Россыпь ручья Тихого (25) разведывалась одной шурфовой линией. Запас металла определен в 2,6 кг (по категории С) для участка россыпи длиной 1000 м, шириной 50 м, глубиной 3,44 м и при среднем содержании металла 15 мг/м³ массы.

Россыпь ручья Горного (8) разведывалась двумя шурфовыми линиями и прослежена на 500 м при ширине 10 м и глубине 1,6 м. Среднее содержание золота 38 мг/м³. Запас металла (по категории С) 0,9 кг.

Россыпь ручья Догадьин (31) разведывалась одной шурфовой линией. Запас металла определен в 0,9 кг (по категории С) для участка россыпи длиной 1000 м, шириной 15 м, глубиной 3,0 м и при среднем содержании металла 20 мг/м³ массы.

Россыпь р.Каменная (9) установлена штиховым опробованием русловых отложений в 1953 г. Т.С.Долгих (1954 г.). Долина р.Каменной разведывалась в 1917 г. тремя шурфовыми линиями. Однако результаты работ не сохранились. Золотоносность русловых отложений прослежена на расстоянии 4000 м. Содержание золота колеблется от "знаков" до 1250-1700 мг/м³ промытой породы. Долину р.Каменной можно рекомендовать для проведения поисково-разведочных работ, особенно в участке ее среднего течения, где долина расширена и простирается пород перпендикулярно направлению потока.

Долина р.Сутам выше устья р.Сэгангра (27) разведывалась двумя шурфовыми линиями. Основанием для разведки явилась значительная (до 3 г/м³) золотоносность кос р.Гезенки, пройденные в русловых косах в целях выяснения площадной золотоносности, показали падение содержания сразу же за головкой косы. Линия № 1 расположена вблизи устья ручья Пионер. В ней отмечается только знаковая золотоносность почти на всю мощность (средняя мощность 5 м) отложений. По данным проходки линии № 2, расположенной вблизи устья ручья Скромого, установлена долинная россыпь (27) с содержанием золота от 5 до 148 мг/м³ массы. Мощность золотоносного пласта колеблется от 0,2 до 1,2 м при средней 0,6 м. Запас металла в 61,4 кг (по категории С) подсчитан при длине россыпи в 8000 м, ширине 340 м и среднем содержании золота 48 мг/м³ массы. Положение этой разведочной линии не совсем удачно. Более благоприятные условия накопления золота отмечаются несколько ниже и выше по течению на расстоянии 1,5-2 км от линии.

Россыпь в долине р.Сутам вблизи устья р.Камагин (32) установ-

лена в 1961 г. (Кац, 1962 г.) шлиховым опробованием надплотиковых частей аллювия первой надпойменной террасы. Россыпь прослежена на расстоянии 4000 м. Содержание золота колеблется от 700 до 1200 мг/м³ промытой породы. Этот участок следует рекомендовать для проведения поисково-разведочных работ.

Ниже устья р.Сегангра долина р.Сутам и ее притоков на золото не разведывалась. Золотоносность установлена лишь шлиховым опробованием в 1953 г. (Долгих, 1954 г.). Россыпь вблизи устья р.Каменная (II) прослежена на расстоянии 3000 м. Содержание золота колеблется от "знаков" до 1250-1700 мг/м³ промытой породы. Этот участок также следует рекомендовать как перспективный в отношении возможного обнаружения промышленных содержаний в надплотиковых частях аллювия.

Как видно из изложенного, россыпи характеризуются низким содержанием золота и крайне неравномерным распределением его по простиранию. Количество промышленных россыпей мало и их запасы незначительны. Однако разведочные работы в бассейне р.Сутам велись по мелким притокам и ключам в расчете на мускульное и мелкодражное золото. Крупные притоки и долина самой р.Сутам, могущие представить интерес для крупнодражной добычи, остались неразведанными. Следовательно, дальнейшие перспективы россыпной золотоносности следует связывать именно с этими участками.

В настоящее время в бассейне р.Гонам известна одна непромышленная россыпь по р.Б.Нирачи.

Россыпь р.Б.Нирачи (2) открыта при поисково-разведочных работах 1930-1932 гг., количество и расположение разведочных линий не известно. Россыпь прослежена на расстоянии 6710 м при средней ширине 40 м и глубине 3,8 м. Среднее содержание золота 27 мг/м³ массы. Запас металла (по категории С) 27,5 кг.

Знаковые содержания золота установлены в русловых отложениях р.Гонам выше устья р.Половинка (5) а также в надплотиковой части аллювия вблизи устья р.Б.Нирачи (4). Россыпное золото в надплотиковой части аллювия было обнаружено вблизи устья р.Б.Нирачи в 1961 г. (Кац, 1962 г.). Бассейн р.Гонам в пределах листа в отношении обнаружения промышленных скоплений золота вызывает сомнение.

По данным поисковых работ урканской партии треста Амурзолоторазведка, проведенных в 1957 г. (Спицын, 1958 г.), золото в русловых отложениях р.Гиллой встречается на всем ее протяжении. В основном золотоносность знаковая, золото мелкое. Россыпи с весовым содержанием золота отмечаются лишь в левой составляющей р.Гиллой (53), вблизи устья р.Серигды (62), и вверх по течению, выше устья ручья Извилистого (64). Содержание

золота в этих россыпях не превышает 100 мг/м³ промытой породы. Л.П.Спицыным (1958 г.) установлены также весовые количества золота в русловых отложениях р.Серигды. Непромышленные русловые россыпи располагаются в верховьях р.Серигды (44), по ручью Атычан (60) и в среднем течении р.Серигды (45); содержание золота в них не превышает 50 мг/м³ промытой породы. Характер золота типично косовой. Опробование надплотиковых частей аллювия дало отрицательный результат. В долине р.Гиллой ниже устья р.Серигды в 1961 г. (Кац, 1962 г.) выделен шлиховой ореол золота (63). В пределы этого ореола включены ручей Темный и ручей Каменистый, по которым были пройдены шурфовые линии (Л.П.Спицын, 1958 г.) и установлена золотоносность долинных отложений. Однако содержание золота в ручьях не известно. Бассейн р.Гиллой переживает стадию омоложения, долины глубоко врезаны, что является противопоказанным для обнаружения россыпных месторождений. Исключение представляет участок долины р.Гиллой ниже устья правой составляющей, а также долина ручья Атычан, характеризующиеся признаками "зрелых" долин и являющиеся перспективными для обнаружения промышленно-золотоносных россыпей.

Бассейны рек Унаха, Тексиха и Дельберга занимают юго-восточный угол территории, где широким развитием пользуются нижнемеловые гранодиориты. По данным поисково-разведочных работ 1938-1939 гг. (Рожков, 1947 г.), по ручью Канавному, левому притоку р.Дальберга, установлена непромышленная россыпь (59). Россыпь прослежена на расстоянии 2000 м при средней ширине 70 м и глубине 4,45 м. Содержание золота колеблется от 14 до 318 мг/м³, в среднем 89 мг/м³ массы. Мощность золотоносного пласта изменяется от 0,2 до 1,4 м, среднее ее значение 0,9 м. Запас металла (по категории С) 62,3 кг.

По данным шлихового опробования, проведенного в 1961 г. (Кац, 1962 г.), установлены два шлиховых ореола золота в бассейне р.Унаха (66) и в верховьях р.Дельберга (58). В аллювии золото встречается совместно с базовисмутитом, монацитом, шеелитом. Содержание золота знаковое. Бассейны этих рек следует признать бесперспективными, так как ранее проведенные поисково-разведочные работы дали отрицательный результат.

Таким образом, дальнейшие перспективы территории листа на россыпное золото связаны с золотоносностью бассейна р.Сутам, тогда как бассейны рек Гонама, Гиллой и др. менее перспективны в отношении промышленной золотоносности. Коренных месторождений или проявлений золота на территории листа не обнаружено. Однако из анализа шлиховых ореолов и потоков рассеяния устанавливается четкая связь их с дайками и зонами гидротермально измененных

пород, приуроченных к оперяющим нарушениям крупных региональных разломов. Наиболее интересным в перспективном отношении для поисков коренного золота является верховье р.Сутам, где проявления золота, ртути, молибдена и меди связаны с оперяющими нарушениями Северостанового разлома и пространственно размещаются в полосе мусковитизированных гнейсов чильчинской свиты.

Р е д к и е м е т а л л ы

Молибден

Все проявления молибдена установлены в 1961 г. (Кац, 1962г.) в зоне Станового разлома.

Рудопроявление Левого Сутама (33) прослеживается в небольшом коренном выходе в левом борту реки, в 1,3 км выше устья. Участок сложен амфибол-биотитовыми гнейсами чильчинской свиты. Оруденение прожилково-вкрапленного типа приурочено к зоне (1,5 м) дробленых и гидротермально измененных пород. Минералогический состав: пирит, молибденит, магнетит, гематит, кварц. По данным химического анализа бороздовой пробы, содержание молибдена составляет 0,006%.

В среднем течении р.Камагин установлен шлиховой ореол молибденита (17). В аллювии молибденит встречается с золотом и кинварью.

В верховьях р.Камагин, по данным сколового опробования коренных пород, выделен ореол молибдена (15).

В бассейне р.Правый Сутам, по данным сколового опробования, выделен ряд спектрометрических ореолов молибдена (46, 51, 52).

Здесь в отдельных точках отмечается повышенное содержание меди (до 0,01%), кобальта (до 0,01%), цинка (до 0,03%), бария (до 1%).

Кроме того, в пределах массива гранодиоритов сколовым опробованием установлен ореол (54), связанный со штоком аплитовидных биотитовых гранитов.

Все перечисленные молибденовые проявления самостоятельного практического значения не имеют. Однако зона Северостанового разлома может быть выделена как перспективная площадь для поисков месторождений молибдена.

Редкие земли

Проявления редкоземельной минерализации обнаружены только шлиховым опробованием. Повышенные содержания монацита (до 150г/м³) установлены в бассейне р. Б.Нирачи (1). В аллювии монацит встречается в ассоциации с золотом, ильменитом, рутилом, а также цирколитом и малаконом. Практического значения это проявление не имеет.

Оранжит в редких знаках обнаружен в аллювии р.Тексиха (56), где он встречается совместно с цирконом и шеелитом. Коренной источник оранжита не ясен.

Ртуть

Все проявления ртути связаны с находками в шлихах киновари, где она встречается совместно с золотом, молибденитом, монацитом, ильменитом и рутилом. Шлиховой ореол (48) расположен в бассейне р.Правый Сутам, где в четырех оближенных шлиховых пробах киноварь встречается в количестве 3-5 знаков. Шлиховый ореол (14) нанесен по двум шлихам с единичными знаками киновари. Оба ореола и единичные находки киновари в шлихах приурочены к зоне Северостанового разлома и пространственно, а возможно и генетически, связаны с проявлениями молибдена и золота. Следовательно, зона Северостанового разлома может быть рекомендована как перспективная в отношении обнаружения коренных месторождений ртути.

Висмут

Базовисмутит присутствует в единичных знаках в отдельных шлиховых пробах. В пределах массива гранодиоритов по результатам работ 1961 г. (А.Г.Кац, 1962 г.) выделены четыре шлиховых ореола базовисмутита, три из которых - верховье р.Дельберги (57), бассейн р.Унаха (65) и нижнее течение р.Серегды (61) - четко накладываются на шлиховые ореолы золота. Четвертый шлиховой ореол базовисмутита верховьев р.Десс (39) совпадает с ореолом галенита. Во всех этих ореолах базовисмутит не представляет практического интереса. Однако расположение ореола указывает на зону Южностанового разлома, как возможный источник базовисмутита и золота.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с ы р ь е

Барий

По ручью Безымянному данными сколового опробования установлен ореол рассеяния бария (47). Содержание бария в этих пробах составляет 1%.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Из-за отсутствия необходимости в строительных материалах специальных поисково-разведочных работ в пределах листа N-52-I не проводилось, однако, здесь в неограниченном количестве имеются облицовочный и поделочный камень, бут и балласт.

В качестве облицовочного камня могут использоваться ранне-меловые гранодиориты и нижнемеловые дацитовые и андезитовые пор-

фириты. Массивные и плотные мелко- и среднезернистые гранодиориты образуют блоки размером до 1 м^3 и более и имеют пестрый и интересный рисунок. Что касается порфиритов, а также гранодиорит-порфиров, то они могут использоваться и как поделочный камень. Их пестрая окраска, наличие субпараллельных или беспорядочно ориентированных вкрапленников придают породе весьма оригинальный облик. Перечисленные выше породы могут при необходимости использоваться как бутовый материал, причем карьеры для добычи гранодиоритов в пределах массива могут располагаться в любом месте в зависимости от подъездных путей.

Пески и гравий могут быть использованы как балласт в дорожном строительстве, а также в качестве наполнителя для бетона. Наиболее значительные скопления их известны по рр. Сутам, Верхн. Желинда, Сэгангра и Гонам, где они имеют мощность до 6-10 м и могут являться источником добычи. Особенно мощные песчано-гравийные отложения (до 12-15 м) отмечаются в южной половине листа N-52-I в долинах рр. Унаха и Дельберга. В качестве балласта при дорожном строительстве может быть использован суглинисто-щебнистый материал мощных делювиальных шлейфов, широко развитых на юге описываемой площади.

Как видно из изложенного выше, территория листа N-52-I является перспективной на золото, свинец, ртуть, молибден и медь.

Из всех этих полезных ископаемых россыпное золото имеет наибольшее значение. Перспективы территории на россыпное золото связаны главным образом с Верхне-Сутамским золотоносным узлом, где следует рекомендовать дальнейшие шурфовочные или буровые работы. В первую очередь необходимо разведать отрезки долины р. Сутам между устьем правой ее составляющей и р. Камагин, ниже устья руч. Гольцового, ниже устья р. Сэгангра, а также ниже устья р. Каменная. Кроме того, разведочные работы следует провести по долине Правого Сутама выше устья ручья Верного, в нижнем и среднем течении р. Камагин и по р. Каменная. В зависимости от результатов работ по указанным выше участкам находятся перспективы долин Среднего и Левого Сутама и более мелких притоков этого бассейна. Следует отметить, что для последних в первую очередь необходимо провести шурфовочные или буровые работы в верхних отрезках долин, так как нижнее и среднее их течение освещено достаточно полно. На свинец необходима постановка более детальных поисковых работ по ручью Эффузивный, а также на водоразделе между рр. Лесс и Верхн. Желинда. Что касается ртути, молибдена и меди, а также коренных проявлений золота, то в зоне Северостанового разлома рекомендуется постановка поисково-съемочных работ мас-

штаба 1:50 000.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Режим подземных вод района целиком определяется условиями многолетней вечной мерзлоты. Мощность слоя вечной мерзлоты в пределах площади листа N-52-I определяется по аналогии с Чульманской котловиной, где бурением установлена глубина его залегания в пределах от 15 до 100 м и более. В пределах площади листа N-52-I можно выделить две различные по условиям гидрогеологического режима области:

1. Область развития образований метаморфического комплекса и изверженных пород.
2. Область развития нижнемеловых осадочных отложений.

Первая занимает большую часть описываемой площади. Надмерзлотные подземные воды циркулируют в интервале 1-7 м в пределах деятельного слоя, в основном в верхнем горизонте трещиноватых, сильно выветрелых пород под покровом четвертичных отложений. Подземные воды в этой области не имеют широкого развития, так как накопление их происходит на тех участках, где имеется мощный четвертичный покров и по тем или иным причинам отсутствует вечная мерзлота.

Наиболее благоприятной для накопления грунтовых вод является южная часть описываемой площади, характеризующаяся весьма пологим рельефом и более мощным покровом четвертичных отложений. Здесь на участках таликов можно встретить трещинные воды, образующие общие водоносные горизонты с водами четвертичных отложений. В большей же части площади, где многолетняя мерзлота затрудняет инфильтрацию осадков, образуются мелкие болота, пересыхающие в жаркое время и наполняющиеся во время дождей.

Надмерзлотные воды, стекая по склонам, дренируются долинами ручьев и рек и практически почти не дают хорошо оформленных выходов, а распадаются на мелкие струйки с небольшим дебитом. Поймы и террасы, так же как и водоразделы, плохо дренируют стекающие воды, что приводит к образованию огромных болот, развитых на широких поймах рр. Гонам, Сутам и Верхн. Желинда. Подрусловые воды в зимний период полностью промерзают. Талики встречаются под реками только на участках, где имеются подземные воды, связанные с наличием глубоких тектонических трещин. Эти источники прослеживаются вдоль зон разломов левобережья р. Гонам и фиксируются наледевыми воронками, приуроченными к пересечению долины линией нарушения. Дебит их, как правило, небольшой и не превыша-

ет 2-5 л/мин.

Область развития нижнемеловых осадочных отложений захватывает Гонамскую и Сутамскую депрессии, характеризующиеся не только пологими формами рельефа, но и пологим залеганием пород, а также мощным накоплением четвертичных отложений.

Вечная мерзлота в нижнемеловых песчаниках распространена весьма неравномерно и на сухих водоразделах местами отсутствует. В долинах ручьев в междуречьях Сутам, Верхн.Джелинда на участках таликов иногда встречаются незамерзающие источники. В Сутамской депрессии прослеживается весьма пологая мультисинклинальная структура, которая может послужить благоприятной структурой для существования здесь небольшого артезианского бассейна (по аналогии с Чульманской котловиной и расположенной к северу Ток-кариканской депрессией). Питание артезианского бассейна Сутамской депрессии может идти за счет трещинных вод из нижнемеловых эффузивов бассейна рр.Верхн.Джелинда и Сэгангра, пород метаморфического комплекса, а также за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках таликов водоразделов.

Хотя анализы воды непосредственно с описываемой территории отсутствуют, в сопредельных районах устанавливается тесная связь между составом воды и литологией пород (Кац, 1961 г.).

Так, в области развития мезозойских гранитов воды относятся к сульфатно-натриевому типу, имеют очень низкую реакцию ($pH = 4,7$) и несколько повышенное содержание CO_2 (II мг/л). Жесткость 0,1°. Наоборот, в области древних кристаллических пород воды имеют сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый состав, почти нейтральную реакцию ($pH = 6,3$) и низкое содержание CO_2 (3,0 мг/л). Способность таких вод к выщелачиванию весьма невелика (жесткость 0,39°).

Минерализация обоих типов вод очень невелика — около 0,03 г/л, т.е. они относятся к классу весьма мягких. Вредных компонентов не содержится.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Анерт Э.Э. Два пересечения Станового хребта. Геологические исследования в золотоносных районах Сибири (Амуро-Приморский район), вып.8, 1908.

Архангельская В.В. О современных взглядах на стратиграфию докембрия южной части Алданского щита. Труды междо-ведомственного совещания по разработке и унификации стратиграфи-

ческих схем СССР. Изд.АН СССР, 1958.

Гольденберг В.Н. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Алданская, лист 0-52-XXXV. Объяснительная записка, Госгеолтехиздат, 1960.

Виноградов А.П., Тугаринов А.И. О возрасте пегматитов Станового комплекса. "Геохимия", № 5, 1960.

Дзевановский Ю.К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. Труды междо-ведомственного совещания по разработке и унификации стратиграфических схем Сибири. Изд.АН СССР, 1958.

Дзевановский Ю.К. Алданский щит. Джугджуро-Становая складчатая область. Геологическое строение СССР, т.3. Гос-техгеолиздат, 1958.

Дзевановский Ю.К., Судовиков Н.Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. МГК, XXII сессия. Доклады советских геологов, проблема IX, АН СССР, 1960.

Другова Г.М., Неелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского щита и Станового хребта. Труды лаборатории геологии докембрия, вып. II. Изд.АН СССР, 1960.

Кац А.Г. Об эффузивных покровах южной окраины Алданского щита. Труды ВАНТ"а, вып.2, 1956.

Кац А.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист 0-52-XXXI (серия Алданская). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1960.

Кац А.Г. К вопросу об истории формирования мезозойских впадин Алданского щита. Об. "Тектоника Сибири". АН СССР, 1963.

Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР, т. I. Изд.АН СССР, 1939.

Красный Л.И. Основные черты тектоники Хабаровского края и Амурской области. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов.сер., вып.37. Ленинград, 1960.

Сей И.И. Материалы по стратиграфии рыхлых отложений Верхне-Зейской депрессии. Инф. сб. ВСЕГЕИ, № 25, 1960.

Судовиков Н.Г., Неелов А.И. О возрасте Станового комплекса. Труды лаборатории геологии докембрия, вып.12. АН СССР, 1961.

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

Дзевановский Ю.К. Геология Алданской плиты. ВСЕГЕИ, 1950 г.

Долгих Т.С. Отчет о работе партии № I за 1953 г. Фонды ВАГТ, 1954 г.

Игнатьев Г.Г. и др. Отчет о работах в 1959 г. в северной части Амурской области. ВГФ, 1960 г.

Кац А.Г. и др. Геологическое строение междуречья Иенгра-Тимптон и бассейна р. Малый Гилуй. ВГФ, 1961 г.

Кац А.Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые области Станового хребта в пределах верхних течений рр. Сутам, Гилуй и Унаха. Отчет о работе партии № I за 1961 г. Фонды ВГФ, 1962 г.

Ларионов В.А., Сафонов С.А. Отчет по аэромагнитным работам за 1953 г. ВГФ, 1954 г.

Лебедев М.Н. и др. Отчет о комплексной съемке масштаба 1:1 000 000, произведенной в бассейнах верхних течений рр. Сутам, Гилуй, Унаха и Десс в 1956 г. ВГФ, 1957 г.

Паливин В.С. и др. Отчет о результатах аэропоисков и наземных работ аэропартии № 35 за 1959 г. Фонды Октябрьской экспедиции, 1960 г.

Призвант С.А. Годовой отчет Учурской экспедиции Минцветмета за 1929 г. Фонды ВСЕГЕИ, 1930 г.

Рожков И.С. (под общей редакцией). Карта золотоносности и платиноносности СССР масштаба 1:1 000 000. ВГФ, 1947 г.

Спицын Л.П. Отчет о результатах поисков на рудное и россыпное золото в бассейне среднего и верхнего течения р. Гилуй в 1957 г. ВГФ, 1958 г.

Тарасова В.Г., Миронюк Е.П. Геологическое строение левобережья среднего течения р. Олекмы. Фонды ВСЕГЕИ, 1956 г.

Щурфовочные журналы с результатом геологоразведочных работ 1931-1932 гг. Архив Южно-Якутской комплексной экспедиции. Фонды ЯГУ, 1933 г.

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год со- ставления или изда- ния	Местонахожде- ние материала, его фондовый № или место хранения
1	2	3	4	5
1	Кац А.Г. и др.	Геологическое строе- ние и полезные ис- копаемые области Станового хребта в пределах верхних течений рек Сутам, Гилуй и Унаха	1962	Фонды ВАГТ"а, № 1279
2	Спицын А.П.	Отчет о результа- тах поисков на руд- ное и россыпное зо- лото в бассейне среднего и верхне- го течения р. Гилуй	1958	ВГФ, № 0219716
3	Лебедев М.М. и др.	Отчет о комплекс- ной съемке масшта- ба 1:1 000 000, произведенной в бассейнах верхних течений рр. Сутам, Гилуй, Унаха и Десс в 1956 г. (Сутам- ская партия № I)	1957	ВГФ, № 197518
4	Долгих Т.С. и др.	Отчет о работе партии № I за 1953 г.	1954	Фонды ВАГТ"а, № 169

1	2	3	4	5
5	Группа авто- ров. Под ред. Рожкова И.С.	Карта золотонос- ности и платино- носности СССР масштаба 1:1000000	1947	ВГФ, № 156091
6		Шурфовочные журна- лы с результатами геологоразведочных работ 1931-1932гг.		Архив Южно- Якутского геологоразве- дочного уп- равления

Приложение 2

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАН-
НЫХ НА ЛИСТЕ N-52-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА
1:200 000

№ на кар- те	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезно- го ископаемого	Состояние эксплуата- ции	Тип место- рождения (К-корен- ное, Р-россып- ное)	№ использ. материала по списку (приложение I)
1	2	3	4	5	6
		Золото			
49	III-2	руч. Безымянный	Не эксплу- атирован- лось	Р	I,6
24	II-2	руч. Коммунар	"	Р	I,6
28	II-2	руч. Пионер	"	Р	I,6
19	II-I	руч. Салакит	"	Р	I,6
22	II-I	руч. Уларгикан	"	Р	I,6

Приложение 3

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

№ на кар-те	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	Номер использованного материала по списку (прилож. I)
I	2	3	4	5	6
		Золото			
60	IY-I	руч.Атычан, правый приток р.Серегда	Не эксплуатируется	Р	I,2
21	П-I	руч.Бугорихта	"	Р	I,6
50	Ш-2	руч.Верный	"	Р	I
53	Ш-2	р.Гилуй (левая составляющая)	"	Р	I,2
4	I-I	р.Гонам, устье Б.Нирачи	"	Р	I
5	I-I	р.Гонам	"	Р	4
8	I-3	р.Горный	"	Р	I,6
64	IY-I	р.Гилуй, выше устья руч.Извилистого	"	Р	I,2
30	П-2	руч.Догальдин	"	Р	I,6
42	Ш-I	руч.Заявочный	"	Р	I,6
9	I-3	р.Каменная	"	Р	4
20	П-I	р.Камагин, нижнее течение	"	Р	I,6

16	П-I	р.Камагин, верховье	Не эксплуатируется	Р	I,6
18	П-I	руч.Мурка, левый приток Камагина	"	Р	I,6
59	Ш-4	руч.Канавный, левый приток р.Дельберга	"	Р	I,5
2	I-I	р.Б.Нирачи	"	Р	I,6
29	П-2	руч.Пропущенный	"	Р	I,6
44	Ш-I	р.Серегда, верховье	"	Р	2
45	Ш-I	р.Серегда, выше устья руч.Атычан	"	Р	2
62	IY-I	р.Серегда, нижнее течение	"	Р	I,2
27	П-2	р.Сутам, ниже устья руч.Гольцового	"	Р	I,6
23	П-I	р.Левый Сутам	"	Р	I,6
25	П-2	руч.Тихий	"	Р	I,6
11	I-3	р.Сутам, устье р.Каменной	"	Р	4
32	П-2	р.Сутам, ниже устья р.Правого Сутама	"	Р	I,6
41	Ш-I	руч.Утанах	"	Р	I,6

Приложение 4

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
N-52-I КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	Номер использован. материала по списку (прилож. I)
1	2	3	4	5

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

13	I-4	Каменный уголь Вблизи устья ручья Конгломератового	Пласт мощностью 25 см	3
----	-----	--	--------------------------	---

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

10	I-3	Магнетитовые руды Междуречье Сутам-Гонам	Развал глыб магнетитовых, скаполит-диоп- сидовых и сер- пентинитовых пород	I, 4
12	I-3	Левый борт р. Сутам про- тив устья р. Сэгангра	Развал глыб магнетитовых амфиболитов	I

Хром

26	II-2	Правый борт р. Сутам против устья ручья Гольцовый	Шлиховой ореол хрома, иногда в ассоциации с золотом	I
----	------	---	--	---

Цветные металлы

Медь

7	I-2	Руч. Горный, левый при- ток р. Сутам	Развал глыб гид- ротермально из- мененных мета-	I
---	-----	---	---	---

1	2	3	4	5
36	II-4	Верховье р. Верхняя Джелинда	морфических пород с рассеянной вкрап- ленностью сульфидов меди Развал глыб биотит- амфиболовых гней- сов с вкраплен- ностью сульфидов меди	I
31	II-2	Вблизи устья р. Пра- вый Сутам	Кварцевая жила с прожилками и вкрап- ленностью сульфидов	I
Свинец				
3	I-I	Междуречье Гонам и Б. Нирачи	Спектрометричес- кий ореол	I
40	II-4	Истоки р. Десс	Шлиховой ореол. Галенит, смитсонит, вульфенит, базови- смутит	I
55	III-4	Истоки р. Верхняя Джелинда	Коренная зона гидротермального изменения	I
38	II-4	Истоки р. В. Джелинда	Шлиховой ореол. Вульфенит в ассо- циации с шеелитом, монацитом и цирко- ном	I
35	II-4	руч. Еловый, правый приток р. Верхн. Дже- линда	Шлиховой ореол. Вульфенит, смит- сонит, молибденит, базовисмутит, мо- либденит, базови- смутит, монацит, циркон	I

I	2	3	4	5
37	П-4	руч.Еловый, в верховьях	Развал гнейсов с вкрапленностью галенита	I,3
6	I-2,3	Бассейн ручья - левого притока р.Сутам	Шлиховой ореол	I
43	Ш-I	Верховья р.Средний Сутам	Развал глыб гибридных гранодиоритов с содержанием свинца 0,01%	I
34	П-3	Правый приток р.Сэгангра - руч.Эффузивный	Коренное, прожилково-вкрапленный галенит в зонах дробления биотит-амфиболовых гнейсов	I

Благородные металлы
Золото

63	IY-I	Бассейн р.Гилуй ниже устья р.Серегда	Шлиховой ореол. Золото в ассоциации с монацитом, шеелитом и цирконом	I,3,5
58	Ш-4	Бассейн верховьев р.Дельберга	Шлиховой ореол. Золото в ассоциации с базовисмутитом, шеелитом, монацитом и цирконом	I,5
66	IY-3	Бассейн р.Унаха	Шлиховой ореол. Золото в ассоциации с базовисмутитом, вульфенитом, шеелитом, монацитом и цирконом	I

I	2	3	4	5
Редкие металлы Молибден				
51	Ш-2	руч.Верный	Спектрометрический ореол	I
15	П-I	Верховья р.Камагин	Спектрометрический ореол	I
17	П-I	Среднее течение р.Камагин	Шлиховой ореол. Молибденит в ассоциации с золотом, киноварью, цирконом и монацитом	I
54	Ш-3	Междуречье Мороко и Тексика	Спектрометрический ореол	I
52	Ш-2	Истоки р.Правый Сутам	Спектрометрический ореол	I
46	Ш-2	р.Правый Сутам среднее течение	Спектрометрический ореол	I
33	П-2	р.Левый Сутам	Коренное, рассеянный молибденит в биотит-амфиболовых гнейсах	I

Редкие земли

I	I-I	Бассейн р.Б.Неричи	Шлиховой ореол. Монацит ассоциирует с золотом, малоконом, цирконитом, ильменитом, рутилом	I,4
56	Ш-4	Верховья р.Тексика	Шлиховой ореол. Оранжит ассоциирует с шеелитом и цирконом	I

I	2	3	4	5
---	---	---	---	---

Ртуть

14	П-1	Верховья р.Половин- ка	Шлиховой ореол. Киноварь в ассоциа- ции с золотом и мо- нацитом	4
48	Ш-2	Левобережье р.Пра- вый Сугам	Шлиховой ореол. Киноварь в ассоциа- ции с монацитом и золотом	I

Висмут

39	П-4	Верховья р.Десс	Шлиховой ореол. Ба- зовисмутит в ассоци- ации с галенитом, смитсонитом, вульфен- нитом	I
57	Ш-4	Верховья р.Дельбер- га	Шлиховой ореол. Базовисмутит в ас- социации с золотом, щелитом и монаци- том	I
61	IУ-1	р.Серегда в нижнем течении	Шлиховой ореол. Базовисмутит в ассо- циации с золотом и монацитом	I
65	IУ-3	Бассейн р.Унаха	Шлиховой ореол. Базовисмутит в ассо- циации с золотом, ще- елитом и монацитом, цирконом и вульфени- том	I

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с ы р ь е

Барий

47	Ш-2	р.Правый Сугам, сред- нее течение	Спектрометрический ореол	I
----	-----	--------------------------------------	-----------------------------	---

С О Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия.	10
Интрузивные образования	31
Тектоника	44
Геоморфология	55
Полезные ископаемые	59
Подземные воды	73
Литература	74
Приложения	77