

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист N-52-11

Объяснительная записка

Составители: *М.З. Луховский, Н.Г. Кислякова*
Ю.В. Буфеев

Редактор *Ю.К. Дзевановский*

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

МОСКВА 1969

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-52-11 относится к Тимптонскому району НАССР (северная половина), Зейскому району Амурской области (лжняя половина) и ограничена координатами 127°00'-128°00' в.д. и 55°20' - 56°00' с.ш.

Район расположен в центральной части Станового хребта, который протягивается с востока на запад и является здесь водоразделом рек Сутыма и Бранты. Максимальные высоты хребта колеблются в пределах 1100-1401 м. Северная часть территории предстставляет собой среднегорную страну с интенсивно расчлененным рельефом и разветвленной гидросетью. Максимальная высота - 1672 м. Минимальные отметки (700-755 м) приурочены к долине р. Сутым. Область лжних предгорий Станового хребта - умеренно расчлененное, сравнительно пологосклонное низкогорье. Средний уровень высот водоразделов - 800-950 м и лишь отдельные вершины достигают 1073 м (г. Луца), 1087 и 1168 м (отроги Становика).

Река Сутым течет в субширотном направлении, имеет широкую (1 - 3,5 км) развостанную долину. Река многоводна, течение спокойное. Ширина русла 70-150 м, глубина до 5 м, скорость течения 0,9 м/сек. По реке встречается острова и галечниковые косы, достигающие - 1000 м в длину. Река Сутым принимает ряд притоков, из которых наиболее крупными являются правые - реки Ниж. Джелинда и Бол. Даурка. Река Ниж. Джелинда в верховьях имеет быстрое течение, изобилует перекатами. Ширина долины 200-300 м. Ширина русла - 15-20 м, глубина до 3 м. Ниже левого притока р. Тарынак река более спокойна, долина расширяется, достигая в приустьевой части 2-2,5 км. Река Бол. Даурка в верхнем течении имеет долину шириной 1,5-2 км, ниже устья р. Укты (правый приток) ее долина резко сужается до 300-500 м, а ниже устья р. Мед. Даурки вновь расширяется, достигая в приустьевой части 2 км. Область лжних предгорий Станового хребта дренируется системой р. Бранты. В верховьях течение ее спокойное, река меандрирует в пределах широкого (до 1-1,5 км) развостанного дна долины. Ниже впадения р. Ум долина сужается до 800-1000 м, течение становится более быстрым. Правый приток р. Бранты - р. Деес имеет

хорошо разрабатанную широкую (до 2 км) долину, течение ее спокое.

Суровый, резко континентальный климат характеризуется холодной продолжительной, сравнительно малоснежной зимой (октябрь-апрель), коротким умеренно жарким дождливым летом (июнь-август) и резкими суточными и годовыми колебаниями температуры. По данным метеостанции пос. Чульман, расположенной в 200 км запад-северо-западнее территории листа К-52-П, среднегодовая температура $(-8,2^{\circ})$, среднемесячная июля $(+15,7^{\circ})$, января $(-36,6^{\circ})$, минимальная января (-61°) . Среднегодовое количество осадков - 494 мм, причем в летний период выпадает до 60% всех осадков. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает почти повсеместное развитие многолетней мерзлоты.

Характер растительного покрова соответствует климатическим и высотным уровням района. По долинам и нижним частям склонов до уровня 1000 м на супесчаных и суглинистых почвах растут лиственница, ель, береза, осина. Выше преобладают заросли кедрового стланика, ерника. В голыщевом поясе выше 1200 м господствуют мхи и лишайники, и разбросаны островки низкорослого стланика и карликовой березы.

Животный мир разнообразен. Встречаются медведи, лисины, волки, росомахи, рыси, белки, соболь, лоси, дикие северные олени. Мир пернатых представляют глухарь, куропатка, рябчик, туси, утки. В реках много тайменя, ленка, хариуса, щуки.

Постоянного населения в районе нет. В прошлом на его территории имелись целый ряд небольших приисковых поселков (Петровский, Андреевский, Викторовский, Октябрьский и др.), которые были заброшены в связи с прекращением работ. На р. Сутам, в устье р. Ниж. Джелинда, расположен пос. Сутам (26 домов). В 1958 г. в связи с укрупнением козово-охотского охотхозяйства близлежащие населенные пункты: пос. Полежаево и м.т. от площади листа в 99 км; пос. Бомнак и м.т. восточнее в 118 км; пос. Нарынский в 260 км к западу. Эти поселки связаны с территорией листа К-52-П маршрутами дорогими и вырубками тропами. На р. Сутам в 1 км ниже пос. Сутам имеется коса, на которую в летний период (июль-сентябрь) принимаются самолеты Ан-2.

В 1877 г. Верхнеамурской золотопромышленной компанией были открыты россыпи золота по р. Брэнте и ее притокам. Примерно в эти же годы проводил работы Нижнеамурская золотопромышленная компания на реках Десс и Брэнте. Открытие россыпей в бассейне р. Ниж. Джелинда, по данным Э.З. Анерта (1928), связано с работами поисковых партий Нижнеамурской золотопромышленной компании в 1891-

1892 гг. С 1899 по 1911 гг. в бассейне р. Ниж. Джелинды работало 8 приисков.

С 1898 по 1915 гг. в Верхне-Зейском и Амурском районах проводилась работа, возглавляемая Геологом. В 1902 г. Э.З. Анерт (1908) совершил маршрут по р. Десс, через Становой водораздел в долину Андреевского Ключа, далее по р. Тарынок, через вершину р. Джелиндан в долину р. Сутам. В работе Э.З. Анерта приведен орографический очерк, описание обнажений, а также приложена двухверстная маршрутная геологическая карта.

В 1929 г. в бассейне р. Ниж. Джелинды и в верхних р. Мел. Дурка под руководством Д.В. Вознесенского (1930) работала Су-тамская партия, в задачу которой входило проведение двухверстной геологической съемки с целью выяснения золотосодержимости. В пределах изученной территории Д.В. Вознесенский выделяет две зоны широтного простирания: северную - прииски Алексеевский, Веселый, Викторовский и Южный - прииски Петровский, Андреевский. Северная зона характеризуется развитием золотосодержащих кварцевых жил и является, по мнению Д.В. Вознесенского, наиболее благоприятной для открытия практически вытесненных объектов. Для южной зоны, менее перспективной, характерно присутствие пиритизированных участков среди зеленых сланцев, с которыми и связывается золото. В 1938 г. в верхних рек Ниж. Джелинда, Мел. Дурка и Бол. Дурка работала геологическая партия треста Якутзолото под руководством А.И. Кука (1938). К отчету приложена геологическая карта масштаба 1:500 000. Древние метаморфические породы, развитые на этой площади, отнесены А.И. Куком к южной серии архей, осадочные образования в районе р. Алексеевский Ключ - к дре.

Геологические карты Э.З. Анерта, Д.В. Вознесенского и А.И. Кука схематичны, так как составлены на глазомерной основе и по литологическому принципу. В большинстве случаев структурные факторы не учитывались, но несмотря на это, исследования Э.З. Анерта, Д.В. Вознесенского и А.И. Кука весьма ценны, поскольку являются первыми работами по геологии и орографии района, а их выводы о его золотосодержимости до сих пор служили основой для прогнозных оценок района (Зверев, 1928 г.; Андрианов, 1947 г.; Анерт, 1928 г.).

В период с 1938 по 1949 гг. силами поисковых партий Дамбукинского приискового управления треста Амурского в пределах золотосодержащих площадей р. Брэнты и ее притоков осуществлялись поисково-разведочные работы на россыпное золото (Левыгин, 1949 г.).

В 1951-1952 гг. по заданию Совета по изучению производительных сил при АН СССР А.А.Каденским (1953) проводятся тематические работы с целью изучения перспектив магнетитового обогащения по левобережью р.Сутам. А.А.Каденский отмечает, что руды Сутамского района представлены магнетитом, ассоциирующим с кварцем, гранатом, тигерстеном, и представляют собой, по-видимому, осадочно-метаморфические образования. Непосредственно на территории листа М-52-П магнетитовые руды отмечаются А.А.Каденским и по р.Сутам в 15-17 км ниже устья р.Бол.Давура.

В 1952 г. плановая территория листа М-52-П была занята в масштабе 1:1 000 000. Геологическую съемку осуществляла партия Дальневосточного геологического управления под руководством В.Ф.Зубкова (1953). Метаморфические породы, развитые в бассейне р.Брянты, были отнесены к архей. Как показали исследования последних лет (Дзевановский, Судовиков, 1960), подобные образования на смежных территориях относятся к нижнему протерозою области сочленения Алданского шита со Становой ороченической зоной. Интрузивные породы В.Ф.Зубковым подразделены на докембрийские лейкократовые граниты, условно палеозойские граниты (массив на междуречье Десса и Брянты) и мезозойские гранодиориты и граниты. Одновременно В.Ф.Зубковым в районе бывшего прииска Октябрьского была произведена проверка залежи на медь. Было установлено, что месторождение меди, расположенное по правому берегу р.Брянты в 120 км выше устья руч.Бончок, представляет практический интерес.

В 1953 г. поисковой партией Дальневосточного геологического управления под руководством Е.В.Минеева (1953) в районе Брянтинского месторождения меди были проведены поисковые работы масштаба 1:50 000. В работе Е.В.Минеева дается описание района месторождения и подробная характеристика медного оруденения.

В 1953 г. в бассейне р.Сутам (от устья р.Верх.Джидины до устья р.Тас-Дрнх) и на междуречье Сутам-Тарынак партией под руководством Н.С.Шпак (1954) проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000 (Всесоюзный аэрогеологический трест).

В 1956 г. в бассейнах рек Сутам, Тидри, Унаха и Десса съёмочной партией Дальневосточного геологического управления под руководством М.М.Лебедева (1957) проводилась геологическая съемка масштаба 1:500 000. Этими исследованиями охвачена северная часть территории листа М-52-П, также часть площади бассейна рек Десса и Брянты. Архейские метаморфические образования, развитые на территории листа, отнесены к тигитовской и интрукской

серии. В составе первой биотит-тигерстеновые гнейсы, а в составе второй - гранатозные, биотит-гранатовые гнейсы с прослоями кварцитов и кальцифиров. Интрузивные породы, датированные ранее археем или протерозоем, отнесены соответственно к протерозою и к палеозою.

В 1958 г. А.А.Зайцевой и др. (1959) (6-е Главное управление) на междуречье Тарынак-Ниж.Джидина-Мед.Давура производятся маршрутные поиски масштаба 1:100 000 с целью оценки перспектив руды района на горный хрусталь. Отсутствие крупных выходов кварцитов и элкситовых гранитов явилось основанием для отрицательной оценки территории на протектор.

В 1959 г. партией № 16 Северной экспедиции МГОН СССР под руководством Г.Г.Игнатова (1960) была проведена аэроматричная съемка масштаба 1:100 000 южной части территории листа М-52-П. Северная граница съемки проходит по Становому хребту. Аэроматричные съемки северной части территории листа М-52-П проводились партией Октябрьской экспедиции в 1960 г.

В 1959 г. для смежной с севером территории листа М-52-XXII В.В.Архангельской (1959) была составлена геологическая карта масштаба 1:200 000.

В 1961 г. партией ВАНТ под руководством А.Г.Каца (1962) и Г.В.Тимеффарда (1962) на листах М-52-1 и М-52-III были проведены геологические и редакционно-уязвочные работы с целью подготовки к изданию этих листов геологических карт масштаба 1:200 000. На смежной с югом территории листа М-52-УШ проводилась аналогичная работа партией Дальневосточного геологического управления под руководством С.П.Нестеренко (1960).

В основу геологической карты масштаба 1:200 000 листа М-52-П положена геологическая карта, составленная М.З.Глуховским, В.А.Михайловым, Н.Г.Кисляковой, Ю.В.Буфеевым и др. (1962), проводившими геологические и редакционно-уязвочные работы на территории листа. Редакция проводилась на площади, застроенной Н.С.Шпак в 1953 г. В результате этих работ уточнен и вынесен ряд вопросов по стратиграфии, магматизму и полезным ископаемым. Стратиграфическое деление архей привязано к новейшей стратиграфической схеме, в осадочные породы, развитые в пределах Сутамской депрессии, отнесены ранее Н.С.Шпак к дре, на основании определенных флоры датируются нижним мелом.

Геологические границы со смежными листами М-52-1, М-52-III и М-52-УШ указаны. Частичная неуязвка геологических границ со смежными с севером листом М-52-XXII объясняется следующими причинами. До последнего времени в составе метаморфических толщ

тимптонской серии выделялась утесская свита, залегающая между нижнесунагинской и верхнесунагинской. В ее составе отмечались гипертеновые и двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, гранатовые и гранат-бикситовые гнейсы. Поскольку эта свита не всегда четко картировалась, то она часто объединялась с верхнесунагинской или с нижнесунагинской. Поэтому утесская свита не включена в сводную легенду Становой серии листов геологической карты СССР масштаба 1:200 000. В.В. Архангельской (1959) эта свита выделена, хотя, как показали увязочные маршруты по южной границе территории листа 0-52-XXXXII, она по литологическому составу может быть отнесена либо к нижнесунагинской (в случае преобладания гипертеновых гнейсов), либо к верхнесунагинской (в случае присутствия гранатосодержащих пород в основании). Увязка границ свит тимптонской серии с примыкающим с севера листом 0-52-XXXXII и проведена по этому принципу. Следует отметить также, что в состав Федоровской свиты В.В. Архангельской вводились гранатосодержащие гнейсы, которые стали самостоятельную улуучинскую свиту тимптонской серии (Фрукин, 1961). Этих объединений несомненно геологических границ по северной рамке листа, так как породы, ранее относимые к верхним Федоровской и к низам нижнесунагинской свит, на листе 0-52-XXXXII (по его южной рамке) сейчас относятся к улуучинской.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицируемые толщи района сложены глубокометаморфизованными породами архей и нижнего протерозоя, осадочными и осадочно-вулканогенными породами дры и мена, а также четвертичными отложениями.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

В основу расчленения архейских метаморфических толщ на серии и свиты положена стратиграфическая схема архей Аляски Шита, предложенная Д.С. Коржинским (1939), разработанная Ю.К. Давановским и др. (1961), и уточненная работами геологов Южно-Якутской комплексной экспедиции Якутского геологического управления и Всесоюзного аэрогеологического треста.

Архейские метаморфические образования, развитые на территории листа, входят в состав негурской и тимптонской серий, состоят примерно более 35% территории и распространены в бассейнах правых и левых притоков р. Сутам-Ниж. Джелинда, Бол. Дауры,

Тулкина, Тас-Юрях, Тидата, Кабакты. В их составе отмечаются гипертеновые, двупироксеновые, пироксен-амфиболовые, гранат-бикситовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, кварциты, калцифиры. Архейские граниты, прорывающие метаморфические породы архей, образуют вокруг себя поля миматитов. В зоне тектонического сопряжения с нецетротерозойскими структурами развиты диабриты и диафторированные породы (шейротнейсы), отнесенные к нерасчлененным архейским образованиям.

Негурская серия

Негурская серия, представленная гранатосодержащими гнейсами, кварцитами, и в меньшей степени пироксеновыми и амфиболовыми гнейсами и калцифирами, подразделяется на две свиты - верхнеальданскую и федоровскую.

В е р х н е а л д а н с к а я с в и т а подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита (Алс₁) выходит на поверхность на водоразделах Тарнак-Ниж. Джелинда, Ниж. Джелинда - верховья Мал. Дауры и протягивается полосой (3-4 км) на северо-запад от Станового хребта до р. Тарнак. Она состоит из крупной антитиляды. Ввиду отсутствия достаточного количества коренных выходов, а также широкого развития диафторированных пород, разрез нижней подсвиты представляется в общих чертах (снизу вверх):

1. Мономинеральные белые слитные кварциты с прослойками (10-20 м) полиминеральных серых кварцитов 600 м
 2. Переохлаждение серых и буровато-серых массивных и полосчатых гранатовых, силикат-нит-листен-гранатовых, гранат-бикситовых гнейсов 400 м
- Спорядически в нижней подсвите встречаются мелкомощные прослойки гипертеновых гнейсов. Видимая мощность нижней подсвиты - 1000 м.

Верхняя подсвита (Алс₂) обнажается в верховьях р. Брякты и р. Мал. Даура. Она участвует в строении восточного крыла крупной антитиляды структуры. Ее контакт с нижней подсвитой - тектонический. Верхняя подсвита представлена серыми массивными

и пологатыми гранатовыми, гранат-биотитовыми, листен-силлиманит-гранатовыми, кордирит-гранатовыми, тигерстеновыми тнейсами, а также кварцитами. Последние тяготеют в основном к нижней части подсвита, где складат линзовидные (200 x 100 м) прослои. Видимая мощность верхней подсвита - 2000-2100 м.

Видимая мощность верхнеэванданской свиты - 3000-3100 м.

Гранатсодержащие тнейсы имеют гранобластовид, граноди-лобластовид, плагиокластический, реже гранулитовид структуру. Они состоят из плагиоклаза-омиклаза № 26 или андезина № 32 (40-60%), кварца (15-20%), калиевого полевого шпата (3-20%), граната (10-30%), биотита (1-20%). Акцессорные минералы: циркон, рутил. Силлиманит-листен - и кордиритсодержащие разновидности гранатовых тнейсов сходны с вышеописанными породами. Количество силлиманита в них достигает 10%, листена - 5%, кордирита - 10%.

В результате дифференза значительная часть гранатсодержащих тнейсов (водораздел р.Ниж.Джелинда - верховья р.Мел.Даурки, левобережье р.Ниж.Джелинда) превращена в серцитит-кварцевые, хлорит-полизит-кварц-серцититовые, биотит-хлорит-серцититовые сланцы с характерной мелкоплитистой текстурой, обусловленной скоплением биотита и хлорита, разбивающихся по гранату. Кварциты - массивные, сливные, изредка нечеткополосчатые породы молочно-белого и голубовато-серого цвета с тегеробластовой, зачастую-транобластовой, мозаичной структурой. Преобладают равности, состоящие из кварца (90-95%), серцита (до 5%), плагиоклаза (0-5%). Полиминеральные кварциты содержат незначительное количество граната, силлиманита, листена, трафита.

Федоровская свита нерасчленена (Afd) стает незначительные площади в бассейне р.Туптикан и в верховьях р.Мел.Даурка. В ее составе отмечаются тигерстеновые, амфибол-пироксеновые, амфиболитовые тнейсы, биотит-дву-пироксеновые кристаллические сланцы с линзами и прослоями амфиболитов, калцифилов и массивных флогопит-диопсидовых пород.

В бассейне р.Туптикан Федоровская свита вскрывается в ядре антиклинальной складки и перекрывается породами выдежащей эванданской свиты тимптонской серии. В верховьях р.Мел.Даурки порода Федоровской свиты стает крыло крупной антиклинальной и интенсивно изменены процессами репрессивного метаморфизма. Поэтому здесь геологические границы между Федоровской и выдежащей эванданской свитами проведены условно. Контакт Федоровской свиты с нижедежащей верхнеэванданской - тектонический (верховье рен Мел.Даурки и Бранты).

По р.Туптикан устанавливается следующий разрез Федоровской свиты (снизу вверх):

1. Светло-серые тигерстеновые тнейсы 100 м
2. Мигматизированные серые и массивные тигерстеновые тнейсы 200 "
3. Массивные тигерстеновые тнейсы, переставившиеся с меланократовыми пологатыми биотит-дву-пироксеновыми кристаллическими сланцами 200 "
4. Массивные зеленые флогопит-диопсидовые породы 20 "
5. Бедные калцифиры с желтыми округлыми зернами оливина 20 "

В верховьях р.Мел.Даурки в Федоровской свите отмечаются амфиболитовые, амфибол-пироксеновые тнейсы и кристаллические сланцы, амфиболиты. В них встречаются мелкоплитистые прослои измененных гранат-биотитовых тнейсов.

Видимая мощность Федоровской свиты по р.Туптикан - 640 м, в верховьях р.Мел.Даурки - 700-800 м.

Тигерстеновые тнейсы и биотит-дву-пироксеновые кристаллические сланцы, входящие в состав Федоровской свиты, сходны с таковыми в нижеописанной свите (см. ниже).

Калцифиры, встречающиеся на р.Туптикан, характеризуются транобластовой структурой и состоят из кельцита (70%) и оливина (30%). С калцифирами ассоциируют массивные мелкозернистые светло-зеленые флогопит-диопсидовые породы, которые обдают зубчатотранобластовой структурой и состоят из диопсида (C: Ng = 40°) - 85%, флогопита - 10% и измененного плагиоклаза - 5%; акцессорные анатит, реже цирконит и шпинель.

Тимптонская серия

На южной серии несомненно задевает тимптонская серия, в составе которой преобладают тигерстеновые дву-пироксеновые тнейсы и кристаллические сланцы с подчиненными гранатсодержащими тнейсами, кварцитами и калцифирами. Несомненно устанавливается наличием эванданской свиты, залегающей в основании тимптонской серии, как на породах нижней подсвита верхнеэванданской свиты (среднее течение р.Тарнак, контакт перекрывает четвертичными от-

доменими), так и на Федоровскую свиту (верховья рек Мал. и Бол. Даврук), имеющих, благодаря размылу, сокращенную мощность по сравнению с мощностями Федоровской свиты (до 3000 м) на соприкасающихся площадях (Кац, 1962). В пределах листа тилтонская серия подразделена на улуучинскую, нижнесунагинскую, верхнесунагинскую и кырянскую свиты.

У л у ч и н с к а я с в и т а (*Алб*) обнажается на водоразделе Сутам-Тарынак, по правобережью р. Сутам (реки Туптикан, Тас-Брах) и в верховьях р. Мал. Даврука. По правому и левобережью р. Туптикан пород улуучинской свиты слагают крылья антиклинальной структуры. В нижнем течении р. Тас-Брах на водоразделе Сутам-Тарынак и на правобережье р. Ниж. Джелинда свита вскрывается в ядрах антиклиналей. Улуучинская свита сложена гранат-биотитовыми, трафит-гранат-биотитовыми, гранат-гиперстен-биотитовыми, гранатовыми гнейсами с редкими и маломощными прослоями биотитовых, силлиманит-дистен-гранатовых гнейсов, гиперстеновых, двупироксеновых и диопсидовых кристаллических сланцев.

Разрез улуучинской свиты по рекам Сутам и Туптикан (снизу вверх):

1. Мигматизированные биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы	480 м
2. Гранат-биотитовые гнейсы с прослоями (10-15 м) биотитовых и трафит-гранат-биотитовых гнейсов	400 "
3. Амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы	120 "
4. Гиперстеновые кристаллические сланцы	50 "
5. Двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов	50 "
6. Гранат-биотитовые и гиперстен-биотитовые гнейсы с прослоями трафит-гранат-биотитовых гнейсов	600 "
7. Тонкозернистые биотитовые гнейсы	100 "
8. Гранат-биотитовые гнейсы с отдельными прослоями гиперстеновых гнейсов и диопсидовых кристаллических сланцев	540 "
Общая мощность разреза - 2340 м	

На водоразделе Сутам-Тарынак в составе улуучинской свиты подыкается силлиманит-дистен-гранатовые гнейсы.

Мощность улуучинской свиты около 2400-2500 м.

Гранат-биотитовые, гранатовые и силлиманит-дистен-гранатовые гнейсы улуучинской свиты аналогичны подобным же породам верхнесунагинской свиты.

Трафит-гранат-биотитовые гнейсы обладают гранатоподобной структурой, сланцеватой текстурой. Основные породообразующие минералы представлены кагнеловым полевым шпатом (35-40%), кварцем (5-30%), биотитом (10-15%), гранатом (до 8%), трафитом (до 3-5%). Акцессорные - апатит, циркон.

Диопсидовые кристаллические сланцы имеют светло-зеленую окраску, массивную или мелкопосочуватую текстуру и гранобластовую структуру. Они состоят из плагиоклаза-андезина № 40-48 (10-50%), диопсида ($\text{Ca:Mg} = 38-44^\circ$; $\text{Mg:Mg} = 0,025$; $2V = 54-55^\circ$) - до 50%, кельвита полевого шпата до 40%. Из акцессорных минералов преобладает сфен (до 3%), встречается апатит.

Гиперстеновые, двупироксеновые, амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы имеют незначительное распространение в улуучинской свите и охарактеризованы ниже при описании пород нижнесунагинской и верхнесунагинской свит.

Н и ж е с у н а т и н с к а я с в и т а (*Алс*). Породы нижнесунагинской свиты распространены по р. Тидат, в нижнем течении Ниж. Джелинда и на водоразделе рек Сутам-Тарынак. На водоразделах рек Ниж. Джелинда - Мал. Даврука и Мал. Даврука-Бол. Даврука они слагают ядра антиклиналей и согласно перекрываются гнейсами верхнесунагинской свиты. Нижнесунагинская свита отличается монономотностью состава и однообразием строения. В ее составе преобладают гиперстеновые, двупироксеновые кристаллические сланцы и гнейсы, переслаивающиеся с амфибол-пироксеновыми, биотит-пироксеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. В верхах присутствуют гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы. Разрез нижнесунагинской свиты по водоразделу рек Сутам-Кабанта следующий (снизу вверх):

1. Среднезернистые двупироксеновые, гиперстеновые, биотит-гиперстеновые и амфибол-гиперстеновые кристаллические сланцы, переслаивающиеся (20-100 м) с гнейсами	1300 м
2. Гиперстеновые кристаллические сланцы	350 "
3. Гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы	

цы среднезернистые, переслаивавшиеся с гиперстеновыми и пироксен-гранат-биотитовыми кристаллическими сланцами 250 м

Мощность нижнесунатинской свиты - 1900-2000 м.

Гиперстеновые кристаллические сланцы обладают темно-бурой и темно-серой окраской, массивной текстурой. В зонах мигматизации приобретает полосчатую текстуру. Структура гранобластовая. Состав: плагиоклаз-андезин № 35-48 (40-60%), гиперстен (60-40%), иногда - единичные зерна биотита; акцессорные - магнетит (1-3%), апатит.

Двуширокосековые кристаллические сланцы - массивные и нечеткополосчатые породы зеленовато-серого, буровато-зеленоватого, темно-серого цвета с гранобластовой структурой. Состав из плагиоклаза-андезина № 43 и лабрадора № 62 (40-50%), гиперстена (10-30%), моноклинового пироксена (5-30%). Моноклиновый пироксен (C:Ns = 38-40, редко 43°; Mg-Mr = 0,024, 2v = 54°) относится к малодезистому диопсиду.

Амфибол-пироксеновые и биотит-пироксеновые кристаллические сланцы отличаются от вышеописанных пород более четкой сланцеватостью (в случае присутствия биотита), темно-зеленой, иногда до черной, окраской. Структура - ленидогранобластовая, нематогранобластовая, транобластовая. Состав: плагиоклаз (45-55%), пироксен или только гиперстен или гиперстен и диопсид (10-20%), буровато-коричневый биотит (5-35%), бурая роговая обманка (C:Ns = 13; 2v = 78-80; Mg-Mr = 0,020) - 10-20%.

Гиперстеновые, биотит-гиперстеновые гнейсы - лейкократовые породы зеленоватой, ржавчато-серой, буроватой окраски с полосчатой текстурой и транобластовой, гетеробластовой, ленидогранобластовой структурой. Состав: плагиоклаз-олигоклаз № 29, андезин № 38-45 (40-60%), кварц (20-30%), биотит (5-15%); акцессорные - магнетит (3-7%), апатит, циркон.

Гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы, массивные средне- и мелкозернистые породы темно-бурого и ржаво-бурого цвета, в которых гранат и гиперстен образуют зерна одинакового размера (1-2 мм). Структура транобластовая, диабастовая. Состав: плагиоклаз - андезин-лабрадор № 50-52 (30-40%), гиперстен (35-50%), гранат (10-30%); в редких случаях присутствует диопсид (10-15%) и зеленовато-бурый роговая обманка (до 15-20%).

Верхнесунатинская свита (Авг.).
Породы верхнесунатинской свиты обнажаются на водоразделе

Ниж.Джелинда - Бол.Даврка, где они приурочены к сложным вытянутым синклиналям. В бассейне р.Бол.Даврка и в приустевой части р.Тидат верхнесунатинская свита залегает в крыльях крупной синклинали и согласно перекрывается породами выходящей криканской свиты.

Верхнесунатинская свита сложена гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми и амфибол-двуширокосековыми кристаллическими сланцами и гнейсами. В ее основании повсеместно развиты гранат-трайфит-биотитовые, гранат-биотитовые и гранатовые гнейсы, гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы, переслаивавшиеся с гиперстеновыми кристаллическими сланцами. По толщине этого горизонта (мощность его варьирует в пределах от 100 м до 600 м) проводится граница между нижнесунатинской и верхнесунатинской свитами.

Разрез верхнесунатинской свиты на водоразделе Сутам-Ке-бачта (снизу вверх):

1. Гиперстеновые кристаллические сланцы с многочисленными прослоями гранат-гиперстеновых кристаллических сланцев, трайфит-гранат-биотитовых, гранат-биотитовых и гранатовых гнейсов 100 м
 2. Гиперстеновые, реже биотит-гиперстеновые и амфибол-гиперстеновые кристаллические сланцы с прослоями гиперстеновых гнейсов 1400 "
 3. Гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы с прослоями (5-10 м) гранатосодержащих разновидностей этих же пород 600 "
 4. Мигматизированные лейкократовые гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы 800 м
 5. Мелнократовые массивные гиперстеновые кристаллические сланцы 200 "
 6. Массивные, иногда тонкополосчатые гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы 300 м
- Мощность по разрезу - 3400 м.

В направлении на юго-восток полоса выходов пород верхнесунатинской свиты расширяется за счет некоторого усложнения складчатости. В этом же направлении изменяется и мощность гранатосодержащих пород, которая постепенно увеличивается до 600 м (водораздел Бол. и Мал.Даврок).

На водоразделах Ниж.Джелинда-Бол.Даврка и в верховьях Мал.Даврки и Бол. Даврки в ядрах статых синклинальных складок

вскрытых в основном нижние гранатосодержащие горизонты.

Мощность верхнесуннитинской свиты - 3500 м.

Гиперстеновые гнейсы и кристаллические сланцы верхнесуннитинской свиты по внешнему виду, составу, структурным и текстурным особенностям сходны с подобными породами нижнесуннитинской свиты. Гранатосодержащие гнейсы нижней части верхнесуннитинской свиты практически не отличаются от гранат-биотитовых, трапегитовых и трафит-гранат-биотитовых гнейсов верхнеалданской и угличинской свит.

К о р н а н с в и т а (Акт.). Породы кирканской свиты складываются из значительной площади на водоразделе Сутам-Бол-Даурка и Сутам-Касакта и локализованы в ядре крупной синклинали.

В низах кирканской свиты залегают гиперстеновые, биотит-гиперстеновые гнейсы, гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы с линзами моно- и полиминеральных кварцитов в основании, кальцифиров и диопсид-скаполитовых пород в средней части (нижняя толща). Выше эти породы сменяются гранатовыми, гранат-биотитовыми, трафит-гранат-биотитовыми гнейсами, гранат-гиперстеновыми, гранат-гиперстен-биотитовыми кристаллическими сланцами с прослоями диопсидовых гнейсов и гиперстеновых кристаллических сланцев. В основании этой (средней) толщи залегают мощные линзы кварцитов, магнетитовых и гиперстен-магнетитовых пород.

В верхней части свиты отмечаются лейкократовые гиперстеновые гнейсы с линзами кварц-магнетитовых пород и кварцитов.

Присутствие кварцитов в основании нижней толщи позволяет четко провести границу между верхнесуннитинской и кирканской свитами ^{х/}. Разрез нижней толщи кирканской свиты на водоразделе Сутам-Касакта (снизу вверх):

1. Темно-серые гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы с малоомощными (10-20 м) линзовидными прослоями серых кварцитов в основании 300 м
2. Массивные белые кварциты 100 "
3. Гиперстеновые гнейсы с прослоями лейкократовых гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов 200 "

^{х/} Присутствие кварцитов в кирканской свите, по-видимому, связано с фациальными изменениями свиты. В более северных районах Алданского шита кварциты в кирканской свите отсутствуют. - Прим. ред.

4. Темно-серые гиперстеновые гнейсы с прослоями зеленых диопсидовых гнейсов 300 м
 5. Массивные гиперстен-диопсидовые породы с гранатом 20 "
 6. Светлые кварциты 30 "
- Суммарная мощность - 950 м.

По правобережью р.Бол-Даурка, ниже устья р.Дити, в средней части нижней толщи отмечаются кальцифиров, переходящие в массивные диопсид-скаполитовые породы.

Наиболее полный разрез средней толщи кирканской свиты устанавливается по левобережью р.Сутам, в 5-5,5 км ниже устья р.Бол-Даурки.

1. Гранат-биотитовые, гранатовые гнейсы с прослоями гранат-гиперстеновых и гиперстен-биотитовых гнейсов 50 м
 2. Гранатовые гнейсы с малоомощными (0,3-0,4 м) прослоями мелкокристовых гиперстеновых кристаллических сланцев 100 "
 3. Гранат-биотитовые, гранатовые гнейсы с малоомощными (5-10 м) прослоями силиманит-дистен-гранатовых гнейсов, амфиболовых кристаллических сланцев и диопсид-скаполитовых пород 150 "
 4. Массивный буровато-черный пироксенит 30 "
 5. Лейкократовые гранатовые и гранат-биотитовые гнейсы 90 "
 6. Массивные гиперстеновые и гранат-биотит-гиперстеновые кристаллические сланцы с крупными выделенными граната размером 0,3-3 см 200 "
 7. Гранатовые, гранат-биотитовые гнейсы с прослоями гиперстеновых гнейсов 680 "
 8. Гранат-биотитовые, гранатовые гнейсы с прослоями силиманит-гранат-биотитовых гнейсов 200 "
- Суммарная мощность - 1500 м.

По правобережью р.Бол-Даурка и на водоразделе Сутам-Бол-Даурка в основании средней толщи отмечаются белые кварциты. Подобные же породы залегают и в более верхних горизонтах. Кварциты образуют вытянутые линзовидные прослои мощностью от 60 до 200 м и протяженностью до 1,5-2 км. В верхах средней толщи на этом же участке поднимаются кварц-магнетитовые породы.

Мощности нижней и средней толщ кириканской свиты варьируют в различных пределах для различных участков синклинали. На западном крыле структуры мощность нижней толщи 950-940 м, средней - 1500 м. Для южного крыла структуры мощности соответственно равны для нижней - 1680-1690 м, для средней - 820 м. Суммарная мощность обеих толщ 2450-2440 для западного крыла и 2500-2510 - для южного.

Верхняя толща кириканской свиты сложена лейкократовыми типерстеновыми гнейсами с линзами кварц-магнетитовых пород и кварцитов. Мощность ее 500 м.

Мощность кириканской свиты около 3000 м.

Пироксеносодержащие и богатейшие гранатосодержащие гнейсы и кристаллических сланцев кириканской свиты аналогичны таковым в нижележащих свитах.

Гранат-типерстен-биотитовые кристаллические сланцы, образуют мощные (до 200 м) выдержанные по простиранию горизонты в средней части кириканской свиты. Это черные, сурые, зеленоватобурные массивные или сланцеватые породы с крупными выделениями граната (0,8-3 см), характеризующиеся гранобластовой и диабазовой текстурой. Состав: шатиклаз-анклезин № 48 (15-20%), типерстен (30-40%), биотит (5-30%), гранат (20-30%). Акцессорные: магнетит, рутил, циркон и зеленая шпинель.

Кальцифидры кириканской свиты характеризуются более пестрым составом, чем кальцифидры федоровской свиты: кальцит (40-85%), оливин (20-25%), диопсид (15-20%), флогопит (5-10%), скаполит (5%), шпинель (5%). С кальцифидрами часто ассоциируют диопсидовые и диопсид-скаполитовые породы массивного сложения, зеленого и травяно-зеленого цвета, состоящие из диопсида (40-90%) и скаполита (10-60%).

Кварциты имеют светло-серую, желтоватую, бежую окраску, массивное сложение, гранобластовую и зучащую структуру и состоят из кварца (80-90%), шатиклаза (5-15%), серпикита (до 5%).

Кварц-магнетитовые породы образуют линзы мощностью 10-60 м. Это массивные, средне- и крупнозернистые породы черного и тёмно-серого цвета. Структура - гранобластовая, сидеритовая. Состав: магнетит (60-80%), кварц (20-40%), типерстен (5-10%).

Кварциты и высокоглиноземистые гнейсы интрузивной серии образовались, вероятнее всего, в результате метаморфизма кварцевых песчанников и песчано-глинистых отложений. Чарокитовые породы тимптонской серии образовались, по мнению В.К. Дзевановского (1961), в результате метаморфизма эффузивных породов андезитового состава. Присутствие в составе тимптонской серии гранат-

товых, гранит-гранатовых и силлиманитсодержащих гнейсов и кварцитов свидетельствует о переставлении сравнительно маломощных терригенных отложений с покровами эффузивов. Структурированность, согласные залегания свит и их участие в общей складчатой структуре подтверждают первично-осадочное и осадочно-эффузивное происхождение метаморфических пород архея. Параллельный анализ показывает, что протеросивный региональный метаморфизм архейских пород происходит в условиях гранулитовой фации. Эти процессы привели к образованию гнейсов и кристаллических сланцев с минеральными ассоциациями: кварц-силлиманит-гранат-шатиоклаз-биотит; шатиоклаз-роговая обманка-диопсид-типерстен, характеризующие роговообманково-гранулитовую субфацию (по Тернеру) и кварц-силлиманит (дистен) - гранат-шатиоклаз; кварц-шатиоклаз-гранат-кордиерит; кальцит-скаполит-диопсид-оливин - типичными для пироксен-гранулитовой субфации.

Регионально метаморфизованные породы архея почти повсеместно подверглись действию процессов мигматизации и гранитизации, которые проявились в образовании различных типов мигматитов (тепловые, пегматит и т.д.). Минералогические преобразования в мигматитах выражены в проявлении вторичного кварца, калиевого полевого шпата и анфиболитов замещения.

Архейские образования не являются однородными. Дифториты по архейским метаморфическим породам локализованы в бассейнах рек Петровский Ключ и Андреевский Ключ. Принадлежность их к архею доказывается наличием дифторитованных пород с реликтами минералов, характерных для пород архея (типерстен, гранат и т.д.). Кроме этого, в поле дифторитов встречаются архейские диаскизовые граниты, которые менее подвержены дифторезу и хорошо распознаются. Дифториты отнесены к нерасчлененным архейским образованиям, так как невозможно определить принадлежность этих пород к какой-либо серии или свите архея.

Дифториты представляют собой тонко расчленованные мелкозернистые породы светло-зеленого, зеленоватого-серого цвета. Структура лепидогранобластовая, нематобластовая, биостокатакласитическая. Породы состоят из кварца, мелких чешуек биотита, серпикита, мусковита, хлорита, актинолита, тремолита, альбита, эпидота, цоизита. Эти минералы находятся в различных количественных взаимоотношениях и образуют серпикит-хлоритовые, эпидот-биотит-хлоритовые, кварц-серпикитовые и другие сланцы. Таким образом, дифториты по архейским образованиям - это породы, регрессивно метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации.

Дифторированные породы в отличие от дифторитов содержат многочисленные реликты исходных пород и минералов. Так, в высокоглиноземистых гнейсах сохраняется гранат, который подвергается развалыванию и частично замещается биотитом и хлоритом; гипертен (в гипертеновых гнейсах) замещается амфиболом; кварциты сохраняют свой первичный состав. Граница между дифторитами, отнесенными к нерасчлененному архею, и дифторированными породами Верхнедвинской свиты характеризуется постепенными переходами и проведена условно, по линии разлома. Граница между дифторитами и дифторированными раннепротерозойскими габбро, подвергшимися амфиболитизации — разрыв, что обусловлено различием их первичного состава, а также наличием тектонического контакта.

Архейский возраст всех описанных выше метаморфических образований доказывается наличием перагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации метаморфизма, характерных для пород, состоящих архейский фундамент большинства кристаллических щитов мира.

Абсолютный возраст пород Алданского щита определен свинцовым методом по монациту из биотитового гнейсо-гранита джигулинской серии (бассейн р. Тархан) и равен 2200-2400 млн. лет (Виноградов, Гутаринский, 1960).

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижнепротерозойские метаморфические образования, развитые на территории листа, относятся к иликанской и брянтинской сериям. В их составе отмечаются амфиболовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, биотитовые и другие гнейсы и кристаллические сланцы, а также амфиболиты. Эти породы прорываются нижнепротерозойскими гранитоидами, которые образуют вокруг себя поля мигматитов и гранитизированных пород. По зонам крупных разломов развиты дифторированные породы и вторичные кварциты.

Иликанская серия

В иликанской серии установлено шесть свит: сиванская, чиличинская, кудуликанская, олонсинская, джанская. На площади листа N-52-II выделена кудуликанская свита.

Кудуликанская (?) свита складывается из пород кудуликанской (?) свиты складываются небольшие площади (око-

до 30 км²) в бассейне верхнего течения р. Тархан, ограниченную со всех сторон разломами. Площадь обнаженности, мигматизации, разобщенность выходов, отсутствие подстилающих и перекрывающих свит не позволяют установить какую-либо стратиграфическую последовательность в распространении петрографических разновидностей пород, составляющих кудуликанскую свиту, которая на основании вышеперечисленных причин индексируется с вопросом. Основной ее фон составляют роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, среди которых встречаются биотитовые и роговообманково-биотитовые разновидности, а также, в меньшей степени, гранатосодержащие гнейсы и амфиболиты. Видимая мощность кудуликанской (?) свиты определяется цифрой 1500 м.

Гнейсы и кристаллические сланцы кудуликанской (?) свиты представляют собой среднезернистые, серые, темно-серые, зеленовато-серые породы с тонкопослойчатой, иногда грубопослойчатой текстурой. Состав: роговая обманка — до 50% (в амфиболитах до 85%), биотит — до 30%, плагиоклаз (Ж 30-45) — до 70%, кварц — до 20% (амфиболиты часто бескварцевые), микроклин — до 20%, гранат — до 3% (в гранатосодержащих разновидностях); акцессория: офец, апатит, ортит; вторичные: хлорит, серпент, эпидот (клинополизит). Структура гранобластовая, пегматобластовая, иногда неметаморфобластовая и дендрогранобластовая; в амфиболитах структура нематобластовая.

На площади развития раннепротерозойских гнейсовидных гранитов породы кудуликанской (?) свиты подвергнутся мигматизации и гранитизации: они превращаются в биотитовые гранито-гнейсы. Процесс гранитизации выражается в образовании микроклина, раскислении плагиоклаза и замещении биотитом роговой обманки.

Брянтинская серия

Стратиграфическое положение брянтинской серии установлено работами геологических партий Дальневосточного геологического управления в бассейне р. Унаха (100-150 км к юго-западу от территории листа N-52-II). Породы иликанской серии в бассейне р. Унаха складываются из крупной синклинали, в ядре которой установлены метаморфические породы, состав которых отличен от подстилающих образований. Это послужило поводом для выделения в составе нижнего протерозоя Становой области брянтинской серии, залегающей выше иликанской и состоящей из трех свит: мугмутинской, угутской и гуданской. Метаморфические породы, развитые в бассейне р. Брянга, на основании сопоставления с данными смежными тер-

риториями, относятся к тульнской свите брянтинской серии.

Следует отметить, что на территории листа отсутствуют

олонсинская и джанская свиты иликанской серии и мульмулинская и утугойская свиты брянтинской серии. Выпадение из разреза ряда свит суммарной мощностью порядка 10000 м может объясняться резкими крутыми падением северного крыла Уназинской синклинали, прованного мезозойскими гранитами и ограниченного с севера Кено-Становым разломом. Однако это предположение недостаточно обосновано фактическим материалом, поэтому выделение брянтинской серии и тульнской свиты является условным.

Г у д н с к а я (?) с в и т а (Fgd ?).

Метаморфические породы тульнской (?) свиты складывают несколько разобщенных протерозойскими и мезозойскими интрузивными участками в бассейне р. Брянты. В составе тульнской (?) свиты присутствуют: гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы с редкими прослоями роговообманковых, роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов. На левобережье р. Брянты породы тульнской свиты подвергались значительным изменениям, связанным с процессами регрессивного метаморфизма и кристаллического метасоматоза (дифториты, вторичные кварциты).

Разрез тульнской (?) свиты по береговому обнажению р. Брянты (снизу вверх):

1. Серые мелкозернистые тонкопосочатые биотитовые гнейсы, местами мипатизированные	300 м
2. Серые мелко- и среднезернистые биотитовые гнейсы с прослоями гранат-биотитовых гнейсов	450 "
3. Светло-серые мипатизированные мелко- и среднезернистые биотитовые гнейсы	200 "
4. Серые средне- и крупнозернистые, иногда трубопосочатые гранат-биотитовые гнейсы	100 "
5. Амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы	100 "
6. Мипатизированные светло-серые биотитовые гнейсы с редкими зернами граната	100 "
7. Среднезернистые мипатизированные гранат-биотитовые гнейсы	150 "
Суммарная мощность по разрезу 1500 м.	

По южной границе района, в верховьях правых притоков р. Утугай, среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов основана тульнской (?) свиты отличаются прослой "ужавых" гранат-биотитовых

ых разностей.

Выдана мощность тульнской (?) свиты определяется в 1400-1500 м.

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, образующие основной фон тульнской (?) свиты, характеризуются граноидно-биотитовой структурой и состоят из шалионита № 15-20 (10-40%), кварца (5-40%), биотита (5-15%), граната - в гранатоидных разностях (до 10%), калиевого полевого шпата (до 10%). Разрезы встречаются мусковит (до 2%), эпидот (до 3%). Биотит-амфиболиты и амфиболитовые гнейсы и кристаллические сланцы сходны с такими же породами кудулинской (?) свиты.

Кварциты, которые отмечаются среди гнейсов и амфиболитов тульнской (?) свиты, имеют гидротермально-метасоматическое происхождение и развиваются по указанным породам. Переход от неизмененных гнейсов и амфиболитов к кварцитам начинается с появления редких мелко кварцев, переходящих затем в густую сеть прожилок, в результате чего амфиболиты (или биотитовые гнейсы) преобразуются в кварцевую структуру, и заканчивается образованием мономинальных белых кварцитов с реликтовой посочатостью. Вторичные кварциты характеризуются мелкозернистой, реже среднезернистой микрогробнообластовой, транслатовой структурой. В их составе доминирует кварц (99-100%). Разрезы присутствуют тремолит и графит.

В процессе мипатизации гнейсы и кристаллические сланцы тульнской (?) свиты превращаются в биотитовые гранито-гнейсы с теми же минеральными преобразованиями, которые наблюдались в породах кудулинской (?) свиты.

Регрессивный метаморфизм, наложенный на гнейсы и кристаллические сланцы тульнской (?) свиты, пространственно приурочен к зоне трещиноватости, протянувшейся по р. Утугай на северо-запад в устье р. Дамбуки-Макит. Дифториты представлены эпидот-карбонат-серпент-кварцевыми, серпент-кварц-альбитовыми, мусковит-хлоритовыми, эпидот-актинолитовыми и кварц-тремолитовыми сланцами.

Нижнепротерозойский возраст кудулинской (?) и тульнской (?) свит устанавливается на основании следующих данных:

1. Верхняя возрастная граница определяется на основании несоотнесения наложения синийских песчанников на кристаллические сланцы олонсинской свиты нижнего протерозоя. Это соотношение было отмечено Е.Л. Миронюком (1951) в бассейне р. Хани (лист О-51-ХХХП - в западной оконечности нижнепротерозойской Становой складчатой области).

2. В отличие от архейских пород Алданского щита метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, породы Становой складчатой области, относимые к нижнему протерозою, метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, что в настоящее время является одним из основных критериев разделения пород архея и протерозоя.

3. Отсутствие в пределах территории листа (и всей Становой области в целом) на площадях развития нижнепротерозойских образований эваскитовых гранитов, свойственных архею Алданского щита.

4. По заключению А.П.Виноградова и А.И.Тутаринова (1960), возраст пегматитов Станового хребта, рудных нижнепротерозойские гнейсы, определяется цифрой 1900±100 млн. лет, а интрузивных гнейсов одновисской свиты (бассейн р.Тас-Юрх, лист 0-51-XXXI) - 1940 млн. лет (определение по ортиту и монациту эвипсовым методом).

ПАЛЕОЗОИСКАЯ ГРУППА

МРСКАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ (J)

Осадочные отложения относимые к мрским, состоят незначительные площади в среднем течении р.Ниж.Джелинды, на водоразделе Ниж.Джелинда - Мал.Давурка, в вершине р.Мал.Давурка, в нижнем течении р.Тарынак, на правобережье р.Джелиндакан. Они сложены слабо метаморфизованными песчаниками, фидилитовидными глинистыми сланцами и алевролитами, с редкими плохо сохранившимися опеченками флоры. В верховьях р.Мал.Давурки, на водоразделе Ниж.Джелинды, по р.Тарынак и на правобережье р.Джелиндакан мрские породы полого залегали на разбитой поверхности архейского кристаллического основания. Виду широким обнаженности, разрез мрских отложений представляется несколько схематично. В основании преобладают среднезернистые полимиктовые метаморфизованные песчаники, переходящие к верхам в более тонкозернистые алевролитовые разности с прослоями и линзами алевролитов и фидилитовидных глинистых сланцев.

Возраст вышеописанных отложений устанавливается на основании споро-пыльцевых анализов. По данным М.М.Лебедева (1967), в мрских породах бассейна среднего течения р.Ниж.Джелинды установлены споры и пыльца покрытосеменных растений *Sphaeridium glabrescens* (Mal), *Coniferales* sp., *Pollemdites* var., *Reticulatus* (Mal), *Zonopoleta* sp., *Pinus reticulata* Volk.

Pollemdites sp., которые характеризуют отложения как верхнепротерозойские. Мощность мрских отложений определяется условно в 250-300 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Меловые отложения распространены в верховьях р.Джелиндакан, среднем течении р.Тарынак (Сутамская депрессия), и на правобережье р.Брынта (Верхнебрынтинская депрессия). В составе меловых пород присутствуют: аркозовые и полимиктовые песчаники с прослоями аргиллитов, конгломераты, туфопесчаники, туфо-конгломераты, андезитовые порфириты, дацитовые порфириты и их туфы. Меловые отложения подразделены на две свиты: ундиктанскую и толшу андезитов, дацитов, туфов, туфопесчаников, туфо-конгломератов, туфобрекчий.

УНДИКАНСКАЯ СВИТА (Ст₁^{1/2}). В составе

ундиктанской свиты участвуют конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями аргиллитов. В большинстве случаев соотношения с архейскими, нижнепротерозойскими и мрскими породами тектонические. В нижнем течении р.Бол.Безымянный отмечается налегание крупнопобитых конгломератов основания ундиктанской свиты на разбитую поверхность протерозойских гранитов. В основании ундиктанской свиты выделяются крупнопобитые конгломераты с линзами и прослоями аркозовых и полимиктовых песчаников и гравелитов. Крупнопобитые конгломераты широко распространены на севере Сутамской депрессии сопредельного с запада листа М-52-1, где их мощность достигает 300 м. На территории листа М-52-1 конгломераты встречаются по р.Бол.Безымянному (левый приток р.Тарынак), где наблюдается следующий разрез:

1. Кора выветривания протерозойских гранитов. Крупные (до 50-60 см в поперечнике) округлые глыбы в древесных же гранитов. Видимая мощность 4 м
2. Конгломераты с хорошо окатанной галькой протерозойских гранитов размером 5-8, реже 10-15 см. Цемент песчанистый 6 м
3. Песчаники серого цвета с 10-15 сантиметровыми прослоями гравелитов и глинистых сланцев с опечатками широко сохранившейся флоры 0,8 м

В конгломератах, обнажившихся в среднем течении р. Тарьянак (по одному из его левых притоков) отмечается хорошо окатанная галька (5-10 см) метаморфических пород, гранитов и мелкозернистых песчаников. Видимая мощность горизонта конгломератов 10-15 см. Выше конгломератов устанавливается следующий разрез ундитканской свиты:

1. Серые, зеленовато-серые мелко- и средне-зернистые, тонкослоистые полимиктовые песчаники, переслаивавшиеся с более крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. 40 м
2. Зеленовато-серые полимиктовые песчаники, переслаивавшиеся с алевролитами и глинистыми сланцами. Последние имеют подчиненное значение 50 "
3. Массивные мелко- и среднезернистые желтовато-серые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники с малоомытыми прослоями темно-серых алевролитов с опечатками плохо сохранившихся стеблей и листьев 40 "
4. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники с опечатками *Sordorferis bychejensis* (Zool.) Sew., *Nilssonia* sp. (Верховья р. Джиндзакан, 9,5-10 км выше устья) 30 "

Мощность ундитканской свиты 300-400 м. К центральной части Сутамской депрессии (лист №52-1) ее мощность возрастает до 600 м.

По заключению В.А.Вахрамеева, *Sordorferis bychejensis* (Zool.) Sew., *Nilssonia* sp. не являются руковоющими формами, поскольку они имеют широкое вертикальное распространение от верхней шры до нижнего мела. Поэтому возраст описанных отложений определяется по аналогии с породами центральной части Сутамской депрессии, с которыми они хорошо сопоставляются по составу и стратиграфическому разрезу. В среднем течении р. Верхняя Джеланда (лист №52-1) в песчаниках нижней конгломератовой толщи ундитканской свиты нижнего мела обнаружены опечатки стеблей и листьев, среди которых В.А.Вахрамеевым определены *Scladorlepis sandagrensis* Vachl., известные из байкинской свиты Якутии (неоком).

Толща андезитов, дацитов, туфов туфопесчаников, туфоконгломератов, туфобрекчий ($\alpha\mu$ стр.). Толща указанных

пород занимает часть Сутамской депрессии, входящей на территорию листа №52-11, а также склывает Верхнебрыгинскую депрессию. В составе толщи отмечаются туфопесчаники, туфоконгломераты с прослоями туфов и песчаников, андезитовые порфириты, дацитовые порфиры и их туфы. В Сутамской депрессии толща согласно залегает на отложениях подстилающей ундитканской свиты. На левобережье р. Дамбуки-Макит, водораздел Дамбуки-Макит-Зимовьякчи (Верхнебрыгинская депрессия), наблюдается несогласное наложение туфоконгломератов на гнейсы туфянской (?) свиты нижнего протерозоя и протерозойские граниты. Толща андезитов, дацитов, туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов и туфобрекчий подразделяется на две части: нижняя - туфогенно-осадочную и верхняя - эффузивную. Туфогенно-осадочные образования развиты в Сутамской депрессии и склывают значительную площадь в Верхнебрыгинской депрессии (водораздел нижних течений Дамбуки-Макит-Зимовьякчи).

Наиболее полный разрез нижней части установлен на правобережье р. Брынгиты (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые туфоконгломераты с галькой протерозойских гранитоидов, амфиболовых гнейсов, цементированной мелкозернистыми туфогенными песчаниками с линзами зеленовато-серых среднезернистых полимиктовых песчаников 10-35 м
2. Зеленоватые туфопесчаники, желтовато-серые ожелезненные средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники и темно-серые, почти черные аргиллиты и глинистые сланцы чередующиеся с редкими остатками обугленного растительного детрита. Линзы туфоконгломератов и туфов среднего состава 190 "
3. Переслаивание интенсивно ожелезненных туфогенных песчаников, участками с косою слоистостью, гравелитов, грубозернистых вулканических обрекчий с туфовым цементом, измененных туфов среднего состава, андезитовых порфиритов, дацитовых порфиритов и их туфов 75 "

Общая мощность - 255-300 м.

Эффузивы верхней части толщи андезитов и дацитов развиты в пределах Верхнебрыгинской депрессии, слогаз около 60% ее площади. Они плотно залегают на туфогенно-осадочных образованиях нижней части и перекрывают на некоторых участках развитую поверх-

ность нижепротерозойских образований. Слабая обнаженность затрудняет составление детального разреза, который схематично выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Темно-фиолетовые, темно-серые, зеленовато-серые плагиклазовые порфириты с линзами и прослоями вулканических брекчий и туфов среднего состава. . 140-150 м
2. Ожелезненные вишневые, темно-фиолетовые плагиклазовые и кварц-плагиклазовые порфириты массивной текстуры и их туфы (андезитовые и андезит-дацитовые порфириты) 10 "
3. Ликовые, ликовато-серые, светло-серые-белые кварц-плагиклазовые порфириты и их туфы (дацитовые порфириты) 40 "

Общая мощность эффузивов в пределах Верхнебрыгинской депрессии — около 200-250 м.

Мощность вулканогенно-осадочной толщи составляет около 500-550 м.

Возраст вулканогенно-осадочных пород определяется по соотношению их залегания на флорестически охарактеризованные нижнемеловые отложения ундманганской свиты, установленному в бассейне р. Желтиндакан.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Среди четвертичных образований выделяются верхнечетвертинные, верхнечетвертичные — современные нерасчлененные и современные отложения.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювием второй и первой надпойменных террас. Отложения второй надпойменной террасы высотой 10-12 м широко развиты в долинах рек Десе и Брынта и на небольших участках по р. Сутам. Они характеризуются перемешанным хорошо сортированным темновато-бурым мелкозернистым, состоящим песков с гальчинками, хорошо окатанными гальчинками, изредка валунниками. Мощность отложений второй террасы достигает 5-7 м.

Аллювиальные отложения первой надпойменной террасы широко

развиты в долинах рек Сутам, Тарынак, Андреевский Кыч и Петровский Кыч, по р. Мал. и Бол. Дауркам, Десу, Брынте. По крупным рекам ее высота достигает 4-6 м, по мелким рекам — 2-4 м. По р. Сутам (в 500 м выше пос. Сутам) для аллювиальных отложений первой надпойменной террасы устанавливается следующий разрез (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой 0,5 м
2. Четкослоистые полимиктовые пески. Чередование 10-15 сантиметровых прослоев мелкозернистых песков, содержащих тонкие (2-5 мм) прослойки ортанческого вещества и средне-, иногда крупнозернистых песков 2,0 "
3. Галька местных пород хорошо окатанная, размер 2-10 см. Песок желтовато-бурый, крупно- и среднезернистый 1,5 "

Слои и пыльца из рыхлых отложений описанной террасы р. Сутам характеризуют суровые, по сравнению с современными, климатические условия, соответствующие, вероятно, последнему каровому оледенению верхнечетвертичного возраста (определение В.А. Кашаниновой, лаборатория экспедиции № 8, ВЛГП). Следы верхнечетвертичного оледенения отмечаются в виде каров, расположенных в вершине правых притоков р. Ниж. Желтинцы. Верхнечетвертичные моренные отложения в районе не сохранились.

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

Отложения представлены делювиальными и элювиальными отложениями, развитыми в районе повсеместно. Делювиальные отложения на геологической карте показаны лишь на тех участках, где их мощность превышает 10-15 м. Распространены они преимущественно в нижних частях пологих склонов и особенно в бассейнах рек Сутам и Брынта. По рекам Сутам, Бол. и Мал. Дауркам, Тарынаку, Ниж. Желтинце и Десу отложения делювиального шлейфа перекрывают верхнечетвертичные аллювиальные отложения низких террас и представлены бурыми суглинками, щебенкой и мелкими обломками пород и характеризуются отсутствием сортировки.

Элювиальные отложения представлены щебнисто-суглинистым

материалом и обломками. Их мощность незначительная и на геологической карте они не показаны.

Современные отложения (Q_{IV})

Современные русские образования представлены аллювиальными отложениями русел и пойм и техногенными отложениями. Аллювиальные отложения развиты в долинах всех рек и ручьев и представлены хорошо окатанными галечниками, валунником, песками, суглинками. Последние играют существенную роль на участках зрелых долин, где суглинки чередуются с простыми мелко- и тонкозернистого песка. По данным разведки, по р. Ниж. Джелинда максимальная мощность современного аллювия не превышает 6 м. В долинах рек Сутам, Таурынак, Дес и Брыны мощность руслового и пойменного аллювия, видимо, несколько больше 6 м.

Техногенные отложения (отвалы золотых приисков) отмечаются в долинах рек Андразский и Петровский Кич, по р. Ниж. Джелинда и др. Они состоят из перемитых и перетолоченных аллювиальных золотосодержащих отложений, содержат знаки золота (до 12 знаков на лоток).

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы подразделяются широким распространением на территории листа. По времени образования они подразделяются на архейские, раннепротерозойские и раннемеловые.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди архейских интрузивных пород в порядке возрастания последовательности выделяются: таборо, перидотиты и граниты эваскиновые.

Г а б о р о (А) и п е р и д о т и т н (с А) отмечаются на лево- и правобережье р. Сутам, ниже устья р. Джелиндак, на водоразделе рек Ниж. Джелинда и Мал. Даурка в виде небольших массивов (1-2 км²), прорывавших породы архей.

Таборо-зеленоватое-серые, полусветлые, реже массивные породы. Структура их табирован, псевдоморфна с участками сидеритовой, местами - гранобластован. Таборо состоит из пироксена (30-40%), роговой обманки (10-50%), шариоклаза-табордора № 62 (20-30%), биотита (до 5%); акцессорные минералы (до 5%), шприт и титрайт.

Гиперстен и моноклинный пироксен замещаются уралитом и бесцветным актинолитом. Вокруг зерен бурой роговой обманки в результате замещения образуются кефитовые каемки тонковолокнистого актинолита с точечными включениями магнетита. Бурый биотит по спайности замещается эпидитом, шариоклаз - сосеритом, серпиком и карбонатом, иногда альбитом. Периферические зоны крупных массивов и мелкие тела таборидов обычно преобразованы в основные кристаллические сланцы с гранобластовой структурой.

Перидотиты - массивные среднезернистые темно-серые до черных пород. Состоят они из пироксена (60-70%), оливина (20-30%), магнетита (3-4%), единичных зерен шариоклаза (биотит № 72) и шпинели. Структура панидоморфная. Пироксен представлен бесцветным энстагитом и слабо шеехромурующим гиперстеном, которые замещаются (часто нацело) бледно-зеленым актинолитом и бурый уралитом. Оливин по трещинам замещается серпентином с выделениями бурых гидроксидов железа. Магнетит рассеян по всей породе равномерно и иногда цементирует зерна пироксена.

Архейский возраст таборо и перидотитов подтверждается приуроченностью их к архейским породам, с которыми они совместно метаморфизованы и прорваны архейскими эваскиновыми гранитами.

А л а с к и т о в ы е г р а н и т ы (у А) встречаются повсеместно в пределах развития архейских стратифицированных толщ, образуя небольшие согласные тела и массивы (до 10-20 км²) неправильных очертаний. Граниты связаны с вмещающими породами постепенными переходами через различные виды мигматитов (тепловые, деноточные, атматиты и др.). Наиболее четкие контакты имеют розовые и серые граниты, распространённые в бассейне р. Сутам, в западной части района. Белые эваскиновые граниты, развитые в бассейне р. Бот. Даурка, обычно более тесно связаны с вмещающими породами и более неоднородны по структуре и текстуре. Как правило, в центральных частях крупных тел граниты характеризуются массивным сложением, крупнозернистой алотриоморфной, реже гранитовой структурой. На периферии массивов отмечаются гранобластовые структуры. В более мелких телах текстура гранитов грубо-трехосная, обусловленная субпараллельным расположением вытянутых зерен кварца.

Алсикитовые граниты представлены средне-крупнозернистыми лейкократовыми серыми, белыми и розовыми породами и состоят из шариоклаза (15-30%), калиевого полевого шпата (30-55%), кварца (25-30%), красно-бурого биотита (0,5-2,5%) и незначительного количества акцессорных: циркона, монацита, титано-магнетита; встречаются разности, в которых отмечается до 2,5% граната.

Платиноклаз представлен двумя генерациями: наиболее ранний обычно сильно серицитизированный и ксеноморфный, отвечает олигоклазу № 13-17; более поздний, образующий довольно изометричные свежие зерна - альбиту № 3-7. Калиевый полевой шпат представлен ксеноморфными зернами ортоклаза ($2v = -73-76^\circ$) и решетчатого микроклина ($2v = -80^\circ$), обладающим пертитовым строением (микропертиты распада и грубые струйчатые пертиты замещения). Платиноклаз и калиевый полевой шпат замещаются альбитом (иногда с образованием микрелитов), образующими вокруг них тонкие каемки. Зерна кварца обычно имеют ксеноморфные очертания, волнисто потрескаются, часто гранулированы и удлиненны.

В зоне дифференциации (массив в бассейне рек Андреевский Ключ и Петровский Ключ) алекситовые граниты изменены. Полевые шпаты интенсивно серицитизированы и соседствитизированы, кварц катаклизирован, гранулирован и вытеснен в линзовидные агрегаты, темно-цветные минералы хлоритизированы.

Жильная серия, связанная с алекситовыми гранитами, представлена ортогнейсами и пегматитовыми шпировыми особностями, расположенными в пределах тел гранитов, и, реже, пегматитовыми жилами небольшой мощности (до 1 м), протяженностью до 2-3 м, изредка обогащенными гранатом (до 25-30%).

Архейский возраст алекситовых гранитов доказывается их развитием исключительно среди архейских метаморфических пород, которые мигматизируются и инфильтруются этими гранитами. Возраст идентичных гранитов на Алданском шите определен свинцовым методом (по монациту) в 2300 млн. лет (Виноградов, Тутарин, 1960).

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннепротерозойские интрузивные породы в возрастной последовательности подразделяются на: таборо, таборо-амфиболиты и амфиболиты; граниты мелкозернистые, биотитовые, гнейсовидные, гранодиориты и кварцевые диориты амфибол-биотитовые, гнейсовидные; аplitовидные граниты; граниты среднезернистые, биотитовые, гнейсовидные, реже массивные; диабазы.

Таборо, таборо - амфиболиты, амфиболиты (Vrt¹) составляют четыре массива: Лучинский (160 км²) в районе г. Луча, Тарынский (120 км²) в бассейне р. Тарынак и две небольшие интрузии на левобережье р. Бранты (27 и 16 км²). Интрузии характеризуются сложным строением и состоят из оливиновых, пироксеновых, уральитовых и соседствитовых таборо,

таборо-амфиболитов и амфиболитов.

Лучинский массив табороидов имеет в плане неправильную, близкую к изометричной форму. В его пределах наблюдаются постепенные переходы от оливиновых таборо до расчлененных амфиболитов. Центральная часть массива (40 км²) сложена неизменными оливиновыми таборо-троктолитами, краевые - пироксеновыми, уральитовыми, соседствитовыми, таборо, таборо-амфиболитами и амфиболитами.

Троктолиты - темно-серые до черных средне- крупнокристаллические породы массивной текстуры, мезо- или меланократовые. Состоят из платиноклаза и оливина. Платиноклаз (таборид № 65) образует короткопризматические, таблитчатые, четко сдвоенные кристаллы. Как правило, он замещается более кислыми платиноклазом состава олигоклаза-эндезита (№ 27-32), образующими отдельные зерна и мелкозернистые агрегаты. Оливин наблюдается в виде изометричных зерен с резко выраженным волнистым или мозаичным твистом; $2v = 85-88^\circ$, характерный для магнетитово-железистых или железистых оливинов. Вокруг зерен оливина развиваются реакционные каемки, состоящие из псевдоромбического и моноклинного пироксенов, в свою очередь, замещающихся роговой оманной. Интенсивность процессов изменения первичных минералов возрастает к периферической части интрузива. Для троктолитов характерны табороидная структура с элементами друзитовых и кефидитовых. Акцессорные: магнетит, зеленая шпинель, изредка сульфиды и апатит.

Пироксеновые таборо - темно-серые, зеленовато-серые, массивные средне- крупнозернистые, меланократовые породы, состоящие из пироксенов (50-70%), основного платиноклаза - табора № 60-65 и незначительного количества олигоклаза. По составу пироксеновые выделяются три разновидности таборо: гиперстеновые, бронзитовые и диопсидовые. Пироксеновые таборо образовались за счет троктолитов, о чем свидетельствует наличие редких реликтовых зерен оливина внутри кристаллов пироксенов, а также однотипность состава платиноклазов, акцессорных минералов и структур пород.

Уральитовые и соседствитовые таборо приурочены к зонам разломов и являются результатом дальнейшего изменения троктолитов. Это зеленые, пегматичные, среднезернистые массивные, гнейсовидные, иногда расчлененные породы. Состоят они из уральитовой роговой оманки (содержащей иногда реликты моноклинного пироксена и замещающей актинолитом) и платиноклаза. Платиноклаз представлен таборами № 60-65 и замещался его олигоклазом № 24-28. В соседствитовом таборо платиноклазы интенсивно изменены и превращены

в агрегат альбита, серицита, минералы группы клиноцоизита-эпидота, хлорита и карсоната. В уральтовых и соседствующих габбро наблюдаются реликты габбровых структур.

Габбро-амфиболиты - зеленовато-черные массивные, реже слабо тнейсовидные породы, среднезернистые, меланократовые. Они состоят из обыкновенной роговой обманки (50%), плагиоклаза (андезина № 40-50) и реликтового диопсида (до 15%). В большинстве изоменных разностях диопсид полностью замещается роговой обманкой. Структура пород габбровых, в отдельных участках близкая к гранобластовой.

Амфиболиты - темно-серые, зеленовато-серые, тнейсовидные по расчету мезо- или меланократовые породы, приуроченные к зонным расчленениям в габбро. Они состоят из роговой обманки и серицитизированного плагиоклаза (андезин № 32-50). Структура пород граномагматобластовая, реже гранобластовая или дендрогранобластовая. Амфиболиты, находящиеся вблизи выходов нижнепротерозойских лейкократовых гранитов, часто гранитизированы и превращены в амфибол-оигитовые мигматиты.

Тернакский массив и массивы на левобережье р. Бранты сложены габбро-амфиболитами, соседствующими габбро и амфиболитами, аналогичными породам Лучинской интрузии.

Жильные породы, генетически связанные с габброидами, представлены амфиболитизированными пироксенитами, торнблендитами, гранатовыми амфиболитами и мелкозернистыми пироксен-роговообманковыми и уральтовыми габбро.

Раннепротерозойский возраст габброидов устанавливается на основании того, что они прорывают нижнепротерозойские стратифицированные образования и прорываются лейкократовыми тнейсовидными гранитами нижнепротерозойского возраста, с которыми, вероятно, и связаны метасоматические преобразования габброидов.

Граниты мелкозернистые, белые, тоновые, тнейсовидные ($f_2^{P_{T_1}}$) обнажаются в районе Станового хребта (истоки рек Салайт, Эмовекачи, Мал. Десс) и прослеживаются далее в восточном направлении до р. Утугай. Граниты являются синогортными, что обусловило их сходное положение в нижнепротерозойских складчатых структурах, а также наличие постепенных переходов через полосу мигматитов во вмещающие метаморфические толщи. В зоне контактов с тнейсами и кристаллическими сланцами гудинской (?) свиты широким развитием пользуются теневые и пологачные мигматиты. Внутри массивов тнейсовидных гранитов встречаются интенсивно гранитизированные

ксеролиты тнейсов. Ориентировка темноватых минералов в гранитах и мигматитах согласна с простиранием пологачности во вмещающих тнейсах. Граниты, расположенные в междуречье Утугай и Бранты, в значительной степени диафторированы и участки превращены в серицит-кварц-полевощитовые расчлененные породы.

Бюлитовые граниты - белые, светло-серые, розовато-белые мелкозернистые, тнейсовидные, реже массивные породы, иногда содержащие порфиробласты (1-2 см) калиевого полевого шпата. Они состоят из плагиоклаза (30-40%), калиевого полевого шпата (до 30%), кварца (25-30%), бюлита (до 5%), единичных зерен роговой обманки и акцессорных (пирокс, апатит, магнетит). Структура гранобластовая, диагматобластовая, цементные. Плагиоклаз - олигоклаз № 26-30 образует изометричные зерна. Иногда катаклазируются, замещены микроклином. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым микроклином, также слатышным изометричным зерном. В наиболее катаклазированных разностях выявляются вторичный микроклин (до 70%), цементирующий и замещающий раздробленную кварц-полевощитовую массу пород. Лейсты буро-зеленого бюлита иногда содержат мелкие зерна пирокса. Граниты с метасоматическими включениями калиевого полевого шпата отличаются наличием крупных зерен микроклина, расплывающихся иногда цепочками и обуславливающих очковую текстуру пород.

Жильная серия гранитов представлена редкими и маломощными аplitовыми и крупнокристаллическими кварц-полевощитовыми жилами. Внутренние гранитов проксидило, по-видимому, в момент интенсивных складчатых движений, завершивших теосинклиналиное развитие Становой зоны, о чем свидетельствует их сходное залегание с нижнепротерозойскими складчатыми структурами.

Абсолютный возраст жильного комплекса подосных гранитов, развитых в вершине Алдана (лист 0-51-XXXIV), определен в 1900±100 млн. лет (по оргиту и монациту из пегматитов, определенные А.П. Виноградова и А.И. Тутаринова, 1960).

Граноидиты, кварцевые диориты амфибол - белые, тоновые, тнейсовидные ($f_0^{P_{T_1}}$) слатыш массивы на левобережье р. Бранты площадью 40 км², а также две небольших (4 км²) интрузии на левобережье р. Бол. Безмяный. Брантинский массив имеет овальную, несколько вытянутую в северо-западном направлении форму. Граноидиты прорывают габброиды Лучинского массива и тнейсы гудинской (?) свиты. Среди граноидитов часто встречаются ксеролиты фельдspathизированных габбро и неизмененных гранат-бюлитовых и

биотитовых гнейсов гудинской (?) свиты. На их развитой поверхности застаивают базальные конгломераты удинтканской свиты нижнего мелового возраста.

Гранодиориты — среднезернистые, нередко порфировидные гнейсовидные, иногда массивные породы. Для них характерны тахитовые текстуры, обусловленные неравномерным распределением темнопетлиных минералов. В порфировидных массивных разновидностях идиоморфные выделения калиевого полевого шпата содержат зонально расположенные пойкилитовые вросстки темнопетлиных минералов. В гнейсовидных гранодиоритах выделения распределяются субпараллельно. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (до 60%), кварца (20-25%), калиевого полевого шпата (до 10%), биотита (до 10-15%), роговой обманки (до 5%), граната (до 2%), эпидота (до 7%). Кварцевые диориты характеризуются отсутствием калиевого полевого шпата. Для гранодиоритов характерны гипидиоморфнозернистые, реже гранатовые и адиотриоморфнозернистые, гранобластовые структуры. Плагиоклаз образует таблитчатые и удлиненные кристаллы, а также зерна неправильной формы. Как правило, несно зонален: во внешних зонах слиток № 27, в центральной части андезит № 34-35. Калиевый полевой шпат резко ксеноморфен: 2V от -54 до -84°. Кварц образует крупные округлые, часто трициноватые зерна. Биотит наблюдается в виде пластинок; иногда замещен эпидотом. Роговая обманка обыкновенная, идиоморфная, $C: Mg = 190$, $2V = 79-84^\circ$. Гранат встречается в виде округлых слабоорешчатых зерен. Эпидот, как правило, идиоморфен, окрашен в бледно-желтый цвет и распространен по массиву равномерно.

Жильная серия гранодиоритов представлена гранатосодержащими мелкозернистыми (10-15 см) прожилками абиотитов и жилами перматитов (ширина до 0,5 м), локализованных в основном в пределах массива.

Нижняя возрастная граница гранодиоритов определяется тем, что они прорывают нижнепротерозойские гнейсы, а также мелкозернистые, биотитовые, гнейсовидные граниты. Пространственная и структурная связь гранодиоритов с нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями, конкордантный тип интрузий, а также миметизация гранодиоритами нижнепротерозойских метаморфических пород, позволяет предполагать, что формирование этих интрузий происходило во время нижнепротерозойской гранитизации.

А б и т о в и д н ы е г р а н и т ы (47 P₄) состоят из небольших массивов и тел площадью от 2,3 до 10 км² в бассейне верхнего течения р. Тарынак. Они прорывают раннепротерозой-

ские габброиды, в плане имеют овальную форму, окружены зонами мигматитов и афмитов, ширина которых не превышает первые сотни метров. Реже граниты состоят из мелкозернистых (5-10 м) жил, секущих габброиды.

Граниты представляют собой массивные мелкозернистые, реже, среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (35-80%), кварца (20-30%) и микроклина (до 35%), акцессорные: опен и магнетит. Преобладают катактастические, неравномернозернистые до бластоцементных структуры. В более свежих разновидностях наблюдаются адиотриоморфные и абиотовые структуры. Плагиоклаз-альбит-олигоклаз № 9-14, образующий удлиненные идиоморфные полисинтетические слюдиноквантовые кристаллы. Калиевый полевой шпат, встречающийся в виде резко ксеноморфных зерен, представляет решетчатый микроклин. Характер его выделения, а также резкие колебания его содержания в породе, свидетельствуют о его более позднем метасоматическом происхождении. Кварц почти всегда гранулирован.

Описанные граниты прорывают и миметизируют раннепротерозойские габброиды, в свою очередь, прорываются дайками раннемеловых гранодиорит-порфиров.

Г р а н и т ы с р е д н е з е р н и с т ы е , б и о т и т о в ы е , г н е й с о в и д н ы е , р е ж е м а с с и в н ы е (47 P₄?) состоят из небольших массивов. Один из них расположен у восточной границы района (р. Бутам), другой — на левобережье р. Ниж. Делинда. Площадь каждого массива 12 км². Интрузии в плане имеют округлую форму и прорывают метаморфические и интрузивные образования архейского возраста, с которыми они имеют четкие разрывные контакты.

Биотитовые граниты — средне-мелкозернистые, иногда крупнозернистые, массивные породы светло-серого цвета. Встречаются также катактазированные гнейсовидные граниты с четко ориентированным расположением лейст биотита и несколько уплощенных образований кварца. Породы состоят из плагиоклаза (35%), кварца (25%), микроклина (25-30%), биотита (5-7%) и акцессорных (до 2,5%) минералов: опена, циркона, апатита, магнетита. Для них характерны гранитовые, реже гипидиоморфнозернистые структуры. Удлиненно-призматические, полисинтетически сложеннозернистые, иногда несно зональные кристаллы плагиоклаза по составу отвечают альбиту и олигоклазу. Они часто замещаются микроклином, который образует крупные ксеноморфные зерна с грубой решеткой. Кварц выделяется в виде крупных (1-2 мм) округлых зерен. Листочки интенсивно плекхромулирующего биотита идиоморфны. В гнейсовидных катактазированных гранитах широко развиты цементные, лепидогри-

нобастовые структуры. Платиноиды интенсивно серицитизированы и микротинизированы, биотит мусковитизирован и хлоритизирован. Характерно наличие многочисленных скоплений кварца линзовидной и призмической формы, составлявших иногда до 60% пород.

Возраст гранитов точно не установлен. По геологическому положению, составу и текстуре они хорошо сопоставляются с протерозойскими гранитоидами, встречающимися на территории листа N-52-III. Последние прорывают раннепротерозойские мелкозернистые биотитовые гнейсовые граниты и метаморфические породы нижнепротерозойского возраста.

Диабазы встречаются также и в пределах Лучинского массива табороидов в виде редких маломощных жил. В силу незначительных размеров эти жили на геологической карте не показаны.

Диабазы темно-серые мелко-среднезернистые массивные породы, состоящие из моноклинового пироксена (80%), замещающегося актинозитовой или нормальной роговой оманкой (20%), и платиноидом, представляющего андезитом-табатором № 50-60. Структура ошфован или ошфовидная.

Раннепротерозойский возраст их определяется исходя из того, что они прорывают раннепротерозойские табороиды и, в свою очередь, разбиты дайками гранодиорит-порфиров жильной серии ранне-мелового комплекса (бассейн р. Бот. Давурка). У южной границы Адданского щита со Становой складчатой областью дайки диабазов прорываются раннепротерозойскими гнейсовидными гранитами (Давановский и др., 1961).

РАННЕМЕЛОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

Раннемеловые (?) интрузии в возрастной последовательности подразделяются на: гранодиориты и граниты сионит-роговообманковые; гранодиориты и граниты мелкозернистые, порфировидные, гранодиорит-порфиты и гранит-порфиты; граниты лейкократные; гранодиорит-порфиты и гранит-порфиты - дайки и малые тела.

Гранодиориты и граниты сионит-роговообманковые (в бассейне р. Десс, площадь 700 км²), Брантинский (в бассейне рек Бранта, Утугай, площадь 700 км²) и Центральный (в верховьях р.ч. Зимовьяны, Давука-Макит, площадь 120 км²) массивы.

По мнению В.К. Дзевановского (1959), мезозойские интрузии Становой зоны представляют собой третичные тела сравнительно небольшой мощности подогнавшиеся на юг в сторону Монголо-Охотской геосинклинальной области, откуда и происходило их внедрение. Такое залегание подтверждается многочисленными замерами ориентировки плоскостей контактов (бассейн р. Бранта), характеризующихся углами 20-30°. Очень редки крупнопадавшие контакты. По данным В.А. Даринова (1953 г.), для мезозойских интрузий Становой хребта наиболее характерны положительные значения магнитного поля (500-1000 гамм), а для метаморфических толщ нижнего протерозоя отрицательные.

Неоднородное магнитное поле с интенсивностью полного вектора от +200 до +500 гамм (Брантинский массив) и от +700 до -300 гамм (Десский массив) свидетельствует скорее всего о незначительной мощности массивов, через положительный магнитный фон которых как бы "прозвучивает" отрицательное поле вмещающих нижнепротерозойских гнейсов (рис. 1).

Десский и Брантинский массивы сложены однообразными массивными равнозернистыми, иногда порфировидными средне-крупнокристаллическими гранодиоритами и гранитами, связанными постепенными переходами. Порфировидные разновидности содержат единичные кидоморфные вкрапления калиевого полевого шпата (размером до 5 см) обычно призматической формы. Во вкраплениях наблюдается большое количество вкраплений темноватых минералов, распластавшихся концентрически - зонально. Породы эндогенной фации представляют мезократовыми существенно амфиболовыми гнейсовидными гранодиоритами и кварцевыми диоритами с повышенным содержанием сфена. Ширина зоны распространения этих пород обычно не превышает 1-1,5 км.

Минералогический состав и количественные соотношения основных пород орографических минералов гранитоидов приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Порода	Минералогический состав, вес. %				
	Платиноид-клас	Кварц	Калиевый полевой шпат	Биотит	Роговая оманка
Гранит (по 4 шифрам)	42,7	23,5	22,2	4,8	4,3
Гранодиорит (по 4 шифрам)	55,4-37,6	23,9-18,4	17,8-13,9	10,0-5,8	4,9-3,7
					1,8-1,6

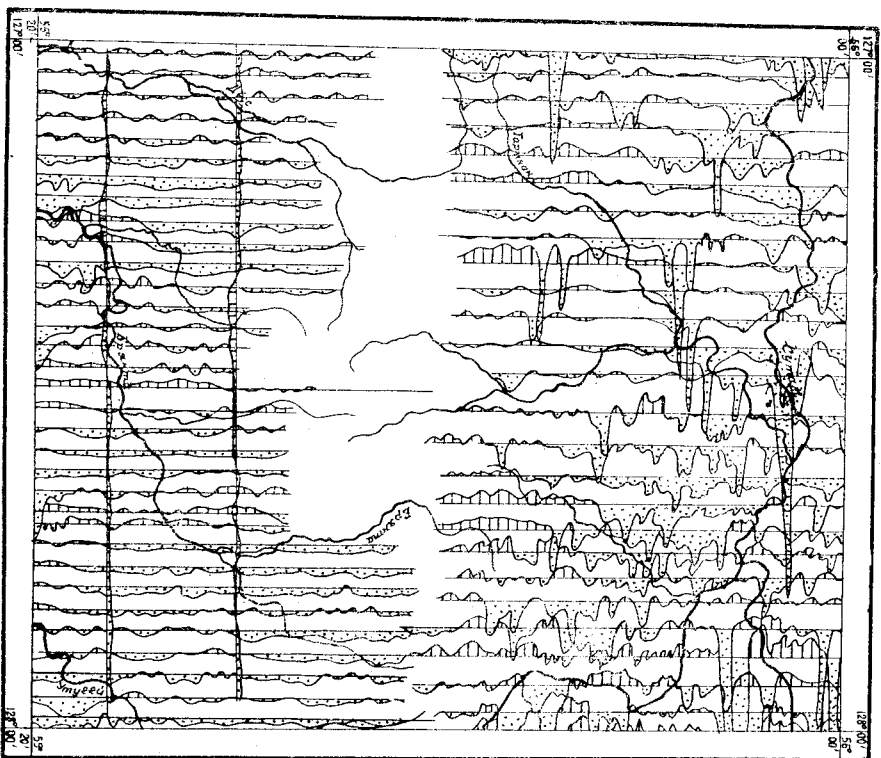


Рис. 1. Карта префиксов ΔT . Масштаб: в 1 см 2000 галл.
Значения ΔT : 1 - положительное; 2 - отрицательное

Структура типидиоморфизма с ярко выраженным идиоморфизмом платиноклаза по отношению к калиевому полевоому шпату и кварцу. Реже наблюдаются гранитовые структуры, характерные для более кислых и крупнозернистых разновидностей. Все кристаллы платиноклаза тонкозернистые, обычно двойникованы. Состав зон изменяется от андезина № 41 в центральных частях до олигоклаза № 25 в периферических. Кварц составляет мелкозернистые агрегаты (до 5 мм), реже отдельные ксеноморфные зерна. Калиевый полевоый шпат образует неясно идиоморфные кристаллы, содержащие включения платиноклаза, роговой оманит, биотита, сфена. Он представлен как ортоклазом ($2V = -52-65^\circ$), так и микроклином ($2V = -60-84^\circ$). Роговая оманит зеленая, обыкновенная; $\sigma:Ng = 28^\circ$, $2V = -54-56^\circ$, кристаллы ее идиоморфны. Биотит образует тексогональные таблички, иногда содержит точечные зерна циркона, окруженные пиезоксидными дворянками. Акцессорные сфен и магнетит, изредка апатит. В кварцевых дюритах эндоконтактовой фации количество темнопольных достигает 25-30% и уменьшается содержание калиевого полевого шпата. Трансформиты в эндоконтактах состоят из идиоморфных зерен тонкозернистого платиноклаза (48-55%), промежутики между которыми заняты кварцем (16-19%) и темнопольными минералами (до 18%), образующими кучные скопления, ориентированные обычно в одном направлении. Платиноклаз центральных частей зерен соответствует андезину № 49, внешних - андезину № 34-35. Кварц трансформирован и катаклазирован. Структура идиоморфизма с элементами катекластических и цементных.

Центральный массив сложен гранитоидами, по составу аналогичными описанным, но в отличие от последних характеризующимися мелкозернистыми структурами и гнейсовидными текстурами. В них почти повсеместно проявлен протогин и катаклаз (цементные и трубо-милонитовые структуры) и аутометасоматоз (автобитизация и мирмектизация). По-видимому, становление массива мелкозернистых гранитоидов происходило в неспокойной тектонической обстановке, обуславливающей их текстурные и структурные особенности. Вполне вероятно, что они внедрились в ранний фазу мезозойского магматизма.

Гранодиориты и граниты мелкозернистые, порфировидные ($Y_{62}St_{17}$) трансоидорит-порфидиты и гранит-порфидиты ($Y_{67}St_{17}$) составляют ряд мелких штокообразных тел, площадью до 2-2,5 км² и несколько более крупных массивов (от 12 км² до 20-24 км²), расположенных в пределах интрузий

гранитоидов первой фазы. Более крупные тела имеют в плане вытянутую овальную форму, что, по-видимому, объясняется их приуроченностью к зонам разломов.

Все мелкие штоки сложены гранодиоритами и гранитами, постепенно переходящими в гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры. Гранитоиды представляют собой в основном мелко-реже, среднекристаллические порфировидные светло-серые и розовато-серые породы. Для среднезернистых разновидностей характерна пятнистость, неясно порфировидная текстура, обусловленная наличием большого количества (до 30% объема пород) вкрапленных платиноклаза размером от 1-2 до 10 мм, лишенных четких кристаллографических очертаний. Полнокристаллические и порфировые породы тождественны по составу и характеризуются следующими содержаниями породообразующих минералов: (в вес. %) платиноклаз - 39,2-44,9; калиевый полевой шпат - 19,1-24,5; кварц - 28,8-29,4; биотит - 2,9-8,0; роговая обманка - 0,3-2,3; акцессории - 1,8-3,1.

В полнокристаллических среднезернистых гранитоидах преобладают гранитовые структуры, реже наблюдаются гипидиоморфнозернистые (при резко выраженном идиоморфизме платиноклаза). В мелкозернистых разновидностях основной массы выотриоморфнозернистые, в гранит- и гранодиорит-порфирах, микроклиноморфнозернистые. Платиноклаз - зональный андезит № 30-35. Зерна калиевого полевого шпата ксеноморфны, вкрапляют мельчайшие идиоморфные кристаллы платиноклаза и очень редко темноцветных и акцессорных минералов. Зерна кварца обычно ксеноморфны, идиоморфны лишь фенокристаллы.

Граниты лейкократовые (73 Ст¹?). Небольшие штоки (площадь до 2 км²) и маломощные жилы (до 10-20 см) мелкозернистых лейкократовых гранитов встречаются только в пределах массивов гранитоидов первой фазы раннемагматических интрузий. Контакты жил лейкократовых гранитов с гранодиоритами рваные. Наиболее типичны светло-серые и розовато-серые массивные граниты. Для них характерно наличие редких более крупнозернистых обособлений (до 1-2 см), состоящих из розового калиевого полевого шпата и кварца, и пятнистая окраска, обусловленная наличием рыжих плагиоклазов-двориков вокруг зерен ортоклаза. Состав гранитов: платиноклаз-олитоклаз от № 22-24 до 16-17 (23-27%), калиевый полевой шпат - 2V = -54-64° (32-39%), кварц (36-37%), биотит - до 3%, акцессорные - магнетит, сфен, ортит - 0,5%. Структура пород выотриовая, гранитовая, гипидиоморфнозернистая с участками графической и мirmekитовой.

Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры (дайки и малые тела) (р⁶ Ст¹?) слагают

дайки и значительно реже, более крупные тела штокообразной (Бончокский - 4 км²) и дакситообразной (два массива в междуречье Тарына и Желтинякана - 16 и 20 км²) форм. Четко выделяются два дайковых пояса. Один из них протягивается от верховьев р. Олонго в верхнее течение р. Бунты, где простирается даек, меняясь с северо-восточного на широтное, что, видимо, обусловлено близостью зоны Станового разлома. Ширина этого пояса от 4 до 8 км, протяженность - 50-60 км. Другой пояс, простиравшийся от верховьев р. Дес в долину верхнего течения р. Андреевский Ключ, также тяготеет к зоне Станового разлома; простирается даек с запада на северо-восточном направлении оверняющих Становой разлом трещин. Протяженность пояса 30 км, ширина 5-10 км. Дайковые тела, расположенные вне пределов описанных поясов, имеют преобладающее северо-восточное, реже субширотное простирание. Средняя протяженность даек несколько сотен метров, отдельных до 4-5 км. Мощность их в среднем составляет 40-50 м, наиболее протяженных до 100 м. Заглубление даек обычно круглое, близкое к вертикальному, реже наблюдаются пологонадавшие дайковые тела. Состав даек колеблется от гранит-порфиров до гранодиорит-порфиров при преобладании последних.

Бончокский массив сложен шегитогранит-порфирами; массивы, расположенные в пределах Сутягской депрессии - гранодиорит-порфирами.

Гранит-порфиры - лейкократовые породы с крупными (0,3-1,0 см) изометричными вкрапленниками кварца и мелкими (0,1-0,3 см) платиноклаза (альбит № 5-8 - олигоклаз № 11-14) и калиевого полевого шпата. Количество вкрапленников варьирует от 15 до 50%. Кварц-полевощпатовая основная масса пород имеет микроклиноморфнозернистую и микрогранитовую, очень редко псевдооберолитовую структуру.

Платиогранит-порфиры отличаются несколько меньшей степенью раскристаллизации основной массы, а также преобладанием в составе вкрапленников платиноклаза (альбит № 5-10) при незначительном содержании кварца и отсутствии калиевого полевого шпата.

Гранодиорит-порфиры, слагающие дайки, светлые, розовато-серые породы, содержащие иногда до 70% вкрапленников полевых шпатов двух генераций. Первая представлена единичными (до 2 см) крупными идиоморфными кристаллами калиевого полевого шпата, вторая - зернами платиноклаза, лишенными четких кристаллографических очертаний (размером 1-5 мм). Структура пород порфировая с микро-выотриоморфнозернистой структурой основной массы кварц-полево-

штатового состава. Тонкозональный платиноид аз предстает андизитом № 33-37, реже олигоклазом № 27. Калиевый полевой шпат и кварц наблюдаются в виде отдельных ксеноморфных зерен. Роговая обманка - зеленая, обыкновенная, образует идиоморфные кристаллы; $C:Ne = 21:23^{\circ}$. Редкие лейцит бурого биотита замещены обычно хлоритом. Гранодиорит-порфиры, слогающие массивы, характеризуются меньшей степенью раскрытия кристаллизации основной массы пород. Для них характерны криптористаллические и микрокристаллические структуры.

Раннемеловые (?) интрузии первой фазы, выделенные на территории листа № 52-II, имеют широкое площадное развитие в зоне Становика-Джугджура. Однако их возраст точно не определен.

В.Н.Мошкин и В.А.Альбов (1959) считают гранитоиды донинемеловыми на основании налетания нижнемеловых конгломератов с флюоритом неомом на их размытой поверхности (в верхнем течении р.Удн). А.Т.Кац (1962 г.) датирует возраст гранодиоритов как раннемеловой, так как на смежной с запада территории (лист № 52-I) в триангитах были найдены ксенолиты порфиров вулканической толщи нижнего мела. На территории листа № 52-II взаимоотношения между интрузивными и осадочно-вулканическими породами нижнего мела не наблюдались. Поскольку данные о возрасте гранодиоритов первой фазы являются противоречивыми, возраст их определяется как раннемеловой условно. Беспорочность мезозойского возраста этих интрузий подтверждается определением абсолютного возраста калий-аргоновым методом, данными цифры - 145, 110-120, 88 млн. лет (Давановский, 1959; Мошкин, 1961). Возраст гранитоидов второй и гранитов третьей фазы определяется как раннемеловой на основании прорывания ими гранитоидов первой фазы. Мелкие тела и дайки гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров прорывают отложения нижнего мела. Однако верхняя возрастная граница этих интрузий в регионе не установлена, поэтому возраст их определяется как раннемеловой условно.

ТЕКТОНИКА

Территория листа № 52-II расположена в зоне сопряжения архейских структур Алданского шита с раннепротерозойскими структурами Становой складчатой области. Сложнодислоцированное метаморфические толщ архей и нижнего протерозоя совместно образуют кристаллическое основание, подвергшееся в мезозое гнбовым деформациям. На размытой поверхности кристаллического основания по-

то залегает платформенный чехол, представленный континентальными образованиями юры и нижнего мела (рис.2).

СТРУКТУРА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ

А л д а н с к и й ш и т . Начало формирования архейских структур связано с этапом, во время которого происходило накопление мощных осадочно-вулканических образований. Если для начала архейского этапа (интрукция серия) характерно накопление терригенных отложений, то в более позднее время происходит излияние базальтов, впоследствии превращенных в толщу пироксеновых кристаллических сланцев (Давановский, Лазина и др., 1961). Складчатость архейских толщ сопровождалась внедрением синоротенных аляскинских гранитов, образовавших конкордантные массивы. С завершением магматизма наступает этап консолидации архейских структур, которые характеризуются преобладающими северо-западными простираниями широкими, простыми, местами скатыми и опрокинутыми складок. Среди архейских складчатых структур выделяются Нижне-Джелиндинская, Желиндаканская, Усмунская и Центральная антиклиналы и Китинская синклиналь.

Ось Нижне-Джелиндинской антиклиналы проходит по правому водоразделу р.Петровский Кич и по левобережью р.Ниж.Джелинда. Ядро складки сложено породами нижней подсистемы верхнеалданской свиты, северо-восточное крыло, сложенное разломом - породами верхней подсистемы верхнеалданской свиты, юго-западное срезово разломом. Протяженность складки 18-20 км, размах крыльев 10-12 км. К северо-западу происходит погружение шарнира этой складки, что устанавливается по исчезновению в этом направлении кварцитов, залегавших в ее ядре. Строение складки простое. Углы падения на крыльях не превышают 70° .

Джелиндаканская антиклиналь простирается в северо-западном направлении на протяжении Нижне-Джелиндинской. Ее ось проходит по правому водоразделу р.Джелиндакан и по водоразделу Сутам-Туптин. В бассейне рек Желиндакан и Тарнак ядро складки сложено породами улунчинской свиты. К северо-западу шарнир складки погружается и породы этой свиты перекарываются породами нижнеулунчинской свиты. На периклиналином замыкании складки (правый водораздел р.Джелиндакан) отмечаются субширотные простирания тнейсов с падением на север под углом 70° . К северу шарнир складки гнбно возмывается, так как на смежных с севера площадях (лист 0-52-XXXX) на продолжении структуры отмечаются породы интрукционной

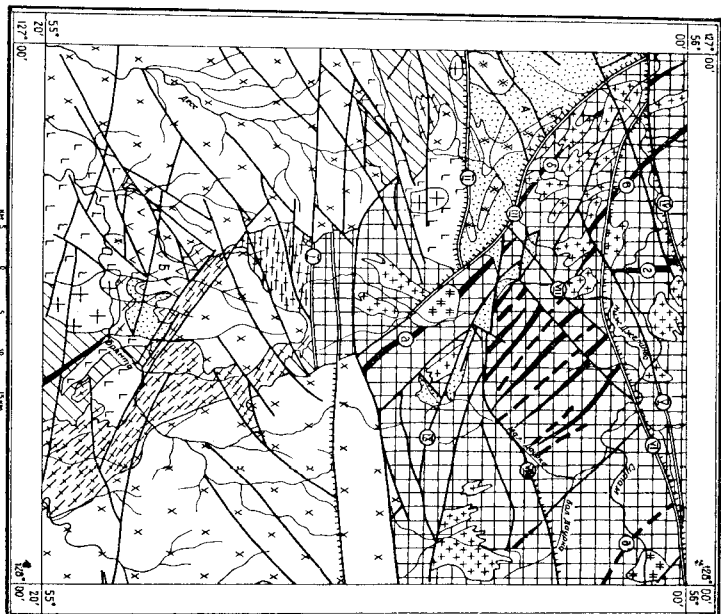


Рис. 2. Тектоническая схема



Структуры кристаллического основания: а) для асимметричного строения: 1 - область распространения сложносинклinalных архейских кристаллических образований; 2 - синклinalные массивы архейских гранитов; 3 - трещинные тела раннепротерозойских гранитов. Стационарные структуры: 4 - область распространения дисциplinированных раннепротерозойских метаморфических пород; 5 - раннепротерозойские массивы гранитов; 6 - синклinalные массивы раннепротерозойских гранитов; 7 - позднепротерозойские массивы раннепротерозойских гранитов.

Плещформенный чехол и структуры этажа глыбовых деформаций кристаллического основания: 8 - грабенобразные депрессии, выполненные палеозойскими осадочными породами и известными; 9 - эффузивные покровы нижнего мезозоя; 10 - трещинные интрузии раннепротерозойских гранитов; 11 - дайки и дайкиоподобные тела раннепротерозойских гранитов-порфиров.

Основные структуры и их элементы: 12 - оси антиклинальных структур и направления их погружения; 13 - оси синклinalных структур и направления их возмущения; 14 - разрывные нарушения с длительной историей формирования с указанием плоскости смещения; 15 - разрывные нарушения с длительной историей формирования; 16 - разломные прочие.

Структуры: а) антиклинальные (обозначены буквами в кружках): а - Нижне-Джигаловская, б - Джигаловская, в - Усманская, г - Центральная, с - Индиганская; д - Индиганская; разломные (обозначены цифрами в кружках): 1 - Южно-Стеновой, 2 - Северо-Стеновой, 3 - Джигаловско-Лервовский, 4 - Тас-Джигаловский, 5 - Кабатанский 1, 6 - Кабатанский 2, 7 - Нижне-Джигаловский, 8 - Индиганский, 9 - Мало-Джигаловский, 10 - Верхне-Джигаловский, 11 - Верхне-Джигаловский, 12 - Верхне-Джигаловский, 13 - Верхне-Джигаловский, 14 - Верхне-Джигаловский, 15 - Верхне-Джигаловский, 16 - Верхне-Джигаловский.

серии. Протяженность Джигаловской антиклинали в пределах описываемой территории 26-27 км, размах крыльев 6-8 км. Это линейная, симметричная структура с крутыми углами падения крыльев - 50-80°. Ее юго-западное крыло осложняется Джигаловско-Лервовскими разломами. Северо-восточное крыло на южном фланге осложнено породами нижнеусманской свиты, а севернее структура без видного синклinalного перегиба (в этом месте развиты граниты) переходит к запятой усманской антиклинали. Ядро последней на значительном протяжении (р. Туптикан) сложено породами фелловской свиты. Далее на юго-востоке, по распространению оси усманской антиклинали, развиты породы усманской свиты, что свидетельствует о погружении шарнира антиклинали в этом направлении. Ядро усманской антиклинали на водоразделе рек Сулам-Ниж. Джигаловско-Южно-Джигаловской, а крылья породами нижнеусманской свиты. Протяженность усманской структуры в пределах территории свиты - 24 км, размах крыльев 8-10 км. Морфология складки сложная. Северная ее часть до линии суживающегося Тас-Джигаловского разлома, проходящего вдоль долины р. Сулам, запятой на северо-востоке под углами 65-70°. К юго-востоку за разломом складка характеризуется симметричным строением с крутыми углами падения крыльев - 70-85°. На юго-востоке она срезается Нижне-Джигаловским разломом, проходящим по правобережью р. Ниж. Джигаловки.

Центральная антиклиналь, в ядре которой вскрываются породы усманской свиты, имеет меридиональное простирание. Ее шарнир погружается на юг (правый водораздел р. Тас-Джигалов). Крылья антиклинали сложены породами нижнеусманской свиты. В районе нижнего течения р. Тас-Джигалов и юго-западе складки, которая имеет в плане подковообразную форму и асимметричное строение: крутое (70°) западное крыло и пологое (10-30°) восточное. На погружении складки в тейсах усманской и нижнеусманской свиты фиксируются суживающиеся простирания и падения на юг с углами 60-65°. Строение Центральной антиклинали сложное. На северо-востоке до линии суживающегося Тас-Джигаловского разлома западное крыло складки запятой, что отвечает аналогичному строению северного фланга усманской антиклинали. Южнее разлома складка имеет симметричное строение с падением крыльев 60-60°.

Складки в бассейне рек Мат. и Бол. Джигалов построены более сложно. На водоразделах Ниж. Джигаловки - Мат. Джигаловки, Мат. Джигаловки - Бол. Джигаловки метаморфические породы собраны в систему складчатых линейных антиклинальных и синклinalных складок северо-западного простирания. Углы падения крыльев в антиклиналях достигают 60-70° и выглаживаются до 40° в синклиналях. Размах

крышнев синклиналей варьирует в пределах от 800 до 2000 м. Шарниры антиклинальных складок испытывают погружение на юго-восток. Изредка встречаются сундучные складки с крутыми падениями крышнев (до 80°) и сравнительно пологими (от 25-30° до горизонтальных) залеганиями пород в ядре (антиклиналь в 4 км к северо-востоку от высоты 1672,0 м). К юго-востоку, по простиранию, симметричные складки междуречья Ниж.Делиндан-Мел.Дауры резко переходят в запрокинутую на юго-восток структуру (водораздел рек Мел.-Даурка - Бол.Даурка). Этот переход проходит по линии северо-восточного Юктинского разлома, совпадающего с направлением долины р.Мел.Даурка. Здесь преобладают северо-западные, реже субширотные, простирания, падения на северо-восток и север-северо-восток под углами 50-70°.

К северо-востоку зона сложной складчатости (право- и левобережье р.Бол.Даурки) сменяется простой синклинальной Юктинской структурой, ядро которой сложено породами кариканской свиты (водораздел Сутам-Бол.Даурка, Сутам-Кабакта). В плане Юктинская синклиналь имеет овальную форму и северо-западное простирание. Крышнев складки сложены породами верхнесундучинской свиты. Субширотные простирания северо-восточного крыла ограничиваются широтным Кабактинским - вторым разломом, совпадающим с долиной р.Кабакта, от северо-западных простираний структур, выделенных В.В.Архангельской (1959) на территории листа 0-52-XXXII. Протяженность Юктинской синклинали, включая ее часть, попадающую на территорию листа N-52-III, - 20-25 км, размах крышнев 10-15 км. Морфология Юктинской складки проста, какие-либо усложнения ее крышнев не наблюдались. Падения пород крутые - от 60-80° на юго-западном крыше, до 50-60° на центрально-восточном замыкании и северо-восточном крыле.

Из дисъюнктивов, осложнявших архейские складки, преобладающее развитие получили разрывы, ориентированные под углом к простиранию складок. Согласно нарушения менее характерны. Из основных северо-западных разрывов выделяется Делинданово-Петровский разлом. Из разрывов секущих складчатые структуры наиболее крупными являются: Тас-Дряхский, Кабактинский - первый и Кабактанский - второй, Нижне-Делинданский, Юктинский и Мело-Даурский разломы. Все эти нарушения, также как и оперяющие их и параллельные трещины, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках, четко устанавливаются на местности и часто сопровождаются маломощными (300-500 м) зонами катаклаза и мидонизации. Секущие нарушения возникли, скорее всего, как крупные сколы в напряженной зоне перехода симметричных пикетивных структур к запрокину-

тым и квидифицируются как вбросо-сдвиги с незначительной вертикальной амплитудой перемещения и крутыми падениями плоскости смещения. Движения по согласным разрывам или близким к ним (Делинданово-Петровский, Мело-Даурский разломы) характеризуются более значительными вертикальными перемещениями (1000-1500 м), приводящими к образованию горста, сложенного породами интрузивной серии.

С т а н о в а я с к л а д ч а т а я о б л а с т ь .

К началу нижнего протерозоя ядро южной окраины Алданского щита образуется теосинклинальная область Становика-Дудутура. Складчатые движения, охватившие эту область в нижнем протерозое, были сложными и проходили, вероятно, в несколько фаз, о чем свидетельствуют многофазные проявления мигматизма. Ранние этапы развития нижнепротерозойской теосинклинали сопровождались мощными расколами и внедрением пластовых и секущих интрузий основного ряда, впоследствии превращенных в метаболито и амфиболиты. Развитие складчатости протекало одновременно с метаморфизацией осадочных толщ в условиях амфиболитовой фации. Интенсивные складчатые движения сопровождалась интрузией синорогенных массивов гранитов, мигматизирующих вмещающие их породы. В пределах Алданского щита раннепротерозойский тектогенез проявился сериями разрывов, параллельных ступню архейских и нижнепротерозойских структур, а также дискорданными интрузиями гранитоидов.

Нижнепротерозойские складчатые структуры в пределах территории листа расширяваются с трудом. Это объясняется незначительными площадными выходами метаморфических пород нижнего протерозоя, слабой обогащенностью и разобщенностью их интрузиями.

На юге, в бассейне р.Брянты, располагается антиклинальная складка, ядро которой сложено пластовым телом амфиболитов и provavelmente нижнепротерозойскими гранитами. Ось этой складки протягивается в северо-западном направлении от р.Утулай, через устье р.Половинка (левый приток р.Брянты) и руч. Иналичи (правый приток р.Брянты). В этом же направлении протягивается довольно широкий погоса (3-4 км) диффторитов и диффторированных пород, связанных, скорее всего, с зоной интенсивной трещиноватости, прорубленной к ядру антиклинали. Юго-западное крыло складки сложено тнейсами гудинской (?) свиты и плесовым телом амфиболитов. На правобережье р.Брянты намечается переклинаясье замыкание антиклинали, северо-восточное крыло которой маскируется нижнепротерозойскими гранитоидами. Простирания пород юго-западного крыла северо-западные, к северу переходящие в субмеридиональные. Углы падения от 70-60° до 40-45° (на замыкании структур). Ядро и юго-запад-

ное крыло складки осложнено дополнительной складчатостью.

К тектоническим разрывам раннепротерозойского заложения относятся система широтных нарушений, получающая в литературе название Станового глубинного разлома (Лушковский, 1962). Становой разлом является границей раздела структур Алданского щита и раннепротерозойской Становой складчатой области и сопровождается широкой полосой диффуритов, протягивающихся от устья р. Никши (лист О-51-XXXII) на западе, далее на восток через бассейны Алдана, Ленгры, Тимтона в бассейне верхнего течения р. Суты.

Непосредственно на территории листа N-52-II установлено два основные системы Станового разлома: Южно-Становой, Северо-Становой. Разлом первой системы имеет широтное простирание и проходит через верховья рек Утулай-Макит, Брянты, Десса. Сам разлом и оперяющие его параллельные дивергентные хорошо дешифрируются и выражены в рельефе уступами (верховья рек Утулай-Макит и Брянты). Параллельно основной линии Южно-Станового разлома в 16 км к северу в широтном направлении протягивается Северо-Становой разлом, являющийся южной границей Сутамской депрессии. Времен зарожения разломов обеих систем следует связывать с периодом заложения раннепротерозойской геосинклинали. В последующее время разломы и оперяющие их трещины служили путями для проникновения гидротермальных растворов, что выразилось в понижении мощной зоны диффуритов и дивергентных пород. Простирания в зоне диффуритов имеют субширотные направления, параллельные Южно-Становому и Северо-Становому разломам. Вероятнее всего, дислокации в этой зоне связаны с интенсивными движениями по обеим системам разломов, приведшими к раздроблению и развалыванию пород, которые были впоследствии ретресивно метаморфизованы. Южно-Становой и Северо-Становой разломы представляют собой взбросы с падением плоскости сместителя на юг, под углами порядка 70-85°.

На юге района наибольший интерес представляет зона трещиноватости и связанного с ней диффуреза, проходящая по яру ая-тинкинской складки, расположенному на водоразделе Брянта-Утулай. К юго-востоку за пределами описываемого района эта зона прослежена на протяжении 90 км и пересекает бассейн Мульмута, Мульмута, уходя на устье р. Суты (правый приток р. Сети). К северо-западу она маскируется мезозойскими гранитоидами. Вдоль зоны трещиноватости отмечается интенсивное смещение метаморфических пород, сложная их дислокация, запрокинутые залегания, участки расщепления, диффуреза и проявления кристаллического метасоматоза (гидротермально-метасоматические вторичные кварциты). Вероятно,

описываемая зона является отголоском мощного разлома, зародившегося на ранних этапах развития раннепротерозойской геосинклинали, т.е. она контролируется габбро и габбро-аффидами ранних этапов развития раннепротерозойской Становой складчатой области. Складчатое развитие Становой области завершилось в конце нижнего протерозоя консолидацией страны, нараставшей Алданский щит с юга. С этого времени начинается платформенный этап развития Алданского щита и Становой складчатой зоны. Геологическая история развития района в синию и палеозое не документирована вследствие отсутствия в его пределах образований этого возраста.

ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ И СТРУКТУРА ЭТАПА ПЛЫВОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ

По представлениям В.К. Дзевановского и др. (1961), на месте древнего предгорного прогиба в преддверье время образовалась депрессия, впоследствии заполнившаяся друкскими осадками. В начале мелового времени ранее устойчивое поднятие Станового хребта испытывает блочные перемещения по зонам древних разломов, и в локальных депрессиях происходит накопление нижне меловых осадочно-вулканотенных образований. Подвижность Становой складчатой зоны в мезозойское время обусловлена развитием Монголо-Охотской геосинклинали. Все геотектонические процессы, проходившие в ее пределах, находили свое отражение в Становой зоне и южной окраине Алданского щита в виде разломов, глыбовых перемещений (тектонические депрессии с сохранившимися осадками юры и мела) и внедрения трещинных мезозойских интрузий.

Друкские осадочные породы, развитые в среднем течении р. Никши. Деления, большей частью ограничены разломами от более древних образований. При преобладающих сравнительно пологих залеганиях (20-30°) на участках, близких к разломам, наблюдаются крутые угли (70-90°) падения пород и мелкие, часто остроугольные складки, сопровождающиеся разрывами (левый борт долины р. Никши, Деления, против с.б.в. Прииска Викторовского).

Нижнемеловые образования залегает в предобналичных Сутамской и Верхнебрюггинской депрессиях. Первый имеет в плане форму треугольника, ограничена крутопадающими на юг Деления-Летровскими (с севера) и Северо-Становыми (с юга) разломами. Ее площадь в пределах листа равна 120 км². Нижнемеловые породы внутри Сутамской депрессии залегает спокойно, образуя волнистые подогие

показательные структуры, выписывающиеся в контуры депрессии (углы падения $10-30^\circ$). Некоторое усложнение складок отмечается вблизи зон разломов. В этом случае часто наблюдаются крутые углы падения до 70° и дешифрируются узкие, линейно вытянутые вдоль разломов складки (водораздел ки.Бол.Безымянного и р.Джелиндакан). Верхнебританская депрессия (правобережье р.Брэнты) ограничена системой северо-восточных, северо-западных и субширотных разломов и имеет площадь 60 км^2 , из которых 45 км^2 занято горизонтально залегавшими эффузивами. Туфогенно-осадочная толща, подстилающая эффузивы, залегает также под углом ($10-20^\circ$).

Разрывные структуры мезозойского тектогенеза подразделяются на две категории: собственные по унаследованным структурам более раннего заложения и собственно мезозойские.

Обновление древних разрывов подтверждается их взаимостношением с мезозойскими гранитоидами, которые они секут и смешивают (система Южно-Станового разлома), а также ограничением мезозойских депрессий системами древних разломов (Сутамская депрессия ограничена Северо-Становым и Джелиндакано-Петровским разломами) и, наконец, древние разломы служили путями для внедрения мезозойских гипобисалтных интрузий и даек. Примером этому служат дайкиовые поля вдоль Южно-Станового и Северо-Станового разломов.

Собственно мезозойские разрывы имеют северо-восточное направление и преобладают на ште, где преимущественно развиты мезозойские гранитоиды. Северо-восточные расколы служили путями внедрения раннемеловых даек. В местах сопряжения северо-восточных трещин с древними нарушениями происходило изгибание нижнемиловых эффузивов (правобережье р.Брэнты) и интенсивные проявление гидротермальных процессов, с которыми связываются золоторудные проявления (верховья рек Петровский Кичу и Андреевский Кичу).

Северо-восточные трещины, служившие путями внедрения даек, дешифрируются как вертикальные (или близкие к ним) глубокие расколы.

В конце мела - начале кайнозоя происходит общее воздымание Становой складчатой области и прилегающих территорий. Наступает континентальный этап развития, характеризующийся тектоническими движениями кайнозойского времени по плоскости древних разломов. Это привело к оживлению эрозионной деятельности, интенсивному размытию древних пород, накоплению дельтовых образований в депрессиях, сплосковатого перестройке гидросети и формированию крупных форм современного рельефа.

Достаточно убедительной иллюстрацией, подтверждающей тектонические построения на территории листа N-51-II, является карта

трайфонов ΔT (см.рис. I).

Магнитное поле площади развития архейских структур характеризуется повышенным положительным фоном с колебаниями полного вектора от 0 до +9000 гамм. Наивысшие значения связаны с проявлениями магнетитовых руд по правому и левобережью р.Сутам. Потенциальные значения полного вектора от +1000 до +7000 гамм, связанные с пироксеновыми гнейсами верхнекунагинской и нижнекунагинской свит, образуют хорошо выраженные пики, ориентированные в северо-западном направлении, т.е. по простиранию архейских толщ. Часть территории, сложеной диафторитами и диафторизованными породами, характеризуется низкой интенсивностью полного вектора до -600 гамм. Для области развития раннепротерозойских метаморфических пород и прорывавших их раннемеловых интрузий типично в отличие от архейских структур ровное поле с интенсивностью от -600 до +2500 гамм. Максимальные значения полного вектора относятся к площадям массивов амфиболитов и таборо-амфиболитов (бассейн р.Брэнты, г.Луца и верховья р.Тарынак). Характер распределения магнитного поля над раннемеловыми интрузиями рассмотрен в главе "Интрузивные породы". На общем низком фоне значений полного вектора типично для нижнемеловых пород Сутамской депрессии (-200-600 гамм), проявляется более высокая интенсивность (до +2000 гамм), связанная с интрузиями нижнемеловых протодюрит-порфиров. Довольно четко фиксируется Джелиндакано-Петровский разлом, являющийся северо-восточной границей Сутамской депрессии.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В пределах района выделяются две геоморфологические области: первая располагается к северу от оси Станового хребта, вторая охватывает южные предгорья Станового хребта (рис.3). Первая область представляет собой поверхность, приподнятую в среднем на 200 м над уровнем южных предгорий и характеризующуюся интенсивным эрозионным расчленением. В южных предгорьях преобладает умеренно-расчлененный мягкий рельеф. Становой хребет морфологически не выражен и по сути дела представляет собой пологосклонистый водораздел бассейнов рек Брэнты и Сутамы. Он резко асимметричен: с северным пологим склоном, плавно переходящим к пологосклонности северных предгорий, и крутым южным склоном (рис.3).

В пределах области северных предгорий выделяются: денудационный рельеф поверхности выравнивания; эрозионный среднетерриториальный

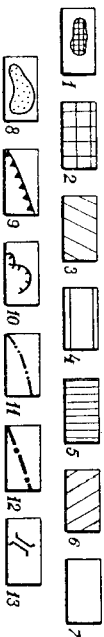
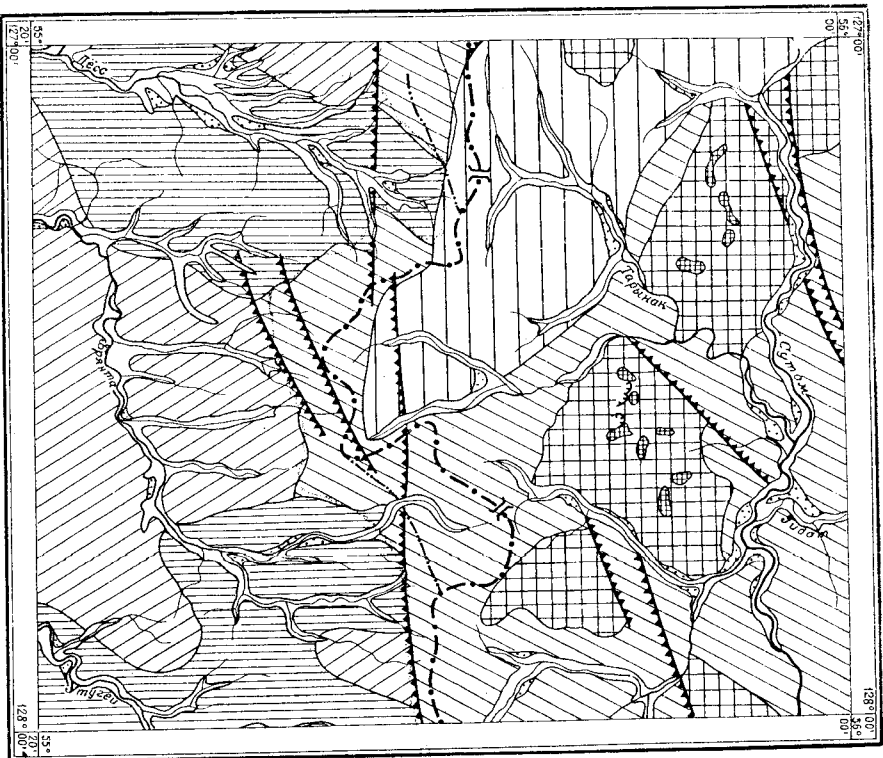


Рис. 3. Геоморфопетическая схема

А. Рельеф северных предгорий Станового хребта: 1 - денудационный рельеф поверхности выравнивания; 2 - эрозийный, средний; 3 - денудационно-эрозийный, средний; 4 - умеренно расчлененный рельеф участков умеренных поднятий; 5 - эрозийно-денудационный слабо расчлененный полого-склонный рельеф; 6 - денудационно-эрозийный слабо расчлененный полого-склонный рельеф; 7 - пойма и высокая пойма; 8 - первая и вторая надпойменные террасы; 9 - прочие обозначения; 10 - кары; 11 - линия предполагаемого древнего глянцевого водораздела Станового хребта на участках перестройки гидроосети; 12 - линия современного глянцевого водораздела Станового хребта; 13 - бромные участки речных долин, связанных с мелководными перекатами.

глубоко и резко расчлененный; денудационно-эрозийный, средне-горный умеренно расчлененный и эрозийно-денудационный, средне-горный, слабо расчлененный полого-склонный типы рельефа.

Эрозийный среднеторный глубоко и резко расчлененный рельеф приурочен к участкам интенсивных новейших поднятий и развит на метаморфических и интрузивных породах архея на площади межтекущих Ниж. Джелинда, Бол. и Мал. Даврук и по правобережью р. Сулам. Максимальные абсолютные отметки 1800-1672 м. Глубина впадины 300-600 м. Средняя крутизна склонов 10-15°, максимальная 25-30°. Поверхность водораздела в пределах наиболее резко расчлененных участков (водоразделов Ниж. Джелинда - Мал. Даврук, Ниж. Джелинда-Сулам) узкие, уплощенные, иногда треугольные с реликтами древних денудационных поверхностей выравнивания, расположенных на абсолютных высотах 1300-1500 м.

Денудационно-эрозийный, среднеторный умеренно расчлененный рельеф тяготеет к участкам умеренных поднятий (бассейны среднего и нижнего течений рек Ниж. Джелинда, Тарынак, Бол. и Мал. Даврук) и характеризуется округлыми водоразделами, широкими пологими склонами с максимальной крутизной 10-15°. Этот рельеф обязан своим происхождением преимущественно эрозийным процессам при незначительном проявлении денудации. В пределах описанных типов рельефа преобладают скальные останцы, уступы и резкие перегибы, приуроченные к тектоническим трещинам, останцовые террасы на отпрепарированных выходах кварцитов и даек, а также солифидационно-глинистые шлейфы. Долины характеризуются развитием пойм (до 3 м), первой (до 3-6 м) и второй (6-12 м) надпойменных террас. Следы карового оледенения отмечаются в вершинах правых притоков р. Ниж. Джелинда на высотах 1500-1600 м. Кары хорошо сохранились и являются, видимо, следами последнего верхнечетвертичного оледенения.

Эрозийно-денудационный среднеторный слабо расчлененный полого-склонный рельеф развит в пределах Суламской депрессии и относительно стабильного участка сложного диафторитизма. Он занимает площадь бассейнов рек Джелинда, Тарынак, Андеевский Ключ и Петровский Ключ. Абсолютные отметки 900-1100 м. Глубина впадины 200-250 м, средняя крутизна склонов 5-6°. Рельеф отличается мягкими формами, округлыми водоразделами и широкими пологими склонами. На фоне этого рельефа четко выделяются формы, приуроченные к отпрепарированным дайкам и малым телам гранодиорит-порфиров. В последнем случае рельеф характеризуется резким расчленением, крутыми склонами и узкими треугольными водоразделами (вершины р. Джелинда). Речные долины широкие с широкими

плоскими днами и причудливо меандрирующими руслами (р. Тарнак). Широко развита высокая пойма (до 3 м) и первая надпойменная терраса (3-6 м). В формировании современной скульптуры этого рельефа основную роль сыграли процессы денудации, в значительной степени переработавшие более ранние эрозионные формы.

В области южных предгорий Станового хребта выделяются эрозивно-денудационный низкотеррасный слабо расчлененный пологохолмистый и денудационно-эрозионный низкотеррасный умеренно расчлененный пологохолмистый типы рельефа.

Первый развет в пределах бассейна р. Десс и верховьев р. Бринты на площади, сложеной метаморфическими и интрузивными породами протерозоя и гранитоидами мезозоя. Максимальные абсолютные высоты 600-800 м. Глубина вреза до 150 м. Этот рельеф характеризуется плохо выраженными водоразделами, незаметно переходящими в пологие (5-9°) склоны долин.

Денудационно-эрозионный низкотеррасный умеренно расчлененный пологохолмистый рельеф занимает большую часть площади бассейна р. Бринты и развит на метаморфических и интрузивных породах нижнего протерозоя и на мезозойских гранитоидах. Абсолютные высоты здесь варьируют в пределах от 800 до 1070 м. Рельеф характеризуется мягкими формами, широкими уплощенными водоразделами и пологими склонами (3-10°). Глубина вреза 250-300 м.

Из форм рельефа в пределах территории южных предгорий Станового хребта преобладают останцы и солифлюкционно-дальневильные шлейфы у подножия склонов. Речные долины имеют пологохолмистый, либо линкообразный поперечный профиль. Долины в основном драматичны, хорошо разработанные, широкие, террасированные. В бассейнах рек Десса и Бринты комплекс низких и высоких террас представлен наиболее полно. Здесь повсеместно отмечается пойма высотой до 3 м, первая надпойменная терраса (4-6 м), вторая надпойменная терраса (10-12 м). Третья надпойменная терраса (18-25 м) встречается обрывками в верховьях р. Десс и на субшироком участке долины р. Бринты. Терраса повсеместно цокольная с очень редкими сохранившимися остатками аллювия в виде хорошо окатанной гальки. В основном аллювий сбит.

На фоне низкотеррасного и умеренно расчлененного пологохолмистого и мягкого рельефа южных предгорий Станового хребта резко выступают более расчлененные формы его южных склонов, которые по своей характеристике отвечают эрозионному среднетеррасному умеренно расчлененному рельефу северных предгорий. Максимальные абсолютные высоты здесь достигают 1000-1400 м, глубина вреза 300-500 м. Южный склон Станового хребта характеризуется значи-

тельной крутизной (до 20-25°) и глубокими V-образными речными долинами. В верховьях отмечается интенсивный врез речных долин в южные склоны Становика, в пределах которого имеются четкие признаки перестройки тидросети, происходившей, видимо, в верхнечетвертичное время. Так, верховья левого притока р. Надд-Ларнак (система р. Сутам), берущего начало на северном склоне Становика, в прошлом включали в себя субширокий участок Верхне-то течения р. Десс (система р. Бринты). Реки Мал. Бринты и верховья Бол. Бринты с южным тидат-Макит в это время выглядели, с южными рек Бол. Дурки и Петровский Кичу (система р. Сутам). Водораздел проходил тогда соответственно несколько южнее. Это перемещение к северу вероятнее всего связано с тектоническими движениями по Южно-Становому разлому, способствовавшими интенсификации врезу верховьев рек системы р. Бринты и перехвату ими верховьев рек Сутамского бассейна. Брошенный участок древней долины Бринты - Мал. Дурка установлен на Становом водоразделе между истоками р. тидат-Макит и Мал. Бринтой в виде четко выраженного руслового углубления и поймы, заросшей травой и кустарником.

Наполение золотосных россыпей, широко развитых в районе тесно связано со всей предшествующей историей развития рельефа. Суровые климатические условия, высокая стойкость пород, старых ших территорий листа, обусловили незначительный эрозионный врез в кайновое. Об этом свидетельствуют такие факты, как широкое развитие в районе типичных мезозойских интрузий, наличие останцов поверхностей выравнивания, являющихся реликтами нижнечетвертичного оледенения, а также наличие сохранившихся от размытия мезозойских останков. По мнению В. А. Билибина (1937) величина эрозионного среза в кайновое для россыпей Становой провинции не превышает 170 м. В связи с этим поступление золота и других полезных ископаемых в тидросеть происходило на последнем историческом этапе развития рельефа, а характер их размещения в пределах дна речных долин в основном определен особенностями морфологического и гидрологического строения речных систем района. В его пределах отмечаются как участки сравнительно древнего рельефа с древней тидросетью и господством процессов аккумуляции, так и зоны более молодого активно развивающегося рельефа с преобладающим процессом выноса материала. К первым относятся большая часть долины р. Тарнак (без низовьев), реки Петровский Кичу и Андреевский Кичу, бассейны верховьев рек Десса и Бринты. Сюда же можно отнести и субмеридиональные участки рек Мал. и Бол. Дурок. В пределах указанных долин имелись оптимальные условия для аккумуляции. В связи с этим к ним приурочено подавляющее боль-

Шинство наиболее крупных россыпей района. Образование россыпей в долинах, приуроченных к зонам активно развивавшегося рельефа, неблагоприятно. Однако на отдельных участках в силу определенных геологических особенностей (тектонические впадины, характер пород, ставших дна дна и др.) создавались своеобразные ловушки, где расширения долин, характер шотика и ряд других факторов способствовали задержанию золота в аллювии и образованию богатых россыпей (районы приисков Викторовский и Андреевский).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Формирование месторождений и проявлений полезных ископаемых, расположенных на территории листа Д-52-П, происходило в несколько этапов. С первым - архейским этапом - связаны проявления осадочно-метаморфогенных магнетитовых руд в породах кюрканской свиты, а также редкоземельной минерализации в кварцитах Верхнеалданской свиты. С архейскими гранитами связывается проявление редкоземельной минерализации, которое приурочено к жилам ортогнейсов и пегматитовидных участков среди гранитов. Со вторым - раннепротерозойским этапом связаны проявления титана, никеля и кобальта, преимущественно и генетически приуроченные к массивам табо и табо-амфиолитов. В пегматитовых жилах отмечаются мусковит. С раннепротерозойским магматизмом богатынство исследователей (Андреев, 1947; Анерт, 1928; Билибин, 1937; Коржинский, 1953; Зверев, 1928) связывает проявления коренного золота, вкрапленного в дифференцированные породы. С мезозойским магматизмом, с его завершающей гидротермальной стадией, связываются медные руды, приуроченные к нижнемеловым гранодиорит-порфирам. Медная минерализация сопровождается проявлением золота, серебра, свинца. С мезозойским магматизмом связываются основная масса золота известного в районе, торного хрусталя, а также проявления ртути, молибдена и висмута, пока еще не обнаруженных в коренном залегании, но известных в аллювии. В завершающей кайнозойский этап происходит разрушение коренных источников полезных ископаемых, часть которых локализуется в современном аллювии, образуя россыпные месторождения и шиховые оролы. На территории листа известны аллювиальные россыпи золота, ильменита. В шихах встречаются хромит, ильменит, монацит, ортит, циркон, молибденит, киноварь, золота. Металлогенетическим опробо-

ванием установлен ряд солевых оролов с повышенным содержанием титана, кобальта, золота.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды известны на водоразделах рек Бод.Дурка - Сутам и Сутам-Кавакта (20, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28). Они приурочены к кварцитах кюрканской свиты архей и представлены вкрапленными, тонкопосочастыми, реже массивными рудами кварц-магнетитового и кварц-магнетит-пироксенового состава. Форма рудных тел неправильная, иногда линзовидная, вытянутая. Длина их достигает 200-250 м, мощность до 40-50 м. Содержание железа до 40% при среднем - около 30%. Наиболее крупные проявления отмечаются на водоразделе рек Бод.Дурка-Сутам (26, 27, 28). Протяженность рудной зоны по развалам и единичным останцам 300-350 м, мощность - 50-60 м. Содержание железа от 26 до 31%, титана от 0,02 до 1,75%, серы - от 0,01 до 0,02% и фосфора до 0,05%. (По результатам анализа 30 проб, Лебедев, 1957 г.). Генезис магнетитовых руд - осадочно-метаморфогенный. Их образование произошло за счет метаморфизма древних железистых осадков с последующим наложением метасоматических процессов в связи с внедрением архейских кислых гранитов. Все аномальные проявления, выявленные на территории листа, практически совпадают с описанными проявлениями, которые из-за небольших размеров и низких содержаний железа, практического интереса не представляют. Поэтому район в целом оценивается как перспективный на магнетитовые руды.

Титан. С разрушением Тарнанского массива связано образование россыпей ильменита по р.Тарнак и ее притоку Нелд-Тарнак (31). Долина р.Нелд-Тарнак широкая (400-500 м), пологосклонная. В составе аллювия (мощность до 8 м) преобладают пески и галечники. Аллювиальные отложения р.Тарнак ильменитосодержащие на интервале 14 км (от устья р.Нелд-Тарнак до резкого поворота реки на север). На этом отрезке долина, ширина которой варьирует от 400 м до 2 км, изобилует многочисленными болотами, старицами и протоками. Русло сильно меандрирует. В разрезе аллювиальных отложений выделяется пойма и I надпойменная терраса высотой до 6 м. Аллювий представлен хорошо окатанными галечниками и песками с небольшими прослоями глин. Его общая мощность составляет не

более 10 м. Содержание ильменита (по результатам анализа 50 штиховых проб, отобранных из руслового аллювия и аллювия высокой поймы) в реках Тарнак и Надла-Тарнак достигает 96 кг/м³, при среднем 13 кг/м³ (Глуховский, Микаилов, 1962 г.). При средней ширине русла 500 м, протяженности 20 км, минимальной, условно принимаемой мощности песков I м и среднем содержании 13 кг/м³, запасы ильменита оцениваются в 130 000 т. Учитывая частичное захоронение аллювиальных отложений под дельтавыми шлейфом, более высокие содержания ильменита на плуине, бывшую продуктивную мощность песков — запасы ильменита в русских р. Тарнак, возможно, превышают указанную цифру в несколько раз. Имеющиеся данные не позволяют оценить россыпь ильменита по р. Тарнак как промышленную. Ее ценность может быть установлена после проведения разведки. Постановка разведки в то же время не является первоочередной в связи с неблагоприятным географо-экономическим положением района.

Всего содержание ильменита (до 64 кг/м³) отмечаются во всех правых притоках реки Тарнак, пересекающих Тарнакский массив, и в ключах, размытых Лузинский массив, в котором установлены низкие концентрации титаноматнетита (до 5% в проглатных пробках). Однако из-за небольших размеров (длина долины до 2 км и ширина аллювия до 200 м) эти россыпи — шиховые ороны — 3,82 — не имеют промышленной ценности. Шиховый орон рутула (14) установлен в бассейнах рек Кабанта, Субугуттур I и Бол-Дуур-ка. Коренными источниками его являются тейсы архея.

Т и т а н о м а т н е т и т . Проявления титаноматнетита отмечаются в среднем течении р. Тарнак. Они приурочены к массиву габброидных пород и представлены неравномерной убогой выщелоченностью титаноматнетита и в меньшей степени ильменита и рутула. В пределах наиболее гранитизированных площадей Тарнакского массива отмечаются участки выщелоченных руд с содержанием титана до 1,8% и железа около 20% (36, 37). Генезис титановой минерализации тесно связан с процессами гранитизации массива, в результате которой происходило разложение темноцветных минералов с выделением значительных масс феррических элементов.

Х р о м . Хромит установлен в шихах, где он встречается в единичных знаках совместно с монацитом, цирконом, ортитом, ильменитом и рутилом и образует два орона (4, 21). Коренным источником хромита является, видимо, терригенные отложения нижнего мела (верховья р. Джелиндакан) и основные кристаллические сланцы кюрканской свиты архея с меломощными (1-5 м) линзами пироксенитов (крайний северо-восток территории листа). Предпола-

гаемые коренные источники хромита не являются промышленно благоприятными, и территория листа оценивается как неперспективная на хромит.

Цветные металлы

М е д . Брятинское месторождение меди (80) приурочено к тектоническому контакту штока нижнемеловых палигортанит-порфиоров с протерозойскими ортогнейсами. В береговом обрыве р. Брянт, в 120 м выше устья ручья Бончок, отмечается зона брекчий мощностью до 15 м, с тусклой сетью трещин, выполненных халькопиритом. Наряду с прожилковой минерализацией по всей массе брекчий отмечается мелкая выщелоченность и отдельные гнезда размером 0,1 х 0,3 м с содержанием рудных минералов до 10-30%. К северо-востоку от берегового обнажения рудноносная зона прослеживается по старым канавам на 50 м. Ее мощность здесь составляет 3,6 до 7 м. Далее она по обломкам оруденных брекчий прослеживается еще на 100-150 м до субширотного разлома, которым, видимо, и срезается. На левом берегу ключа Бончок, в 400 м от его устья, в усступе эрозийной террасы выкрывается еще одна, но более убогая рудная зона. Она протгивается в северо-восточном направлении и приурочена к зоне дробления в палигортанит-порфирах. Оруденение представлено выщелоченными и тонкопрожилковыми (доли сантиметра) рудами. По простиранию зона продолжается на расстояние 20 м при мощности оруденных пород около 1-1,5 м.

Минералы, составляющие рудные зоны, представлены халькопиритом, висмутином, сфалеритом и гипергенинными минералами: ковеллитом, халькозинном, борнитом, малахитом, азуритом и лимонитом. Кроме этого, в рудах месторождения установлено присутствие серебра в количествах до 50,8 — 166,8 г/т. Генезис месторождения гидротермальный. Медная минерализация сопровождается оквариванием, пиритизацией, хлоритизацией и карбонатизацией вмещающих пород.

Запасы месторождения, по данным Е. В. Минеева (1953 г.), составляют 8800 т меди при среднем содержании 1,6%. Следует отметить, что Е. В. Минеев ошибочно определил простирание рудной зоны, как ССЗ. При этом оруденение по руч. Бончок принималось им как продолжение первой зоны, что привело к завышению запасов месторождения. В связи с этим становится под сомнение вывод Е. В. Минеева о промышленной ценности месторождения; неизвестительные размеры и запасы позволяют классифицировать его как неперспективное.

Проявление меди в верховьях р. Десс (35) открыто М.М. Лебедевым (1957 г.). Оно представлено налетами азурита и малахита, приуроченными к трещинам в альбит-амфиболовых орозовикованных двусиликатных гнейсах. Содержание меди около 0,1%. Это проявление практической ценности не представляет.

Длинные знаки халькопирита отмечаются в шлихах из альбит-англезитовых пород, встречающихся в шлихах в верховьях р. Десс, где они образуют ореол (34). В этих же шлихах присутствуют базовисмитит, молибденит и золото. На площади ореола расположено проявление меди на р. Десс. Кроме этого, наличие в шлихах таких минералов как галенит, церусит и англезит свидетельствует о близости коренного источника и позволяет считать площадь ореола перспективной на открытие медных месторождений.

С в и н ц. Минералы свинца — галенит, вудфенин, церусит, англезит — встречаются в шлихах в верховьях р. Десс, где они образуют ореол (34). В этих же шлихах присутствуют базовисмитит, молибденит и золото. На площади ореола расположено проявление меди на р. Десс. Кроме этого, наличие в шлихах таких минералов как галенит, церусит и англезит свидетельствует о близости коренного источника и позволяет считать площадь ореола перспективной на открытие медных месторождений.

Н и к е л ь, к о б а л ь т. Повышенные содержания никеля и кобальта установлены спектротометрическим опробованием в пределах площади распространения основных пород Лучинского массива (39). По данным спектральных анализов сколовых проб содержания никеля и кобальта превышают районный кларк в 10 раз и равны: никель — 0,1-0,01%, кобальт — 0,01-0,03% (Луховский, 1962 г.). Рудопроизведения никеля вкрапленного типа отмечаются на восток от р. Оленки до бассейна р. Ток (Луховский, 1962). Все это свидетельствует о потенциальной кобальто-никеленосности Лучинского массива, и вполне вероятно, что в его пределах возможно наличие практически интересных скопленных минералов никеля и кобальта, локализующихся, вероятно всего, в нижних частях: ливизионный тип, вкрапленные сульфидные руды.

Благородные металлы

З о л о т о. Территория листа М-52-П входит в Становую золотоносную провинцию, протянувшуюся на 800 км с запада на восток от р. Оленки до бассейна р. Ток (Луховский, 1962). В пределах территории листа М-52-П выделяются два золотоносных узла: Сутамский и Брятинский.

Сутамский золотоносный узел охватывает бассейн р. Ниж. Джелинда и верховья р. Мал. Даурки. В прошлом здесь существовал ряд

прискоков, ныне заброшенных. Суммарная добыча золота за время эксплуатации с 1899 по 1911 гг. характеризуется (по Звереву, 1928 г.) цифрами, приведенными в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Прискоки	Время эксплуатации, дни	Максимальная годовая добыча, кг	Год	Суммарная добыча, кг
Викторовский	1905-1911	445,7839	1911	1773,1902
Алексеевский	1899-1908	449,5845	1902	1717,8517
Веселый	1908-1911	417,8374	1908	1142,9108
Анненский	1906-1911	549,8636	1907	983,4016
Полоновский	1906-1908	335,9213	1906	448,0928
Успенский	1902-1908	197,5042	1903	481,4812
Андреевский	1902-1911	49,7841	1903	148,2558
Петровский	1899-1905	25,9097	1901	79,5620
И т о г о				6721,0385

После 1912 г. начинается резкий спад добычи золота, а в период с 1916 по 1928 гг. производились только вкратке-старательские работы. Сведения о добыче и разведке новых площадей за это время крайне скудны и обрывочны. За 1917 г., по данным Верхневосточной золотопромышленной компании, добыто золота (в кг): на прииске Алексеевском — 36,60, Викторовском — 23,76, Петровском — 25,30, Николаевском — 4,96, всего — 90,62.

Сведения о коренном золоте в пределах Сутамского золотоносного узла приводятся В.В. Анертом (1928), который отмечает, что в верховьях р. Андреевский Ключ были вскрыты кварцевые прожилки с золотом. Там же ему "пришлось видеть обломки хлоритового гнейса с золотом". Рудное золото встречено, кроме этого, в мощной кварцевой жиле, ориентированной параллельно простиранию гнейсов, вскрытой в почве россыпи Алексеевского прискока. Западные, по тому же простиранию в районе прискока Веселого было замечено много кварцевых струек с видимым золотом. В районе прискоков Петров-

ский и Андреевский из 9 образцов гнейсов, богатых цветными минералами, лишь в одном золоте не оказалось, во всех остальных — следы. Из 8 образцов светлых гнейсов, бедных цветными, лишь в двух оказались следы золота. В.З.Анерт считает, что "часть россыпей района и происходит из кварцевых жил, но главная, должно быть, имеет источником всю массу некоторых пород, например хлоритовых, гранатовых и т.п. гнейсов".

Д.В.Вознесенский (1930 г.) связывает золотое оруденение с темными сланцами, где "золото могло быть импрегнировано с пиритом или мелкими кварц-платиноидовыми прожилками".

Работами, проведенными в 1961 г. (Туховский, 1962 г.), устанавливается приуроченность россыпей Сутамского узла к диатритам, расположенным в субширотной зоне сочленения Алданского шита и раннепротерозойской складчатой области. В этой же зоне отмечается обилие обломков жильного кварца. Жилая граница развития кварцевых жил совпадает с линией Станового хребта, несомненно выходя за пределы зоны диатритов, а северная проходит примерно по границе распространения даек раннемагматических гранодиорит-порфиров, расположенных внутри поля развития диатритов и диатритованных пород. По данным золотомеристического опробования, в бассейне р.Петровский Ключ выделяется спектрально-металлогенетический ореол, пространственно приуроченный к пиритизированным диатритам (54). Внутри ореола по 9 пробам установлено содержание золота от 0,1 до 2 грамм на 1 т. Помимо этого, в обломке обогрессенного жильного кварца (левый склон кл.Анненского) установлено золото в количестве 0,5 г/т (63). Шлиховые пробы из дельты (древня пиритизированных диатритов) показали содержание золота от 3 до 5 знаков (по 2 пробам). Вероятнее всего, золото присутствует в виде тонкой рассеянной вкрапленности в диатритах, в кварцевых жилах и зонах пиритизации.

Россышное золото в пределах Сутамского узла известно в целом ряде рек и ключей, причем часть россыпей подверглась интенсивной обработке.

Река Андреевский Ключ золотоносная на всем протяжении.

Ширина долины около 1000 м, мощность аллювия до 6 м. Выделяются поймы и первая терраса высотой до 3 м. Следы обработки отмечаются в среднем течении (47) на протяжении 1,5-2,0 км. Работы велись разными способами. Отрабатывались поймы и первая терраса. В остальных частях долины (46) встречены следы разведок, результаты которых в архивных материалах не обнаружены. Шлиховым опробованием установлено, что золото в россыпи не окатанное и представлено пластинчатыми, палочковидными, дендритообразными зернами.

Плотик сложен неоднородными по твердости диатритами, местами интенсивно окварцованными и пиритизированными. По мнению В.З.Анерта (1928), золото залегает на "родном плотике".

Река Петровский Ключ (56) образована слиянием ключей Анненский и Ялоновский. Река Петровский Ключ характеризуется широкой (до 1 км) пологосклонной долиной. Следы обработки начинаются от слияния ключей Анненского и Ялоновского и продолжают на всем ее протяжении до устья (4-5 км). Отработка велась разными способами на отдельных, очевидно наиболее богатых, участках. Местами оставались целики. Плотик сложен диатритованными гнейсами, местами пиритизированными и окварцованными. Золотоносным является русловая и пойменная аллювий, аллювий первой террасы, а также старые отвалы. По данным Сивцева (1929-1930 гг.), мощность песков 0,2 - 0,45 м и торфов 2,8 - 4,4 м при среднем содержании золота 3,25 - 7,852 г/м³ на пласт. Шлиховым опробованием установлено, что в старых отвалах содержание золота достигает 0,16 г/м³, в целиках - 0,288 - 10,3 г/м³. Золото неокатанное. Преобладают пластинки, комковатые формы, реже дендриты. Размер золотины - 0,05 - 1,0 мм. Встречаются сростки золота с кварцем.

Ключ Анненский (64) левый приток р.Петровский Ключ характеризуется выположенной долиной шириной до 300 м, при мощности аллювия около 5 м. Плотик сложен диатритами, местами пиритизированными и окварцованными. Наиболее интенсивно отрабатана русловая часть долины. В участках высокой поймы выработаны разными способами небольшие площади. Содержание золота в старых отвалах - 0,112 - 0,832 г/м³, в русловом аллювии - 0,112 г/м³.

Правые притоки реки Петровский Ключ - ключи Увальный, Михайловский, Николаевский, Снежный и Ялоновский имеют узкие у-образные долины со значительным продольным уклоном. Ширина их в нижнем течении составляет не более 200 м, а для ключа Ялоновский - около 350 м. Мощность аллювия - 2-3 м. Интенсивная отработка велась в ключе Михайловском (55) и в нижней части ключа Ялоновского (65). В долинах остальных ключей отмечены лишь следы разведочных работ.

Бассейн р.Петровский Ключ, несмотря на значительную отрабатанность, имеет, видимо, достаточные запасы золота, как в многочисленных целиках, так и в отвалах. Не менее ценными могут оказаться также участки долин, где отработка не производилась.

По р.Ниж.Дельнде известны два отработанных участка - бывшие притоки Андреевский (44) и Викторовский (38). Долина р.Ниж.Дельнда в районе этих притоков характеризуется широким разветвленным днищем, террасирована, условия для аккумуляции благоприят-

ные. Плотики сложен диффориованными тнейсами (прииск Андреевский), юрскими сланцами и песчаниками (прииск Викторовский). Следы интенсивной отработки отмечаются у прииска Андреевский. Добыча здесь производилась механическим способом с промывной песков на оборотительной установке. Судя по году выпуска оставленного оборудования, работы относятся к концу 1930-х годов; однако, в архивных материалах сведения о добыче отсутствуют.

Россыши прииска Викторовский, судя по отходам, выработаны почти полностью. По данным Сивцева (1929-1930 гг.), на одном из участков прииска Викторовский среднее содержание золота на пласт составляло 4,439 г/м³ при мощности песков 0,42 и торфов 3,13 м.

Ключ Алексеевский - правый приток р. Ниж. Джелинда (прииски Веселый и Алексеевский, 49,50), и Успенский, 52 - (левый приток в верховьях р. Мал. Дурки) - отработаны полностью. В шлихах золотом средней крупности (до 1 мм), неокатанное, часто в сростках с кварцем.

Россышь по правому притоку р. Тарынак (43) открыта в 1961г. (Туховский, 1962 г.). Долина широкая, пологоослонная, мощность элювия не более 3-5 м. Плотик россыши сложен диффориатами, а в нижней части долины осадочными породами нижнего мела. Золото установлено шиховым опробованием приповерхностной части руслового элювия с содержанием до 12 знаков на лоток (9 проб). Форма золота пластинчатая, комковатая, окатанность хорошая, размер золотины 0,1 - 0,8 мм. Учитывая благоприятные условия для аккумуляции, в этой россыши можно ожидать промышленные концентрации золота в приплотиковой части.

Небольшие россыши золота со знаковыми содержаниями отмечены в нижнем течении р. Тарынак (11) и р. Ниж. Джелинда (10). Элювиальные знаки с золотом встречаются в долинах рек Джелиндакан (4 шлиха), по кл. Бол. Безыманный (4 шлиха), по Суутаму, Бол. и Мал. Дуркам. Золото в шлихах окатанное, ассоциирует с ортитом, монацитом, цирконом, ильменитом, хромитом.

Брянтинский золотоносный узел расположен в бассейне реки Бранты. Внутри его выделяются две площади: собственно р. Бранта и ее притоки и ключ Ляный (бассейн р. Десс).

Сведения о коренном золоте (в пределах Брянтинского золотоносного узла) приводятся Е.Е. Фроловой (1952 г.), которая указывает на наличие в рудях Брянтинского медного месторождения золота в количестве 0,3 - 0,5 г/т. В районе этого же месторождения установлен спектралометрический ореол (77) с содержаниями золота от 0,02 до 0,5 г/т (16 проб). Этот ореол охватывает зону северного экзоконтакта штока нижнемеловых платипоранит-порфиров

с эффузивами нижнего мела. Последние на контакте интенсивно хлоритизированы и серицитизированы; местами отмечается пиритизация (Туховский, 1962 г.).

Сведения о золотоносных россышях Брянтинского узла приводятся по материалам Н.Ф. Левыкина (1949 г.), которые не всегда содержат исчерпывающие данные.

Ключ Кангогин (69) разведан двумя буровыми и двумя шурфовыми линиями. В шести скважинах линии № 2 усреднено золото в количестве от 595 до 1664 мг/м³ при мощности торфов 0,2 - 4,6 м и мощности пласта 0,2 - 0,8 м. По данным шурфовых линий, содержание золота 1 - 15 мг/м³ или "пусто". Россышь по кл. Кангогин - неуровнированная.

Рекa Оюлтро (72). В 1940-41 гг. на отрезке долины в 4,7 - 6,5 км от устья было пройдено 5 шурфовых линий. По линии № 2 - содержание золота на пласт 311 - 2721 мг/м³ на массу от 41 до 354 мг/м³, при мощности пласта около 0,4 м. По линии № 3 - содержание золота до 3608 мг/м³ при мощности пласта 0,2 - 0,6 м и мощности торфов 3,4 - 4,2 м. Россышь промышленная (запасы 154,5 кг для механических работ).

Ключ Сучайский (приток р. Оюлтро) (72). В 1940 г. пройдено 5 буровых и 2 шурфовых линии на протяжении первых 1,8 км от устья. Среднее содержание золота 2582 мг/м³, мощность торфов 2,5 м и пласта 1,05 м. В 1940-42 гг. россышь отработывалась. Добыто 37,2 кг золота (из общих запасов - 45,2 кг). Россышь относится к категории промышленных отработанных.

Ключ Паралельный (75). В 1940-41 гг. разведан тремя линиями шурфов. В двух шурфах содержание золота 1438 и 1175 мг/м³ на пласт при мощности торфов 3 - 3,6 м и пласта 0,8 - 1 м. Россышь неуровнированная.

Ключ Дорожный (76) разведан в 1938-39 гг. 6 линиями шурфов. На основании разведочных линий № 2, 3 и 4 в Дамбукинском приисковом управлении на 1/1 1940 г. числятся запасы по категории С₁ - 63,9 кг при среднем содержании 2720 мг/м³. Эксплуатационные работы на этой россыши проводились в 1939 г. В 1944-1945 гг. Брянтинской партией "Амурзолото" пройдены еще 2 линии шурфов. Из 21 шурфа в четырех - промышленное золото с содержанием от 402 до 2630 мг/м³ при мощности пласта 0,4 - 1,0 м и торфов 2,6 - 3,4 м. Золото ключа Дорожный - крупное, слабоокатанное. Россышь промышленная, частично отработанная.

Ключ Северный (78). В 1938 г. пройдено 6 шурфов. Максимальное содержание золота до 26 мг/м³ на массу. В 1944-1945 гг. пройдено еще две линии шурфов. Содержания знаковые до 17 мг/м³.

Россыпь непромышленная.

Ключ Октябрьский (Бончок) (79). До революции здесь велась небольшие эксплуатационные работы. В 1938 г. старателями выработана яма с содержанием золота до 5 г/м^3 . В 1939 г. пройдено две шурфовые линии. Содержание золота от знакового до 192 мг/м^3 на пласт. В 1944-1945 гг. Бринтинской партией "Амурзото" пройдено 5 шурфовых линий. По данным разведки подсчитаны запасы в II, 7 кг золота при среднем содержании 1072 мг/м^3 на пласт. Россыпь промышленная, частично отработанная.

Река Удиркан (Зимовьянчи) закладывает в среднем (71) и в нижнем (81) течения два золотоносных участка. Разведочные работы, проводившиеся в 1938 и 1944-1945 гг., не дали положительных результатов. Содержание золота непромышленное.

Река Хаккула (73). В 1938-1939 гг. пройдено три шурфовых линии. В пяти шурфах содержание золота от 107 мг/м^3 до 2650 мг/м^3 при мощности пласта $0,2 - 0,8 \text{ м}$. В 1940-1941 гг. пройдено 8 буровых скважин. 7 из них дали "знаки" или "пусто". В скв. 12 содержание золота оказалось равным 5099 мг/м^3 на пласт. В 1944 г. через долину р. Хаккула пройдено еще три буровых и одна шурфовая линия. Из 28 скважин и 9 шурфов лишь в 6 скважинах установлено золото от 115 мг/м^3 до 1655 мг/м^3 на пласт при мощности пласта $0,2 - 1,0 \text{ м}$. Россыпь непромышленная.

Ключ Телый (74). В 1944-1945 гг. пройдено I буровая и 2 шурфовые линии. Из них лишь в скважинах IO и II обнаружено золото в 3381 мг/м^3 и 9118 мг/м^3 . Площадь россыпи 9000 м^2 , мощность песков - $0,8 \text{ м}$. Среднее содержание 6224 мг/м^3 , запасы по $C_2 - 45 \text{ кг}$.

Река Баси (94). В 1944-1945 гг. пройдено II буровых линий. Большинство скважин золота не установлено. В нескольких золотом содержится от знаков до 888 мг/м^3 . Россыпь непромышленная.

Ключ Мамотка (87). Пройдено 4 буровых линий. Запасы золота определены в $5,5 \text{ кг}$. Россыпь непромышленная.

В пределах долины р. Брянта, на отрезке от устья кп. Бончок, вниз по течению на расстоянии около 20 км , установлено 7 промышленных россыпей (85, 84, 83, 88, 91, 92, 70).

Одна из россыпей (85) имеет запасы золота по категории $C_1 - 79,3 \text{ кг}$, по $C_2 - 270 \text{ кг}$. Россыпь (84), расположенная ниже устья кп. Северный, в 1938 г. была разведана шурфами. По шурфам I и 3 на I/I 1940 г. подсчитаны запасы золота по C_1 в количестве $87,791 \text{ кг}$ при мощности торфов $5,7 \text{ м}$, песков $1,1 \text{ м}$ и среднем содержании до 2776 мг/м^3 на пласт. В нижней части россыпи, расположенной в 150 м выше устья кп. Дорожный, подсчитаны запасы золота

в количестве $21,723 \text{ кг}$. Площадь участка - 20208 м^2 , мощность торфов - $4,4 \text{ м}$, мощность песков - $1,0 \text{ м}$, среднее содержание золота 1075 мг/м^3 на пласт.

Данные по разведке и отработке остальных россыпей р. Брянт отсутствуют. Они показаны на карте полезных ископаемых на ос-новании материалов Н.Ф. Девыкина (1949 г.).

В бассейне р. Десс расположен бывший прииск Ясний (62) - левый приток р. Дельберги. Начиная от устья на протяжении первого километра долина ключа полностью выработана. Выше до 3850 м , считая от устья, проводились минные разработки. Данных по выработанным площадям в архивах нет. В 30-х - 40-х гг. выше полосы отработки и на целых километрах проводились разведочные работы, на основании которых Дальневосточным геологическим управлением подсчитаны запасы золота по категории C_1 в количестве 32 кг при мощности пласта $0,6 \text{ м}$, торфов - 3 м и среднем содержании золота 2442 кг/м^3 . Эксплуатационных работ здесь не проводилось.

Вышеизложенные материалы, а также диагностичная геолого-геоморфологическая обстановка позволяют оценить территорию листа П-52-II как перспективную на россыпное золото. Наличие кварцевых жил, зон пиритизации и диафтореза (верховье р. Петровский Ключ), зоны гидротермальных изменений (район Бринтинского медно-то месторождения), сопровождавшихся спонгиозометрическими ореолами, диагностичная тектоно-магматическая обстановка (ранне-меловые (?) дайки и малые тела) позволяют оценить район как перспективный на поиски коренного золота.

Редкие металлы

Молибден. Молибденит отмечен в 13 шлихах. Из них 8 шлихов пространственно разобщены, а остальные пять образуют ореол во втором правом притоке р. Мал. Даярка (53, квадрат П-3). Наличие весьма угловой выразительности молибденита на контакте ранне-меловых (?) гранодиорит-порфиров с континентальными нижнего мела (среднее течение р. Тарыкан) свидетельствует о мезозойском возраще молибденовой минерализации, которая может быть приурочена к зонам разломов.

Редкие металлы и представлены тремя группами коренных проявлений.

Первая группа - перматомидные жилы и жилы ортопектинов, средним метаморфическим пород архей (6, 8, 16, 17, 18, 19, 39, 60). Все они характеризуются небольшими размерами и угловой рудной

минерализацией. Протяженность большинства рудных тел составляет не более 4-6 м при мощности 0,3 - 1,0 м. Максимальные размеры 50 x 6 м. Рудная минерализация представлена крайне неравномерной вскрышенностью циркона, ортита и монацита. Содержание сумми редких земель составляет от 0,001 до 0,03%, циркония от 0,002 до 0,02% и тория до 0,01%. Все рудные тела обладают повышенными значениями гамма-интенсивности (до 200 мкр/час) и имеют ториевую природу радиоактивности.

Вторая группа объединяет проявления, приуроченные к петлятоидным участкам, среди архейских аляскитовых гранитов (1, 12, 57, 58). В большинстве случаев такие участки характеризуются повышенной радиоактивностью (до 150-200 мкр/час), несут мелкую вскрышенность циркона и ортита и имеют небольшие размеры (до 2 - 4 м²). Содержание сумми редких земель в них достигает 0,09%.

Третья группа представлена проявлениями в среднем течении р. Ниж. Джелинды в 2,5 км к ЮЗ от прииска Викторовского (40). В кварцитах верхнеэванданской свиты архей отлагается до пятнадцати линзовидных участков размером 5-7 x 1-2 м, обогащенных неравномерной вскрышенностью циркона и ортита. Участки характеризуются повышенной радиоактивностью (от 50 до 200 мкр/час) и имеют пороговые переходы с вмещающими их кварцитами. Содержание полезных компонентов в наиболее богатых участках составляет: сумма редких земель до 0,04%, циркония около 0,1%, урана - 0,002% и тория до 0,056%. Генезис проявления - осадочно-метаморфогенный. На это указывает наличие окатанных зерен циркона и обломков кристаллов ортита, а также согласная ориентировка минерализованных участков с вмещающими их кварцитами.

Кроме рассмотренных типов проявлений, на территории листа имеется несколько небольших гамма-аномалий, приуроченных к девизильным развалам глыб и обломков кварц-полевощистовых пород (39, 42, 45, 51). Все они несут убогую вскрышенность ортита и обладают повышенной радиоактивностью (от 80 до 150 мкр/час). Коренные проявления редкоземельной минерализации, обнаруженные на территории листа N-52-II, практического интереса не представляют, в силу незначительных масштабов, убогой и неравномерной минерализации и низких содержаний.

Из редкоземельных минералов, встречающихся в россыпях, отмечаются ортит, циркон и монацит, которые присутствуют практически во всех штиховых пробах в значковых количествах и ассоциируются с рутилом, ильменитом и шедитом. Наряду с этим выделяются 6 штиховых ореолов монацита с содержаниями от первых сотен грамм до

3 кг/м³. Ореолы располагаются в бассейне левых притоков р. Тарнак (2, 5), по рекам Субугтур I и 2 (15), в нижнем течении рек Гидат и Кабакта (13), в бассейнах рек Огондо (68) и Угугай (67). В большинстве случаев отмечаются пространственные связи ореолов с гранитами и метаморфическими породами архей, в которых монацит присутствует как акцессорий и лишь два ореола (67 и 68), в которых помимо монацита присутствует оранжит, связываются с мезозойскими гранитоидами.

Отсутствие крупных петлятоидных полей, зон минерализации, а также непромышленный тип известных проявлений позволяют считать район не перспективным на редкоземельное оруденение.

Р т у т ь. Киноварь в единичных знаках отмечена в 14 штихах и образует два небольших ореола: в среднем течении р. Тарнак (30) и по реке Бол. Давурка (59). Проявления угугайной минерализации в районе, по-видимому, связаны с низкотемпературной стадией гидротермальной фазы раннеэванданового тектоно-магматического цикла. Наличие значительных концентраций киноварей (в виде выщипов и дефлации) на смежной с востока территории листа N-52-III в аналогичной геологической обстановке, указывает на возможность нахождения богатой минерализации киноварей и на территории листа N-52-II в пределах выделенных ореолов.

В и с м у т. Базовиксмитит встречается в штихах в верховьях реки Десс и ее правых притоках (33). Он находится в той же ассоциации, что и минералы свинца и, видимо, связан с теми же коренными источниками.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Г о р н ы и х р у с т а л ь (41). Проявление горного хрусталя известно на водоразделе рек Ниж. Джелинда-Тарнак. Оно приурочено к кварцевой жиле мощностью около 1 м и протяженностью более 5 м, залегающей среди кварцитов верхнеэванданской свиты. В жиле отмечается несколько небольших пустот размером 0,2х0,2х0,1м с друзами полупрозрачных кристаллов кварца. Их размер составляет около 4-5 см по длинной оси. Проявление представляет минералогический интерес, однако, широким развитием кварцитов верхнеэванданской свиты могут рассматриваться как перспективные на горный хрусталь. На это указывает наличие широко развитого процесса низкотемпературного окварцевания в кварцитах по многочисленным трещинам и зонам дробления.

м у с к о в и т (86, 90, 93) отмечается в мусковитовых перматитовых жилах в среднем течении р. Бринты. Перматитовые жилы прорывают раннепротерозойские габбро и гранодиориты (86), имеют кварц-альбит-микроклиновидный состав и размеры 1 x 10 м. Мусковит представлен мелкими изогнутыми пластинками размером до 1 см². Его количество в массе жил не превышает нескольких процентов. Практического интереса проявления не представляют. Отсутствие полей мусковитовых перматитовых жил позволяет отнести территорию листа М-52-II к неперспективным в отношении мусковита.

Г р а ф и т встречается в виде небольших скоплений в двух точках. Первая расположена в правом борту долины р. Тас-Дух, в 10 км от устья (7). Крупные чешуйки и скопления графита размером до 3 см здесь приурочены к жиле перматитовых гранитов мощностью до 5 м с видимой протяженностью до 5-6 м, прорывавших графит-транзит-ситовые гнейсы угличинской свиты архея. Содержание графита - 20%. Второе проявление расположено в левом борту правого притока кл. Алексеевского (48). Мелкие чешуйки графита (сохранение до 15%) отмечаются в хлорит-серпентиновых сланцах в зоне дробления мощностью 5 м. Проявления графита практического интереса не представляют, ввиду незначительных содержаний и масштабов.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве бута могут быть использованы интрузивные и метаморфические породы, развитые в районе. Особо благоприятными участками для разработки бутавого камня являются области дельтовых шейфов (бассейны рек Сутам и Бринта), представляющие собой естественные скопления глыб и обломков размером до 0,7 x 0,7 x 0,7 м.

Щебень для заполнения тяжелых бетонов и для дорожных покрытий может изготавливаться также из всех интрузивных и метаморфических пород, развитых в районе. Этому способствует прочность, отсутствие мелких вкраплений и шпиров, а также зернистая структура интрузивных пород; массивность и кристаллообластическая структура гнейсов, при дроблении не образующих тонких пластинок; отсутствие в составе пород района скоплений пирита (за исключением пород в зоне дифторитов) и аморфных разноминеральных кремнеземов. Щебень может добываться в любом месте, в зависимости от подвозных путей (преимущественно в долинах рек Сутам и Бринта).

Пески, гравий и галька из аллювиальных отложений могут

быть использованы для дорожных покрытий и как заполнитель бетона. Пески хорошо промыты и имеют в основном кварцево-полевый состав; в аллювиальных отложениях русел, как правило, отсутствуют или в глинах. Гравийно-галечный материал, в составе которого преобладают интрузивные и метаморфические породы района обладает кондиционными размерами (150-100 мм). Ботавые участки накопления песков, гравия и гальки расположены по рекам Сутам, Терняк, Бринта и Десс. Наиболее рациональными для добычи являются косовые отложения этих рек, имеющие большую протяженность (до 1,5 км), ширину (до 200 м) и мощность (более 6 м), а также содержания гравия и гальки более 25%. Отработка кос не потребует вскрышных работ, а близость воды облегчит гидромеханическое отделение гравийно-галечного материала.

Запасы строительных материалов в районе практически неограниченные и могут удовлетворить любые потребности в случае возникновения необходимости.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Площадь листа М-52-II является перспективной на золото, медь и горный хрусталь в комплексе с которыми практический интерес могут представлять проявления свинца, ртути, никеля и кобальта.

На территории листа М-52-II рекомендуется проведение поисково-оценочных работ масштаба 1:50 000 на площади бассейнов рек Тарыак, Ниж. Дельфина, Верхозев Мет. и Бол. Давурок. Координаты: 56°50' - 56°57' с.ш. и 127°00' - 128°00' в.д. (Сутамский золотосносный узел, площадь 1488 км²).

Здесь россыпи золота приурочены к зоне дифторитов, среди которых отмечаются кварцевые жилы. Кроме того, следует подчеркнуть благоприятные структурные соотношения покров раннемеловых деек, имеющих северо-восточное простирание, с субширотной системой Южно-Станового разлома. Пересечение этих направлений является поисковым признаком для золоторудных месторождений гидротермального типа в пределах Становой золоторудной провинции (Луковский, 1962). Все это свидетельствует о возможности обнаружения в пределах площади Сутамского золотосносного узла золоторудных проявлений. Промышленную ценность здесь могут представлять только кварцевые жилы.

В геологическом отношении россыпи золота локализованы в долинах, приуроченных к участкам сравнительно древнего рельефа

с дряхлой гидросетью и преобладанием процессов аккумуляции. Здесь, по-видимому, следует привести переоценку золотоносных россыпей по р. Петровский Ключ и ее притокам, а также по рекам Ним.Джегинде, Андреевский Ключ с целью выявления перспектив под дражную обработку. В отношении перспектив на золото участков древних долин определенный интерес представляет древняя долина р. Петровский Ключ, где возможно нахождение промышленного золота (район 6. прииска Петровского к юго-западу - 2 км.). С целью выявления промышленных месторождений горного хрусталя рекомендуется проведение маршрутно-поисковых работ на участке развития кварцитов Верхнеалданской связи архея. Помимо этого, с целью возможного выявления промышленных месторождений необходимо провести детализацию участков шлиховых орудов киновари (правобережье р. Бот.Даврки) и свинца (верховья р. Десс).

В пределах Брятинского золотоносного узла рекомендуется постановка поисковых работ масштаба 1:10 000 в полосе шириной 5 км и протяженностью 15 км (от кп. Бончок до р. Инамчи), для выявления новых коренных месторождений меди и связанных с ней золота и серебра. В пределах этой полосы в аллювии встречается халькопирит. Коренные источники меди могут локализоваться в местах сопряжений северо-восточных и северо-западных разломов и трещин, контролирующих известные здесь проявления меди и золота. Золотые россыпи Брятинского золотоносного узла имеют второстепенное значение, из-за незначительных масштабов и содержания, частичной или полной необработанности. Однако не исключена возможность открытия отдельных более богатых участков в пределах ранее известных россыпей.

С целью возможного выявления месторождений никеля и кобальта рекомендуется постановка поисковых работ на площади выходов основных пород Лучинского массива.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Режим подземных вод района определяется наличием многолетней мерзлоты, характеризующейся островным развитием. Мощность слоя многолетней мерзлоты в пределах площади листа N-52-II определяется условно по аналогии с Чулымской котловиной, где бурением установлена глубина его залегания до 100 м.

На основании приуроченности подземных вод к породам различного происхождения и литолого-петрографического состава, а следовательно, различных коллекторских свойств и водообильности

на территории листа N-52-II выделяются: 1) водоносный комплекс аллювиальных современных и нерасчлененных верхнечетвертичных и современных отложений; 2) водоносный комплекс нижнеледовых и юрских осадочных отложений; 3) водоносный комплекс мезозойских интрузий; 4) водоносный комплекс архейских и нижнепротерозойских метаморфических и интрузивных пород. Воды всех выделенных комплексов являются либо над-, либо подмерзлотными.

Надмерзлотные воды распространены повсеместно, но в основном приурочены к водоносному комплексу аллювиальных отложений, где водонасещающие породы представлены русловыми и пойменными аллювиями, в составе которых существенную роль играют мелкозернистые пески, перемежающиеся с галькой и валунами, а в пойме и слоистыми супыликами. В долинах крупных рек бассейнов Сутамы и Брянты в составе нижних горизонтов руслового аллювия (по аналогии с террасовыми отложениями) можно ожидать наличие валуно-телечных отложений с возможной водопроницаемостью 1/3 объема и с хорошей водопроницательной способностью. Дебит подрусловых и пойменных вод находится в зависимости от времени года и при средних летних уровнях вод в реках определяется цифрами 0,5-1,0 л/сек. В зимнее время мелкие водотоки промерзают до дна и дебит подрусловых и пойменных вод резко сокращается до минимума. Однако в реках, характеризующихся большой глубиной (до 5 м) и мощностью руслового аллювия до 8-10 м (реки Сутам, Брянта, Тутай, Бот. и Мет.Даврки, Десс, Тарынак), в зимний период циркуляция подрусловых вод не прекращается и они могут представлять интерес для технического и хозяйственного водоснабжения. В летний период для водоснабжения можно использовать русловые воды рек и ручьев, которые при нормальном уровне обладают всеми необходимыми качествами (чистота, приятный вкус, мягкость).

Питание надмерзлотных вод высоких террас и дельтовых шлейфов осуществляется за счет атмосферных осадков и зависит от степени сезонного оттаивания дельтового слоя, мощность которого невелика - 0,5 м на склонах северной экспозиции и 0,5 - 1 м на горизонтальных площадках и склонах южной экспозиции. Источники этих вод вскрываются в долинах рек и ручьев и не имеют хорошо оформленного выхода. Глубокая инфильтрация их затруднена, что влечет за собой засоривание поверхностной погойи и низких водоразделов и долин (бассейны рек Сутам, Брянта, Десс, Тарынак). Сезонность вод, циркулирующих в отложениях террас и дельтовых шлейфов (зимой эти реки промерзают до водоупора, которым служат многолетняя мерзлота), не позволяет их использование в качестве

источника бытового и технического водоснабжения.

Надмерзлотные воды водоносного комплекса нижнемеловых и юрских осадочных отложений относятся к пластово-трещинному типу. Пластово-трещинные воды Сутамской депрессии, где осадочные породы характеризуются пологими залеганиями, видимо, могут обладать напором, так как в целом Сутамская депрессия (включая ту часть, которая располагается на смежной с запада территории листа N-52-I) представляет собой пологую мультислойную синклиналь, которая может служить благоприятной структурой для существования здесь небольшого артезианского бассейна (по аналогии с Чудьманской котловиной). Питание артезианского бассейна Сутамской депрессии идет за счет инфильтрации атмосферных осадков и вод, циркулирующих в глибвиальных отложениях.

Надмерзлотные воды водоносного комплекса мезозойских интрузий, а также архейских и нижнепротерозойских метаморфических и интрузивных образований относятся к трещинному типу и циркулируют в пределах верхней трещиноватой зоны коренных пород под меломощным покровом эльвы и дельвы. Трещиноватость пород значительная (на каждые 5 см² площади скального выхода приходится от 1 до 5 трещин). Размеры трещин разнообразны от едва заметных до 10-15 см шириной. Их природа различна: трещины отщелости, тектонические трещины. Мощность надмерзлотных вод в описываемых водоносных комплексах, зависит от характера и степени трещиноватости и экпозиции склонов. В летний период она не превышает 5-10 м. Выходы трещинных надмерзлотных вод приурочены к коренным обнажениям в долинах рек и ручьев и их водопроведения фиксируются в виде исходящих родников из трещин, либо в виде высачивания. Дебит выходов обычно незначительный.

В определенных районах устанавливается тесная зависимость состава вод от литологии пород. Так, в области развития мезозойских интрузий воды относятся к сульфатно-натриевому типу, имеют очень низкую кислотность (pH = 4,7) и несколько повышенное содержание CO₂ (11 мг/л). Жесткость 0,1 (нем. град.). В области древних кристаллических пород воды имеют сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевый состав, почти нейтральную реакцию (pH = 6,3) и низкое содержание CO₂ (3,0 мг/л). Жесткость - 0,39 градуса. Минерализация обоих типов вод очень невелика и составляет около 0,03 г/л, т.е. они относятся к классу весьма мягких. Вредных компонентов не содержат. Однако диагностические физические и химические свойства трещинных надмерзлотных вод все же не позволяют рекомендовать их для бытового и технического водоснабжения ввиду их сезонности и весьма незначительного дебита. Все надмерзлотные

водоносные комплексы гидрологически взаимосвязаны. Основным источником их питания - атмосферные осадки, частично поверхностные воды и конденсация. В зимнее время преувеличивается питание этих вод за счет осадков и они почти полностью (за исключением подрусловых вод глубоких водотоков) переходят в твердую фазу.

О существовании в районе подмерзлотных вод свидетельствуют наледы в руслах рек, тяготеющие к зонам разломов (наледы в верховьях р. Десс - в зоне Южно-Станового разлома и на правобережье р. Утугай - в зоне субширотного разлома, пересекающего пологую дифформированных пород). Эти наледы, вероятнее всего, приурочены к выходам незамерзавших источников подмерзлотных вод, циркулирующих по глубоким трещинам. В летнее время слой речной воды маскирует место выхода субкавального источника, дебит которого можно определить лишь ранней весной путем подсчета объема льда наледи.

Небольшое количество известных выходов подмерзлотных вод (в основном верховья р. Десс), а также отсутствие данных о дебите и химизме, требующих постановки специальных гидрогеологических исследований, не позволяет рекомендовать их в настоящее время для практического использования.

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н Н А Я

А н д р и а н о в В. Т. Южная Якутия. Золото. Геология СССР, т. XXII, 1947.

А н е р т З. З. Два пересечения Станового (Подонного) хребта. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Вып. УП. С-Пб, 1908.

А н е р т З. З. Богатства надр Дальнего Востока, 1928.

А р х а н г е л ь с к а я В. В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Алданская. Лист 0-52-XXII. Объяснительная записка. Гостеолиздат, 1959.

Б и л и б и н Д. А. Локализация золотоносности в связи с тектоникой северо-востока. Прол. сов. геологии т. 7, № 5-6, 1937.

В и н о г р а д о в А. П., Т у г а р и н о в А. И. О возрасте пегматитов Станового комплекса. "Геохимия" 1960, № 5.

В и н о г р а д о в А. П., Т у г а р и н о в А. И.
О возрасте горных пород Алданского шита. "Геохимия", 1960, № 7.
Г л у х о в с к и й М. З. К вопросу о золотоносности
Становой зоны. Материалы по региональной геологии, вып. 8, 1962.
Д з е в а н о в с к и й Ю. К. Мезозойские гранитоиды
хребта Станового и их структурное положение. Информ. сб. ВСЕГЕИ,
№ 7, 1959.

Д з е в а н о в с к и й Ю. К., С у д о в и к о в Н. Г.
Докембрий Алданского шита и хребта Станового. Стратиграфия и
корреляция докембрия. Изд. АН СССР, 1960.

Д з е в а н о в с к и й Ю. К., Л а т а д и н а Г. Д.
и др. Геологическая карта Алданского горнопромышленного района
масштаба 1:500 000. Гостеолтехиздат, 1961.

К о р ж и н с к и й Д. С. Докембрий Алданской шиты
и хр. Станового. Стратиграфия СССР, т. I, Изд-во, АН СССР, 1939.

К о р ж и н с к и й Д. С. Геология и полезные иско-
паемые южного района БАССР. К десятилетия БАССР. Изд. АН СССР,
1953.

М о ш к и н В. Н. Нижнепротерозойские образования
хребтов Станового и Джугджура. Докембрий восточных районов СССР,
нов. серия, т. 59, 1961.

М о ш к и н В. Н., А л ь б о в Ю. А. Основные
черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Ста-
новика. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.

Ф р у м к и н И. М. Новые данные по стратиграфии ар-
хей Алданского шита. Совешание по разработке стратиграфических
схем Якутской АССР. Тезисы докладов, 1961.

Ф о н д о в а я

В о з н е с е н с к и й Д. В. О летних полевых рабо-
тах 1929 г. Сутамской геологической партии. ВГФ, 1980.

Г и м м е л ь ф а р б Г. Б., К а л г а н о в Е. Н.
и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-52-III,
ВГФ, 1962.

Г л у х о в с к и й М. З., М и к а и л о в Б. А.
и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листа N-52-П,
ВГФ, 1962.

З а й ц е в а А. А., Л а з а р е в В. М. Отчет
Сутамского поисково-маршрутного отряда за 1958 г. ВГФ, 1959.

З в е р е в В. Н. Золотоносные районы Якутской рес-
публики. ВГФ, 1928.

З у б к о в В. Ф. Геологическое строение бассейнов
рек Мулымуги, Мулымугана, Кожани, верховьев Утугаи и Бранты.
ВГФ, 1953.

И т н а т ь е в Г. Г. Отчет о работах в 1959 г. в се-
верной части Амурской области. ВГФ, 1960.

К а д е н с к и й А. А. Геолого-петрографическая ха-
рактеристика и металлотипные месторождения Сутамского железоруд-
ного района. Геологический отчет по работам 1951-52 гг. Фонды
СОПС, 1953.

К а ц А. Г. Геологическое строение и полезные ископаемые
листа N-52-I. ВГФ, 1962.

К у к с А. И. Отчет о геологических исследованиях в
бассейнах рек Сутам и Тонам. ВГФ, 1938.

Л а р и о н о в В. А. и др. Отчет аэрогеологической
экспедиции № 2 за 1952 г. ВГФ, 1953.

Л е б е д е в М. М. Геологическое строение бассейнов
верхних течений рек Сутам, Тилий, Унаха и Десс. ВГФ, 1957.

Л е в ь к и н Н. Ф. Геолого-историко-экономическое
описание объектов добычи и разведки россыпного золота, распо-
ложенных на территории западной части Джамгункинского прииска треста
Амурзолото. Фонды ДВГУ, 1949.

М и н е е в Е. В. Отчет о геологопоисковых исследова-
ниях в бассейнах верхнего течения р. Бранты и среднего течения
р. Десс. ВГФ, 1953.

М и р о н д к Е. П., Т а р а с о в а В. Г. Тео-
логическое строение лезовобережья среднего течения р. Оленки (по-
западная часть листа O-51). Фонды ВСЕГЕИ, 1951.

Н е с т е р е н к о С. П. Геологическое строение и
полезные ископаемые листа N-52-III. ВГФ, 1960.

С и з ь ц е в. Доклад о результатах разведочных работ по
Южно-Якутскому Главному приисковому управлению, 1929-1930 гг.
ВГФ.

Ф р о л о в а Е. Е. Геология Зейского рудного района.
ВГФ, 1952.

Ш п а к Н. С., Б о г о р о д и ц к а я З. Ф.
Геологическое строение района среднего течения рек Тонам, Сутам.
Отчет о работе партии № 3 за 1953 г. ВГФ, 1954.

Приложение I

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фонд, номер, или место издания
1	2	3	4	5
1	Плеховский М.З. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-52-IL Отчет о работе партии № 2 и № 3 за 1961 г.	1962	ВЛФ, № 0289027
2	Лебедев М.М. и др.	Геологическое строение бассейнов верхних течений рек Сутам, Тилий, Унаха и Десс	1957	ВЛФ, № 197518
3	Лезинкин Н.Ф.	Геолого-историко-экономическое описание объектов добычи и разведки россыпного золота, расположенных на территории западной части Дамбукинского прииска треста Амурского	1949	Фонд ДВГУ, № 06483
4	Минеев Е.В.	Отчет о геологопоисковых исследованиях в бассейнах верхнего течения р.Брянты и среднего течения р.Десс	1953	ВЛФ, № 0174101
5	Рожков И.С., Вотарович Г.П. и др. (под общедирект. Рожкова И.С.)	Карта золотосности и платиноносности СССР масштаба 1:1 000 000 с приложениями	1948	ВЛФ, № 00156091

1	2	3	4	5
6	Шлак И.С. и др.	Геологическое строение среднего течения рек Тонам и Сутам. Отчет о работе партии № 3 за 1953 г.	1954	ВЛФ, № 0172521

Приложение 2

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-52-II КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ на карте	Индекс клетки	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, П-породное, Р-россыпное)	№ использования материала по списку (приложение I)
1	2	3	4	5	6

З о л о т о

50	II-3	Алексеевское	Отработано	К	1,5
47	II-2	Андреевский	Законсервировано	"	1,5
44	II-2	Андреевское	Отработано	"	1,5
64	II-3	"	"	"	"
64	III-3	Анское	Законсервировано	"	1,5
70	IV-1	р.Брянца	Не эксплуатировалось	"	4,5
83	IV-2	То же	То же	"	4,5
84	IV-2	"	"	"	4,5
85	IV-2	"	"	"	4,5
88	IV-2	"	"	"	4,5
91	IV-2	"	"	"	4,5
92	IV-2	"	"	"	4,5
49	II-3	Веселый	Отработано	"	1,5
38	II-2	Викторовское	"	Р	1,5
76	IV-2	Дорожный	Законсервировано	Р	4,5
55	II-3	Михайловское	"	"	1,5

1	2	3	4	5	6
79	IV-2	Октябрьское	Законсервировано	Р	4,5
72	IV-2	р.Огоньро - кл.Стучайский	Законсервировано по кл.Стучайскому	"	4,5
56	II-3	Петровское	Законсервировано	"	1,5
52	II-3	Успенское	Отработано	"	1,5
65	III-3	Яблоновское	"	"	1,5
62	III-1	Ясный	"	"	1,5

Приложение 3

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

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (по классификации СССР)	№ использования материала по списку (приложение I)
1	2	3	4	5	6

Т и т а н

31	П-1 П-2	Тарынянское	Не эксплуатируется	Р	1,2
----	------------	-------------	--------------------	---	-----

М е д ь

80	IV-2	Брянтинское	То же	К	1,4
----	------	-------------	-------	---	-----

З о л о т о

46	П-2	р. Андрушевский Кидуч	"	Р	1
94	IV-3	р. Баси	"	"	3
69	IV-1	кл. Каплогин	"	"	3
87	IV-2	кл. Мамотка	"	"	3
10	I-2	р. Ниж. Джелинда	"	"	1,5
75	IV-2	кл. Параллельный	Не эксплуатируется	"	3
78	IV-2	кл. Северный	"	"	3
74	IV-2	кл. Талый	"	"	3
11	I-2	р. Тарынак	"	"	1,5
43	П-2	р. Тарынак	"	"	1

1	2	3	4	5	6
81	IV-2	р. Утиркан (Эмювзекачи)	Не эксплуатируется	Р	3
71	IV-2	То же	"	"	3
73	IV-2	р. Хаккула	"	"	3

Приложение 4

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ №-52-П КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Индекс на карте	Название (место-нахождение) прояв-лений и вид по-лезного ископае-мого	Характеристика проявления	№ использо-ванного ма-териала по списку (при-ложение 1)
1	2	3	4	5

МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

29	I-4	р.Бол.Давурка	Вкрапленность магне-тита в амфиболитах с гранатом	I
26	I-4	река Бол.Давурка-Сутам (водораз-дел)	То же	I,2
27	I-4	То же	"	I,2
28	I-4	"	"	I
20	I-4	р.Кабакта	Линзообразные тела, линзы, прослои кварц-магнетитового и кварц-магнетит-пироксенового состава среди кварцитов кдрикканской свиты	I
22	I-4	р.Сутам		I,2
23	I-4	То же		I
24	I-4	"		I,2
25	I-4	"		I,2

ТИТАНОВЫЕ РУДЫ

82	IV-2	р.Брянта	Шлиховой ореол ильменита	I
14	I-3 I-4 II-4	р.Кабакта, Субугутур I и р.Бол.Давурка	Шлиховой ореол рутила	I
32	II-1 II-2	р.Тарынак	Металлометрический ореол	I,2
3	I-I II-1 II-2	р.Тарынак и р.Желиндакан	Шлиховой ореол рутила и ильменита	I

1	2	3	4	5
36	II-2	Тарынакское I	Вкрапленность титано-магнетита в гранити-зированных табо-ро-ам-фиолитах Тарынакского массива	I,2
37	II-2	Тарынакское II	То же	I,2

ХРОМ

4	I-I	р.Желиндакан	Шлиховой ореол хрома	I
21	I-4	река Кабакта-Сутам (водораздел)	То же	I

МЕДЬ

35	II-I	р.Десс	Надечи азурита и ма-дахида в трещинках среди альбит-амфибо-ловых ороговикованных гнейсов	2
----	------	--------	--	---

СВИНЕЦ

34	II-2	р.Десс	Шлиховой ореол телени-та, вульфенита, церус-сита и антимонита	I
----	------	--------	---	---

НИКЕЛЬ, КОБАЛЬТ

89	II-2	г.Дуча	Металлометрический ореол	I
63	III-3	кл.Аненский	Огломок обогрешного кварца с золотом . Содержание 0,5 г/т	I
77	IV-2	р.Брянта	То же	I

1	2	3	4	5
61	Ш-1 IV-1	р. Дельбега, р. Дес	Обломок обожженного кварца с золотом. Содержание 0,5 г/т	I
66	Ш-3 IV-2 IV-3	р. Брянта	То же	I
9	I-2 II-2 II-3 III-2 III-3 III-3	р. Ниж. Дзелинда р. Петровский Ключ	Шлиховой ореол Золотометрический ореол	I
54	III-3	р. Петровский Ключ	Золотометрический ореол	I
53	II-3 II-4	р. Мал. Дзурка	Шлиховой ореол мо- либденита	I, 2
57	II-4	р. Бол. Дзурка	Жила перматолитовых гра- нитов мощностью до 0,5 м с вмешательностью орита	I
58	II-4	р. Бол. Дзурка	Жила перматолитовых гра- нитов мощностью до 5- 7 м и протяженностью более 50 м с вмешате- лостью орита и мона- цита	I
60	II-4	р. Брянта	Перматитовая жила с ор- титом и монацитом. Вы- дима протяженность 3 м. Мощность - 0,4 м	I

1	2	3	4	5
40	II-2	Викторовское	В пачке кварцитов верх- недланской свиты лин- зообразные тела с вмеша- тельностью орита и цир- кона. Размер 5-7х1-2 м	I
19	I-4	р. Кабакта	Перматитовая жила про- тяженностью 1,5-2 м и мощностью 25-30 см с вмешательностью орита	I
8	I-2	р. Ниж. Дзелинда	Перматитовая жила моц- ностью 1-1,5 м с вмешательностью орита и циркона	I
39	II-2	р. Ниж. Дзелинда	Обломок кварц-полево- шатовых пород с вмешательностью орита	I
42	II-2	р. Ниж. Дзелинда	Обломки кварц-полево- шатовых пород с мел- кой вмешательностью орита	I
45	II-2	р. Ниж. Дзелинда	То же	I
51	II-3	р. Ниж. Дзелинда - Ключ Алексеев- ский (водораздел)	"	I
68	IV-1 IV-2	р. Онотро	Шлиховой ореол монацита орита и оранжита	I
16	I-3	р. Субугутур II	Несколько обломков аля- скиновых гранитов с мел- кой вмешательностью цир- кона и орита	I
15	I-3	р. Субугутур II	То же	I
13	I-3	р. Кабакта	"	I
12	I-3	р. Сутам	Вмешательность орита в элиаскиновых гранитах.	I

1	2	3	4	5
1	I-1	реки Сутам-Дже- линдякан (водораздел)	Площадь минерализации 0,3 x 0,5 м	I
17	I-3	реки Сутам-Мал. Давурка (водо- раздел)	Вкрашенность орлита на контакте аляскитовых гранитов с мигматитами	I
18	I-3	То же	Петматонидная интрузия мощностью до 0,2 м с вкрашенностью орлита	I
2	I-1 I-2	реки Сутам- Тарынак (водораздел)	Интрузия кварц-полево- шпатового состава мощ- ностью до 1 м с вкрап- ленностью орлита и циркона	I
5	I-1 III-2	р. Тарынак	Шлиховой ореол монацита	I
6	I-2	р. Тас-Дурх	То же	I
67	III-3 III-4	р. Утугай р. Макит и Утугай	Жила аляскитовых грани- тов мощностью до 5 м с вкрашенностью орлита	I
59	II-4	р. Бол. Давурка	То же	I
30	II-1	р. Тарынак	Шлиховой ореол киновари	I
33	II-1 III-1	р. Десс	В и с м у т Шлиховой ореол базо- визулита	I

90

1	2	3	4	5
41	II-2	Водораздел рек Ниж. Джелинда- Тарынак	Г о р н ы й х р у с т а л ь	I
86	IY-2	р. Брынта	Среди кварцитов верхне- алданской свиты кварце- вая жила мощностью до 1 м и протяженностью более 5 м. В ней пус- тоты с полупрозрачными кристаллами кварца, размером до 4-5 см	I
90	IY-2	То же	Петматитовые жилы разме- ром до 1 x 10 м с метки- ми до 1 см ² , перемешаны пластинками мусковита	I
98	IY-2	"	То же	I
7	I-2	р. Тас-Дурх	Г р а ф и т	I
48	II-3	кл. Алексеевский	На контакте петматонидных гранитов с графит-гранат- биотитовыми гнейсами, обогатенный графитом уча- сток площадью до 2 м ²	I
			Мелкочешуйчатая вкрашен- ность графита в зоне раз- лома	I

91

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	30
Тектоника	44
Геоморфология	53
Полезные ископаемые	58
Подземные воды	74
Литература	77
Приложения	80

Редактор И.С.Думорова
Корректор Г.И.Халтурина

Сдано в печать 23/III 1968 г. Подписано к печати 26/III 1969г.
Тираж 100 экз. Формат 60х90/16 Печ.л.6,0 Заказ 44с

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда