

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Уч. № 0102

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист №-52-VII

Объяснительная записка

Составитель *Е. В. Ялыничев*
Редактор *В. С. Федоровский*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
28 декабря 1967 г., протокол № 46

МОСКВА 1976

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-УП находится в Зейском районе Амурской области в пределах междуречья Зей и Тилля. Координаты территории: $54^{\circ}40'$ - $55^{\circ}20'$ с.ш. и $126^{\circ}00'$ - $127^{\circ}00'$ в.д. от Триница. Она охватывает южные отроги хребта Станового и примыкает к северо-западной окраине Верхне-Зейской впадины.

Рельеф района холмисто-увалистый, в западной части низкогорный и несколько более расчлененный. Абсолютные отметки 500-700 м, в западной части района до 996 м. Относительные превышения составляют соответственно 50-150 и 200-400 м.

Речная сеть густая. Реки имеют горный характер. Обычны для них явления пережкаемости паводков и каменности перекатов, часты врезанные меандры. Средняя скорость течения рек 0,7-1,2 м/сек. В периоды паводков уровень воды в них поднимается на 1-2 метра. В сухое время года реки сильно мелеют. По наиболее крупной реке района - Улахе в высокому воду возможно передвижение на моторных лодках.

Обнаженность очень плохая. Коренные выходы встречаются по берегам рек, на водоразделах нередко выступают скальные останцы. В связи с плохой обнаженностью для целей геологического картирования было пройдено более 7000 куб. м канав.

Район характеризуется резко континентальным климатом. Средняя годовая температура за последние 50 лет колеблется $6,1^{\circ}\text{C}$. Средняя температура января минус 31° , минимальная - минус 61° . Средняя температура июля $16,8^{\circ}$. Летом часты ночные заморозки. Среднегодовое количество осадков 460-500 мм, из них 60% выпадает в июле и августе. Постоянный снеговой покров устанавливается в конце октября. Снеживает он во второй половине апреля. В начале мая вскрываются реки. Отличительные среднетемпературные и суточные амплитуды зимы обуславливают широкое развитие многолетней мерзлоты, с которой связано

перуэляжные почвы и интенсивная засоленность местности. Почвы подзолистые скелетные. Растительность имеет северный таежный угнетенный облик. Преобладает лиственница, на южных сухих склонах и возвышенностях часто встречается береза, осина, реже сосна. Кустарниковые широко представлены карликовой березой, рододендроном, ольхой. Долины покрыты моховыми марши. В изобилии встречаются ятомы - голубика, брусника, смородина и др. Много грибов.

Животный мир типичный для горно-таежных районов Дальнего Востока. Здесь встречаются лоси, дикие олени, бурые медведи, зайцы-беляки, редкие рисы, горностаи, соболи, выдры. Из промысловых птиц - рябчики, утки, глухари. В реки на летний период заходит щука, харюс, ленок, таймень.

В экономическом отношении район совершенно не развит. В конце прошлого столетия по тропам, связывавшим прииски бассейнов рр. Тилида и Айдана, в район проникли старатели. Им же был открыт и отработан до 1942 г. ряд мелких золотосносных россыпей. В 1939 г. на месте бывшего прииска Дождливый был организован оленеводческий колхоз, предпринята попытка развить земледелие. Однако к 1951 г. в виду суровых природных условий и труднодоступности района колхоз переведен в пос. Брянтү. Единственным населенным пунктом района является организованная в 1901 г. метеостанция "Унаха", где в настоящее время проживает 4 человека обслуживающего персонала. От метеостанции проходит рудный троп в бассейн Айдана и к действующему прииску Кировскому (82 км), расположенному за пределами района и связанному автогужевой дорогой с г. Зеей (100 км).

Первым геологом, посетившим в 1903 г. район, был сотрудник Геологического комитета Э.Э. Анерт (Анерт, 1928). Собранный им материал и схематическая геологическая карта масштаба 1:82 000 представляет определенный интерес до настоящего времени. Интересным является ме-

ние Э.Э. Анерта об ортоприроде роговообманковых гнейсов и амфиболитов, о связи золота с рассланцованными хлоритизированными эпидиотизированными породами и породами существенно роговообманкового состава. До пятидесятых годов геологические исследования ограничивались поисками золота, проводимыми Дамбукинским и Золотогорским приисковыми управленцами (Плечев, 1943ф; Сущков, 1946ф и др.). Большое значение для понимания геологии региона имели исследования, проведенные в это время Д.С. Норжинским в западной части хребта Станового (Норжинский, 1939). В 1951 г. в восточной части территории листа N-52-УП проводили картирование масштаба 1:200 000 В.А. Левченко (Левченко, 1952ф). Составленная ею геологическая карта довольно схематична и в настоящее время признана некондиционной.

В 1956 г. северная половина площади листа N-52-УП была занята М.М. Лебедевым (Лебедев, 1957ф) в масштабе 1:100 000. Рассланцованные двускладные и биотитовые гнейсы, развитые там, он считал архаическими образованными, залегающими согласно на травертилах типитовской серии. В пределах соседнего листа N-52-I М.М. Лебедев собрал материалы, свидетельствующие о послечемурском возрасте травертиоритов; слаташих Унахивский массив.

В 1957 г. А.П. Спичиным (Спичин, 1957ф) в аллювии р. Кудули установлены значительные концентрации (до 3 кг/куб. м) рутила, ильменита и анатаза, а также золота (до 100 мг/куб. м).

В 1958 г. в бассейне р. Тыгунгита поисками бериллия по заказу Э.Э. Анерта занимался М.Л. Хурин (Хурин, 1959ф). Результаты этих работ отрицательные.

В 1959 г. В.А. Махнинным (Махнин, 1960ф) проведены маршрутные исследования с целью поисков полей редкометаллических пегматитов.

С 1958 г. до настоящего времени партиями ВАГТА и ДРТТУ в зоне Становика-Дугуджура проводилось геокартирование масштаба 1:200 000.

К 1963 г. на территории этих прилегающих к району листов, за исключением №-51-ХП, были составлены государственные геологические карты масштаба 1:200 000. В результате этих работ была создана общая схема расчленения стратифицирующихся и интрузивных образований района, вшедшая свое отражение в унифицированной легенде Становой серии листов.

Основным материалом по стратиграфии хребтов Тукурингта и Становых-Джугдугура, полученный геологосъемочными партиями ДНГТУ и ВДГТ в последние 8-10 лет, сообщен Ю.П. Рассказовым и Л.И. Щербан (1966ф).

В конце пятидесятых - начале шестидесятых годов, помимо геологосъемочных партий, большой вклад в изучение геологии района Становых-Джугдугура сделан сотрудниками ВВПГПИ и Лаборатории геологии докембрия: Ю.К. Дзевановским (Дзевановский, 1958, 1959), Л.И. Красным (Красный, 1960), В.Н. Мошкиным (Мошкин, 1961), Ю.А. Альбовым (Альбов, 1959), Е.Т. Судовниковым, Г.М. Друтовой, А.Н. Демозым (Друтова, Демоз, 1960) и др. В основу описываемой геологической карты и карты полезных ископаемых положены материалы, полученные в результате геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 Е.В. Димкачевым (Димкачев и др., 1966ф, 1967ф) и Ю.П. Скатынским (Скатынский и др., 1964ф). Последними были закартированы восточная часть листа. Эти данные были дополнены материалами геологических съемок масштаба 1:50 000, проведенными в центральной части листа М.Н. Афанасовым (Афанасов, 1966ф).

При производстве геологосъемочных работ и составлении геологической карты использованы аэрофото- и аэрогеофизические материалы. На аэрофотооснимках масштаба 1:25 000 и 1:60 000 детшифруются лишь разломы, голы даек и отдельные тектоникогеологические элементы. На картах изотипам и трайфкам ΔT масштаба 1:200 000 аномальные магнитные поля вытнуты в северо-западном направлении (Румянцева, Дрмоченко, 1965) согласно с простиранием основных складчатых структур района. На тех же картах и трайфках довольно приблизительно устанавливаются

участки распространения пород гнейсового комплекса (ΔT минус 100-200 γ) и мезозойских гранитоидов (ΔT 100-300 γ). В пределах развития гнейсов и гранитоидов фиксируются многочисленные пологие глыбы (до 700 γ) и отрицательные (до минус 100 γ) аномалии, обусловленные преимущественно полами развитых даек кислого и среднего состава (рис. 1). На картах трайфков и изотипов ΔT масштаба 1:50 000, составленных для небольшого участка в юго-западной части листа (Гунаев и др., 1965ф), подтверждаются выделенные названными работами северо-восточные и северо-западные простирания даек и разломов, а также уточняются границы не вскрытых эрозией массивов раннемезозых (?) гранитоидов.

Геологическая карта в целом увязана со всеми соседними листами. Частные увязки следующие: 1) комплекс террас высотой от 3 до 25 м, относимых Ю.П. Скатынским (Скатынский, 1963ф) для территории листа №-52-ХП к образованным средне-верхнечетвертичного времени, на основании территории расчленен на террасы верхне- и среднечетвертичного возраста; 2) раннепротерозойские кварцевые диориты, развитые близ границы листов №-52-1 и №-52-УП в бассейнах рр. Унахакана и Кудудли, А.Г. Кап (Кап, 1963) ошибочно относил к гивридными образованным раннего мела.

СТРАТИГРАФИЯ

Исследованная площадь находится в пределах протерозойского складчатого образования Аджанского шита, в центральной части зоны Становика-Джугдугура. Около 60% исследованной территории сложено стратифицированными образованными, большая часть которых представлена породами внешнепротерозойского гнейсового комплекса. Незначительное распространение нижнемеловые вулканотенные породы и найновозойские рыхлые отложения.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В основу стратиграфического членения отложений нижнего протерозоя положена петрографическая и литологическая корреляция разрезов и структурное положение отдельных пачек пород.

Нижнепротерозойские образования представлены различными по составу и текстурно-структурным особенностям гнейсами, амфиболитами, реже кварцитами и мраморами. Частая перемежаемость различных по составу пород в разрезе, выдержанность по простиранию отдельных пачек и свит, наличие иногда ригмичного нерасплавления, значительное распространение высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов и присутствия мраморов позволяют судить о первичной осадочно-вулканогенной природе исходных пород.

В зоне протерозойского обрамления Алтанского шита распространены иликанская, бринтинская и усть-тимицкая серии. Купринская серия, выделенная в восточной части Становика М.П. Расквашовым (Расквашов, 1966г.), видится аналогом иликанской серии. В районе закартированы иликанская и бринтинская серии.

И л и к а н с к а я с е р и я

Породы серии развиты в южной, центральной и северо-западной частях территории листа N-52-УП. В составе серии преобладают но биогитовые и роговообманковые парагнейсы и амфиболиты. Характерными породами серии являются высокоглиноземистые гнейсы с гранатом, диопсидом, силлиманитом, а также слюдястые, железистые и моноклиновые кварциты.

На дневуру поверхность выходят нижние свиты иликанской серии, имеющие общую мощность 10600 м, — чильинская (?), джигдалинская, иличанская, урмская и увалинская. Четуре последних свиты по характеру разрезов, литологическому составу и положению в структуре хорошо сопоставляются с одноименными свитами-стратоплитами, описанными

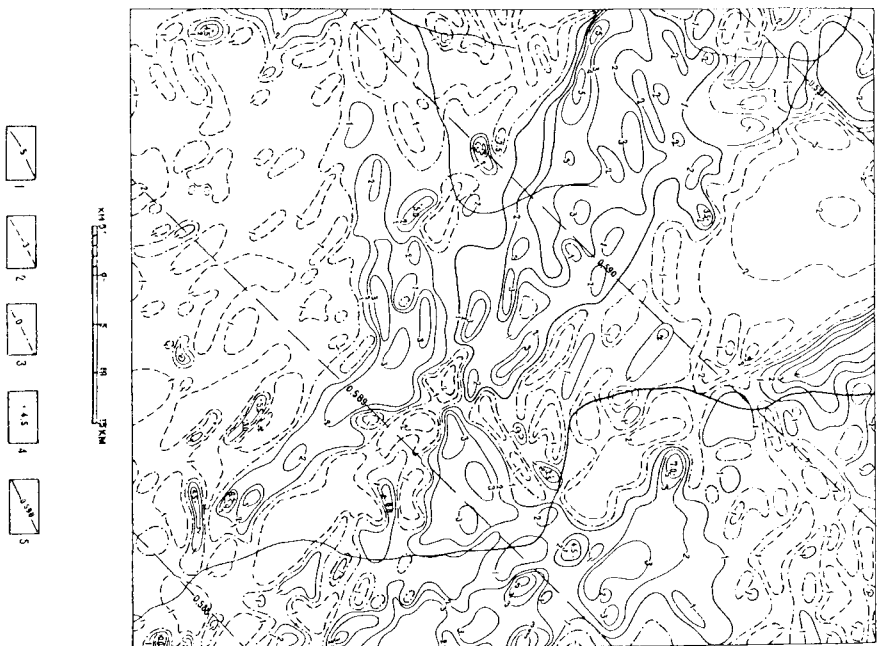


Рис. 1. Карта аномального магнитного поля

Изолинии (ΔTa) в миллизрестедах: 1 — положительные, 2 — отрицательные, 3 — нулевые; 4 — точки экстремумов (ΔTa) и их значения в миллизрестедах; 5 — изолинии нормального магнитного поля T эпохи 1950г. в эрстедах

и Ю.П.Скатынский (Скатынский, 1963Ф) на территории листа N-52-ХШ. На данной границе рассматриваемого района образования этих свит и свит - стратотипов принимают непосредственно друг к другу. Породы чильчинской свиты в западной и северной частях района также контактируют с образованными одноименных свит, выделенных на листах N-51-ХП и N-52-1 В.Л.Тодзевичем (Тодзевич, 1965Ф) и А.Г.Кацем (Кац, 1963). Однако, в связи с интенсивным развитием Кливважа^х, дифференза и метасоматической переработки пород, а также положением их в пределах тектонической блока, отнесение их к чильчинской свите в определенной мере условное. Не исключено, что в поле развития пород чильчинской свиты присутствуют блоки переработанных пород джигдалинской свиты, возможно архей, а также различных докембрийских интрузивных образований.

У и л ь ч и н с к а я (?) (P₁с²с³?) закартирована на площади 1200 кв.км в западной половине территории. Она представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-двуслюдянными, гранат-силлиманит-биотитовыми гнейсами. Очень редко отмечаются маломощные (до 80 м) слои и линзы амфиболитов, роговообманковых гнейсов, а также мономинеральных, слюдистых и железистых кварцитов. Состав чильчинской свиты отличается от принятого в сводной легенде серии окрестности юрдинерит-дистен-биотитовых гнейсов. На большей части территории гнейсы интенсивно рассланцованы, дифференцированы и метасоматически переработаны. Изучить разрезы свиты на большей части территории в процессе геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 и 1:200 000 оказывается невозможным из-за значительной метасоматической переработки и интенсивного рассланцевания исходных пород гнейсового комплекса.

х) Кливваж - рассланцевание здесь и далее рассматривается как notable тектонический процесс изменения пород гнейсового комплекса.

Лишь у западной рамки листа, в бассейне рр.Хаймкана и Кудуди, в пределах тектонического блока, где продессы дифференза и метасоматоза проявились относительно слабо, по канавам, пройденным через 200-400 м, и маршрутным наблюдениям удалось составить следующий схематический разрез верхней части свиты х):

1. Биотитовые, двуслюдяные гнейсы с прослоями гранат-двуслюдяных гнейсов 300 м
2. Амфиболиты, иногда с гранатом 80 м
3. Биотитовые, гранат-биотитовые, двуслюдяные гнейсы со слюдами (мощностью до 10 м) амфиболитов, двуслюдяных кварцитов. . . 200 м
4. Биотитовые гнейсы, переслаивающиеся с двуслюдяными, гранат-биотитовыми и гранат-двуслюдяными гнейсами 400 м
5. Биотитовые гнейсы со слюдами (мощностью до 20 м) двуслюдяных, гранат-двуслюдяных гнейсов, амфиболитов, слюдистых кварцитов. . 500 м
6. Гранат-силлиманит-биотитовые гнейсы 150 м
7. Биотитовые, гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные, двуслюдяные гнейсы со слюдами (мощностью до нескольких метров) биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов 300 м
8. Гранат-биотитовые, гранат-двуслюдяные гнейсы со слюдами (мощностью не более 1-2 м) мономинеральных и железистых кварцитов . . . 50 м

Общая мощность разреза 1980 м.

Выше по разрезу согласно залегает роговообманковые гнейсы джигдалинской свиты. Суммарная мощность чильчинской свиты (?) более 2000 м. Низы свиты в районе не известны. Наименее измененные разновидности биотитовых и двуслюдяных гнейсов чильчинской свиты (?) представляют собой однообразные тонкопослаиваемые мелкозернистые породы. Они отличаются своеобразной ржаво-бурой окраской за счет гидроксидов железа и оранжево-коричневого цвета биотита. Структуры их лепидо-х) Здесь и далее разрезы докембрийских образований приводятся снизу вверх. Мощности даны в метрах.

гранобластные. Гнейсы на 60-70% состоят из плагиоклаза-анклизина (35-41% ан)^х, кварца (10-30% поверхности шлифа), биотита (5-15%) и иногда мусковита (до 5-7%). Анцесорные минералы составляют не более 2-3% породы и представлены рудными минералами, апатитом, цитрином, ортитом и рутилом. Гранат- и силлиманитсодержащие разновидности гнейсов отличаются от описанных пород лишь присутствием мелких (до 0,5 мм в поперечнике) часто резорбированных зерен граната в количестве до 5% и игольчатых кристаллов силлиманита. Размер зерен силлиманита не более 5 мм по удлинению. Количество это в гнейсах не превышает 2-3%. Гранат розовый, розовато-красный, по размерам элементарной ячейки (11,487-11,490 Å^с) и показателем преломления (N=1,83-1,84) соответствует гранатам альмадинового ряда (определения А.И.Аралиной, ДСТТУ).

Амфиболиты представляют собой темно-зеленые тонкосланцеватые мелкозернистые породы. Структура грановенатовобластная. Составляют они из голубовато-зеленой роговой обманки (75-90%), плагиоклаза (10-15%), кварца (до 3%). Постоянно присутствуют следующие анцесории (1-2%): магнетит, сфен и апатит. Иногда отмечаются циркон и монацит. Гранатовые разновидности амфиболитов содержат рассеянные дробленые зерна граната размером 1-6 мм в поперечнике.

Кварциты состоят из агрегата давленого кварца. В железистых разновидностях наблюдается магнетит (до 15%), в силикатно-мусковит, либосиллиманит и биотит (до 10%). Структура гранобластная, кластерно-областная.

Биотит-роговообманковые гнейсы по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям не отличаются от аналогичных гнейсов дегидратированной свиты.

х) Номера плагиоклазов здесь и далее в тексте определены на четном деконном столике.

Исходные породы члщичинской свиты (?) претерпели интенсивную дифференциацию и метаморфическую переработку и обычно превращены в пектонитовые сланцы и метасоматиты кварц-полевшпатового состава. Рассланцевание и метасоматоз в породах свиты проявлены повсеместно, но не равномерно. В наименее рассланцованных разновидностях, отмечаящихся в периферических частях куполовидных структур^х) и в отдельных тектонических блоках, рассланцевание затрагивает лишь отдельные полоски пород; здесь произошло дробление, травульция зерен плагиоклаза и кварца. В промежутках между зернами полевых шпатов развит новообразованный красно-бурый крупночешуйчатый биотит. В более интенсивно рассланцованных породах имеется вторичный кварц, слатевый линзовки и полоски, согласные с кливацией и иногда образующие настолько густую сеть, что реликты первичной породы сохраняются лишь на отдельных разобленных участках. Кроме кварца отмечаются порфиробласты новообразованного альбит-олигоклаза, олигоклаза и пружилки, состоящие из мелких зерен калишпата. Интенсивно рассланцованные гнейсы постепенно переходят в своеобразные гнейсовидные метасоматитовки измененные тектонические сланцы и метасоматиты, которые в основном и представляются описываемую свиту. По внешнему облику это жваво-серые, зеленовато-бурые линзовиднополосчатые "очковидные" узловатые, с характерной булгурчатой поверхностью, сланцеватые биотит-кварц-полевшпатовые, гранат-кварц-двуосидные, эпидиот-биотит-полевшпатовые, гранат-силлиманит-биотит-полевшпатовые, иногда турмалиносодержащие породы. Структура пород сложная, гетеробластная, представляющая собой сочетание гномеропорфириобластной, денитобластной, гранобластной, бластомилонитовой, коррозийной, полиобластной структур. Состав пород: плагиоклаз (40-80%), кварц (20-70%), мусковит (1-10%), калиевый полевой шпат (3-25%), биотит (10-15%).

х) Описание куполовидных структур см. в главе "Тектоника".

Отмечаются гранат, силлиманит, серпент, соссорит, редко хлорит. Ацессорные минералы представлены апатитом, цирконом, магнетитом, рутилом. В кварцевых прожилках нередко встречается зеленчатого-черный турмалин. Присутствует новообразованный метасоматический и, реже, реликтовый платиоклаз. Новообразованный платиоклаз-альбит-оптиоклаз (14-20% An), либо оптиоклаз-андезин (20-26% An) слагает глимеробласты и порфиробласты - "очки", количество и размеры которых увеличивается от периферических частей куполовидных структур к центральным. В центральной части Дзельтинского и Хайканского куполов, на отдельных участках, площадь до нескольких сотен м², количество порфиробласт достигает 30% и более от объема пород. Размеры "очков" 1-3 см в диаметре. Форма их линзовидная либо эллипсоидальная. "Очки" ориентированы, как правило, согласно сланцеватости пород. Порфиробласты и глимеробласты катаклазированы и ретендрированы по периферии, как бы прорастают зерна более ранних реликтовых минералов; последние же приобрастают округлые бухтообразные очертания, распространяясь в процессе метасоматоза. Порфиробласты насыщены микропокимитовыми включениями кварца, биотита и реликтового платиоклаза, ориентированными обычно согласно сланцеватости. Иногда включения биотита группируются в виде темных полос, прослеживающихся с перерывами через несколько порфиробласт, - темпиковая подосчатость, по-видимому, отражающая направление кристаллизационной подосчатости исходных пород. Реликтовый платиоклаз-андезин (31-35% An) присутствует в виде беспорядочно расположенных изометричных зерен в порфиробластах новообразованного платиоклаза, а также в прожилках и линзах кварца. Иногда он группируется совместно с первичным кварцем в отдельных подосках, в пределах которых сохраняется структура гнейсов. Основность платиоклазов в глинзовых гнейсах чильчинской(?) свиты более высокая, чем в гнейсах вышележащей иликанской серии. Это обильнее породы свиты с аналогичными

породами архейского комплекса Агдашского щита.

Кварц отмечается не менее чем в трех генерациях. Первичный кварц образует изометричные зерна. Более поздний кварц развивается в виде линз, прожилков и гнезд. Состав прожилков мономинеральный или кварц-полевошпатовый. Количество этого кварца достигает 30-60% объема пород. Для него характерны мозаичные, зубчатые структуры и волнистое погасание. Прожилки секутся жилками кварца более поздней генерации.

Биотит коричнево-красный и реже зеленчатого-сурый. В породах, содержащих коричневатого-красный биотит, отмечается гранат, иногда силлиманит. Окраска биотита, по-видимому, обусловлена высоким содержанием титана, о чем свидетельствует широкая развитие в нем сагени-та. Крупные (до 6-8 мм) лейциты биотита облекают "очки" платиоклазов и гнездовидные кварц-полевошпатовые агрегаты. Крупночешуйчатый биотит является вторичным, возникшим в результате перекристаллизации пород в процессе дийфтореза. Гораздо реже в сланцах, образовавшихся по-видимому, по породам мелочновоземельного ряда, отмечается зеленоватого-сурый биотит в ассоциации с эпидотом, иногда с хлоритом. Высокоглинозелистые минералы - гранат и силлиманит, а также сагениит в породах, содержащих зеленчатого-сурый биотит, не наблюдались.

Характер выделения мусковита в породах чильчинской свиты (?) аналогичен биотиту. В значительной мере мусковит перекристаллизован, является вторичным; наблюдается замещение им силлиманита и коричнево-красного биотита. Калиевой полевоый шпат более поздний, чем новообразованный платиоклаз в порфиробластах. Кроме антиперитовых зростков в платиоклазе, калишпат слагает отдельные ксеноморфные зерна или развит в виде прожилков ранней генерации совместно с кварцем. На участках калишпата с плагиоклазом в последнем иногда отмечаются микрелиты. Трават-альмандин слагает мелкие (0,1-0,5 мм) зерна, не-

редко интенсивно резорбирован новообразованным плаггиоклазом, вследствие чего обычны skeletal формы граната. По трещинам в нем развиты гидроксиды железа и легкие чешуйки коричневого биотита.

При изучении пород чильчинской свиты устанавливаются следующие реакционные взаимоотношения минералов, характерные для эпидиот-амфиболитовой и зеленостанцевой фаций (по-видимому, несколько этапов регрессивного метаморфизма): андезит (31-35% ап) → олигоклаз-андезит (20-26% ап) → альбид-олигоклаз (14-20% ап); силлиманит → мусковит; биотит → мусковит → мусковит → серицит; биотит → мусковит; гранат → биотит; роговая обманка → биотит → хлорит. Реликтовая ассоциация граната, олигмивита, платмоклаза-андезина, биотита, мусковита, роговой обманки, наблюдающаяся в наименее измененных участках гнейсов, свидетельствует о высокой степени метаморфизма исходных пород в условиях амфиболитовой фации.

Д ж и т а л и н с к а я (Pt, dg) сложена переслаившимися роговообманково-биотитовыми, биотит-роговообманковыми, биотитовыми гнейсами и амфиболитами. В средней части ее присутствуют от прослоев гранат-биотитовых и гранат-двуосидных гнейсов. Присутствием гранат-двуосидных гнейсов свита отличается от состава свиты, приведенного в сводной легенде. Породы джигдалинской свиты на по-верхность выходят на разрозненных участках в западной части района. В структурном отношении в бассейнах рр. Джелтулы и Иликана они относятся к Джелтулинскому куполу, сложный образованности чильчинской свиты (?). В бассейне р. Кудули и на правобережье р. Джелтулы породы джигдалинской свиты развиты в пределах тектоническихблонов, сложенных фрейтвенными синклиналиными структурами в поле развития образованных чильчинской свиты (?). Большие содержания существенно роговообманковых гнейсов и амфиболитов джигдалинская свита отличается от чильчинской и чийчанской свит. Верхняя граница ее проводится по подошве мощных

пачек высокоглиноземистых гнейсов. Разрез свиты изучался в бассейнах рр. Ики, Бол, и Мал. Иликана, Кудули и Олондро по 9 линии канав, проведенным с интервалом 0,2-0,5 км. В целом схематический разрез выдержан по простиранию и имеет следующий состав:

1. Роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболиты со слюдами (мощность до 15 м) роговообманково-биотитовых гнейсов 300 м
2. Биотитовые гнейсы, неравномерно переслаивающиеся с амфиболитами 400 м
3. Биотитовые гнейсы с прослоями роговообманковых гнейсов и амфиболитов 300 м
4. Роговообманково-биотитовые гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых и биотитовых гнейсов 600 м
5. Биотитовые гнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых, гранат-двуосидных гнейсов и амфиболитов 600 м
6. Биотит-роговообманковые гнейсы, равномерно переслаивающиеся с роговообманково-биотитовыми гнейсами 700 м
7. Биотитовые гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов 300 м
8. Роговообманковые гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами 400 м
9. Роговообманково-биотитовые, роговообманковые гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов^х 400 м

Общая мощность разреза 4000 м.
Для существенно роговообманковых и биотитовых гнейсов джигдалинской свиты характерны грубо-, неравномернополосчатая текстура и гранобластовая, нематогранобластовая среднезернистая структура.

^х Мощность прослоев достигает 50-80 м.

Породы состоят из олигоцен-эоценовая (50-70%), кварца (10-30%), микроглина (до 15%), зеленой роговой обманки и зеленоваго-бурого биотита (в сумме не более 15%). Количественные соотношения биотита и роговой обманки в гнейсах и определяют их название. Породы являются андеситовыми минералами в гнейсах выделены обиде (до 2%), апатит и магнетит. Гранат-биотитовые и гранат-двуосидные гнейсы аналогичны соответствующим породам чилийской (?) и чилийской свит.

Амфиболиты складчат простираются и имеют мощность от нескольких сантиметров до 100-120 метров. Представлены они полевошпатовыми, редко гранатовыми разновидностями. Структура амфиболитовых неметаморфизированных, текстура гнейсовидная, редко массивная. Породы состоят из зернистой роговой обманки (55-75%), плагиоклаза (20-40%) и кварца (3-5%). Анцеситовые минералы: обиде (2-5%), магнетит (1-3%), реже отмечаются апатит. Содержание граната в гранатовых амфиболитах достигает 15%. В отличие от граната в гнейсах он имеет фиделитово-красную окраску и является поликристаллическим включением кварца и плагиоклаза. Между амфиболитами и роговообманковыми гнейсами по простиранию отмечены слои известняков, относящихся к различным формам.

Ч и м ч а н с к а я (P₄, 6m) на поверхность выходит в многоосложненной и центрированной частях листа. От других свит она отличается размером пород. Она представлена преимущественно биотитовыми и двуосидными гнейсами, часто содержащими гранат и реже листен. Меньше встречаются мукозитовые гнейсы, железистые, слюдистые, мономинеральные и графитовые кварциты, а также существенно роговообманковые гнейсы и амфиболиты. Разрезы свиты и соотношения ее с урдиской и джигдалинской свиты изучены по многочисленным линиям канав и естественным обнажениям в бассейнах рр. Мат. Ипикана, Олондро, Ипичи и Джелгула. Разрез свиты, расположенный в бассейне р. Олондро, имеет следующее строение:

1. Слюдистые кварциты 50 м
2. Двуосидные, гранат-двуосидные, гранат-листен-двуосидные, биотитовые и роговообманковые гнейсы 200 "
3. Биотитовые гнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых гнейсов 250 "
4. Гранат-листен-двуосидные гнейсы, переслаивающиеся с двуосидными и биотит-роговообманковыми гнейсами 250 "
5. Гранат-биотитовые и биотитовые гнейсы 400 "
6. Гранат-биотитовые гнейсы с прослоями роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов 200 "
7. Биотитовые, листен-биотитовые гнейсы 300 "

Общая мощность разреза 1650 м.

Выше по разрезу согласно задевает амфиболиты урдиской свиты, ниже по разрезу — роговообманковые гнейсы джигдалинской свиты. Мощность чилийской свиты 1500-1700 м. Хотя в целом состав свиты довольно постоянный, для отдельных частей и пачек ее характерна значительная фациальная изменчивость. В отличие от привлекательного разреза, у нижней границы территории, в междуречье Джелгула и Ипикана, в средней части свиты выделены 500-метровая пачка грубо переслаиваемых между собой биотитовых гнейсов и амфиболитов; разрез ее тем вышележащих 10-метровый горизонт железистых кварцитов. В верхних частях джигдалинов в верхней части свиты значительная роль принадлежит гнейсам, содержащим роговую обманку. На правобережье р. Олондро в средней части свиты на расстоянии 10-12 км прослеживаются 150-метровая пачка графитовых кварцитов, переслаивающихся с биотитовыми гнейсами. Маломощные (до 10 м) пачки таких же кварцитов встречаются в нижней части свиты в бассейне рр. Нижнего и Среднего Утигера.

Общей отличительной чертой анцеситовых гнейсов свиты

является их ржаво-бурый и бурый цвет. Текстура пород сланцеватые, структуры праволеникообразовые, гранобластовые. Постоянно присутствуют олигоклаз № 19-24 (35-50%), кварц (30-40%), калиевый полевой шпат (2-15%), слюда (15-20%). Гранат, по-видимому, состоит из альмандиновой и диопсида, содержание в количестве 1-5%. Последний слетает призматические зерна голубовато-, либо зеленовато-серого цвета, длиной 2-4 мм. Обычная ассоциация высокоглиноземистых гнейсов: гранат, диопсид, силлиманит, мусковит и оранжево-красный биотит. Мусковит, по-видимому, двух генераций: первичный, образующий клиноморфные пластинки, размером в среднем 2х3 мм, и вторичный в виде резко удлиненных чешуек, развившихся по листену и биотиту. Акцессорные минералы: монацит (1-2%), циркон, ортит, апатит, малахит, рутил.

Графитовые кварциты представляют собой сланцеватые тёмно-серые породы с шельковистым блеском. Структура гранобластовая. Количество графита достигает 5-10%. В этих кварцитах нередко присутствуют лейцит мусковита и сиогита (1-2%), иногда гранат и диопсид. Остатки равномерно выности кварцитов святы, так же как и существенно роговообманковые гнейсы и амфиболиты, не отличаются от аналогичных пород чильдинской и джигдалинской свит.

У р ж а в о б у р ы е г н е й с ы (Р₁,_{чл}). Метаморфические образования, состоящие из мусковитов, распространены в юго-восточной части территории, в пределах приколтливой по конфигурации полосы шириной 3-6 км, простиравшейся на северо-запад от руч. Джигдали до верховьев р. Иличи. Породы святы установлены также в береговых обнажениях р. Унахи ниже устья руч. Сыркуудыка, где они слетают брахиклассит-клиналитовую складку. Основная часть разреза святы (до 60% мощности) приколтлив на долю существенно роговообманковых гнейсов и амфиболитов; реже встречаются биотитовые гнейсы. В различных частях святы присутствуют линии гранат-биотитовых и гранат-диопсид-биотитовых

гнейсов мощностью до первых десятков метров. Для разреза святы характерно довольно частое чередование пачек, мощностью до 300 м, линз и прослоев различных по составу гнейсов и амфиболитов.

Наиболее детально строение святы изучено по береговым обнажениям рр. Олонгро и Унахи, а также по 4 линиям канав в бассейне рр. Джалдали, Арахмачунова, Туаши и Бургади. Разрез святы на правобережье рр. Кудучи и Унахи следующий:

1. Биотит-роговообманковые гнейсы, переслаиваемые с роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами, амфиболитами, реже биотитовыми гнейсами 300 м
2. Роговообманковые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов и амфиболитов 300 м
3. Биотитовые гнейсы с частыми прослоями амфиболитов и роговообманково-биотитовых гнейсов 400 м
4. Амфиболиты, роговообманковые гнейсы с прослоями биотитовых гнейсов 400 м

Общая мощность разреза 1400 м.

Ниже по разрезу залегают гнейсы чимчанской свиты. По минеральному составу и структуре гнейсы аналогичны таким же породам джигдалинской свиты, отличаясь от них постоянным присутствием первичного и вторичного эпидота в основных разновидностях пород в количестве 5-10% и значительным разнообразием текстур: наряду с грубо- и мелкополосчатыми обычны тонкополосчатые, тонкосланцеватые текстуры пород.

У н а х и н с к а я г н е й с ы (Р₁,_{чл}). Прекрасные коренные выходы ее пород наблюдаются по берегам р. Унахи между устьями руч. Иличи и р. Татъяны. Разрез святы выдержан по простиранию. Он характеризуется переслаиванием равномерно-тонкополосчатыми серыми и ржаво-бурными биотитовыми, гранат-биотитовыми и гранат-диопсидными

тнейсаки, составляющими около 60% объема свиты. Часто между тнейсаки и огмечаются взаимопереходы. Более редко встречается биотит-роговообманковые тнейсы, полевшпаловые и гранатовые амфиболиты, слатящие слои мощностью до 100-120 м; распространены они в составе свиты более или менее равномерно. Дисгеннодержимые тнейсы в составе свиты встречаются редко, кварцитов значительно больше (10-15% объема свиты). Среди последних выделяются мономинеральные, слюдистые, редко железистые разновидности. Все они слатяют маломощные (до 3-5 м) слои и линзы и преимущественно к верхней 700-метровой части разреза.

Мощность унахинской свиты более 1500 м. Верхние горизонты ее разреза в районе не известны. Петрографическая характеристика тнейсов, амфиболитов и кварцитов унахинской свиты аналогична таким же породам остальных свит илиганской серии.

Б р я т и н с к а я с е р и я

Образования, относящиеся к брянтинской серии, развиты на разрозненных участках в восточной части территории, в бассейнах рр. Олон-тро, Вальчи и Жолокона, где они занимают площадь 70 кв. км. В отличие от илиганской брянтинская серия состоит преимущественно из роговообманковых тнейсов и амфиболитов. По литологическому составу и разрезу рассматриваемые образования сопоставляются и непосредственно контактируют с породами стратогипинического разреза брянтинской серии, описанным и С.П. Несстеренко (Несстеренко, 1963) на территории соседнего листа №52-УП. Соотношения между илиганской и брянтинской сериями в районе не ясны, так как прослеживаются они раздельно и интрузивными раннепротерозойскими габброидами майско-жамнинского комплекса и телами мезозойских гранитоидов. Стратиграфическое положение брянтинской серии нигде не устанавливается и в общем разрезе раннепротерозойского комплекса во всей зоне Становика-Джугджура.

С.П. Несстеренко (Несстеренко, 1963) и Ю.П. Расказов (Расказов, 1966), учитывая дискордантное положение тел габброидов майско-жамнинского комплекса по отношению к структуре илиганской серии и их согласное залегание с породами брянтинской серии, предполагают структурное несогласие между ними. Однако на территории листа №52-УП слатящие контакты отмеченных габброидов с породами илиганской серии отмечались лишь в единичных случаях, как исключение X). По литологическому составу и структурному положению в районе выделяются две нижние свиты брянтинской серии - мультитинская и согласно залегающая на ней утуголокская.

Разрез м у л ь т и н с к о й с в и т ы (Р₁^{м/1}) изучен по линии канав, пройденных вдоль руч. Вальчи (система р. Унахи), а также за пределами района в береговых обнажениях р. Десса.

Свиты состоят из амфиболитов, роговообманковых, биотит-роговообманковых, реже биотитовых тнейсов и единичных прослоев мраморов. Преобладание амфиболитов отличает ее от состава, приведенного в сводной легенде. Мощность свиты около 2000 м.

Нижняя часть свиты, мощностью около 700 м, на 90% состоит из амфиболитов, перемежающихся с роговообманковыми тнейсами. Мощность отдельных слоев и пачек тнейсов не превышает 15-20 м. Биотитовые тнейсы отмечаются редко и слатяют прослои мощностью не более нескольких десятков сантиметров. Верхняя часть свиты более пестрая по литологическому составу. Она представлена амфиболитами, различными тнейсами и реже прослоями мраморов. Амфиболиты преобладают, но количественно не превышает 60%. Характерно присутствие незначительных по распространению маломощных (до 1-2 м) прослоев и линз гранатоводержимых и невыщелаченных амфиболитов. Обычно амфиболиты неравномерно перерушены реликтами, брянтинская серия не является стратиграфической толщей, а образована метаморфизованными в амфиболитовой фации и гранитизированными габброидами, содержащими коенолиты пород илиганской серии.

слагаются с роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами, находящимися между собой в приблизительно равных количественных соотношениях. Мощность слоев отдельных разновидностей гнейсов не превышает 7-10 м. Мраморы слагают единичные прослои мощностью 0,5-1,5 м, проследившиеся по профилированию на 300-400 м, и представляют собой светлые зеленовато-серые среднезернистые породы с гранобластовой структурой. Кроме кальцита и доломита в их составе присутствуют скаполит (до 10%), чешуйки флютопита и редкие зерна платио-класа и тремолита. В зонах гранитизации на контактах мраморов с амфиболитами и гнейсами развиты карбонат-диопсид-платинокласовые скандины.

В бассейнах рр. Валичи и Новокты на границе между нижней и верхней частями свиты установлен горизонт биотитовых, иногда с гранатом, тонкопородчатых гнейсов. Мощность горизонта 100-200 м, прослежен он на расстоянии 6 км.

У т у г о й с к а я н о в и т а (Pt, U) занимает площадь не более 10 кв. км. От мультитинской свиты она отличается более значительным содержанием биотитовых гнейсов. Породы свиты заделаны согласно с породами мультитинской свиты. Разрез утугойской свиты изучен в скальных выходах на р. Дессе, за пределами района (в 4-5 км от рамки листа М-52-УП), и имеет следующий вид:

1. Биотитовые гнейсы со слюдами (мощностью до 20 м) роговообманковых гнейсов и амфиболитов 480 м
2. Амфиболиты, неравномерно переслаивающиеся с биотит-роговообманковыми и биотитовыми гнейсами 100 "
3. Биотитовые гнейсы с единичными маломощными (до 2 м) слюдами амфиболитов 100 "
4. Амфиболиты со слюдами (мощностью до 10 м) роговообманково-биотитовых и биотитовых гнейсов 340 "

5. Биотитовые гнейсы 250 "
 6. Амфиболиты с единичными маломощными (до 1 м) прослоями роговообманково-биотитовых гнейсов 50 "
 7. Биотитовые гнейсы 180 "
- Ниже по разрезу обнажаются амфиболиты мультитинской свиты. Общая мощность разреза 1500 м.
- Мощность изученной части свиты 1600 м. Верхняя часть ее в районе не известна.

Амфиболиты и гнейсы утугойской свиты сходны с аналогичными породами мультитинской свиты. В отличие от последних, гнейсы бригитинской серии обычно более мелкозернистые и имеют зелено-серый цвет. Сохранение роговой обманки и биотита в них значительно выше (до 30%), количество кварца обычно не превышает 15%.

Глухожо метаморфизованные в амфиболитовой фации гнейсы нижне-серой и бригитинской серии повсеместно изменены процессами ультраметаморфизма (региональной гранитизации и мигматизации). В результате этого минеральный состав гнейсов и амфиболитов изменился: увеличилось количество кварца, полевых шпатов, наблюдается девиортитизация платинокласов, биотитизация роговых ожанов, иногда сопровождающаяся новообразованными эпидотом и сфеном. В лейкохратовой части роговообманковых гнейсов нередко встречается гранат. Именно этики преобладают в биотитовых гнейсах, объясняется невидержанность отдельных частей пород по простиранию. Морфологические типы мигматитов разнообразны. Встречаются ардериты, аглиты, пегматиты и теневые мигматиты.

Разреженный метаморфизм носил в районе приразломный и региональный характер. Последний наиболее ярко проявился в пределах куполовидных структур, сложенных образованными члнчичной свиты (?). Дифференциация, связанная с метасоматозом затухала там не только следы наложенных метаморфических процессов - мигматизации и гранитизации, но

и первичный состав пород. По неравномерным минеральным ассоциациям зафиксированный тип диафторез соответствует эпидиот-амфиболитовой фации ретрессивного метаморфизма. Приращенный диафторез развит близ крупных тектонических зон и соответствует зеленосланцевой фации. Здесь тнейсы нередко превращены в кварц-серпичитовые, кварц-серпичит-хлоритовые, кварц-серпичит-полевшпатовые сланцы, амфиболиты преобразованы в тремолитовые, актинолитовые и эпидиот-тремолит-актинолитовые породы.

Вопрос о возрасте метаморфических образований зоны Становика-Джугтжура, и, в частности, территории листа N-52-VI, дискуссионный. Долгое время они считались архейскими (Коржинский, 1959 и др.), диафторированными в условиях амфиболитовой фации. В настоящее время большинство исследователей, вслед за Ю.К. Дзевановским (Дзевановский, 1958, 1959) и В.Н. Мохкиным (Мохкин, 1961), основной комплекс относят к нижнему протерозою. Основным критерием для обоснования возраста этого комплекса, к сожалению, является лишь степень метаморфизма. Породы иликанской и брянтинской серий регионально метаморфизованы в амфиболитовой фации, для архей же Анданского щита характерна более высокотемпературная гранулитовая фация. Помимо разности в степени метаморфизма, для Становика свойствен магматизм, резко отличный от архейского магматизма щита. В зоне протерозоя широко распространены древнестановые граниты, табориты майско-джангинского комплекса и токсико-алгоминские диориты, которые отсутствуют в анданском архее. Приведенные факты лишь косвенно свидетельствуют о "последнеанданском" возрасте образований зоны Становика. Абсолютный возраст тнейсов Становика в бассейне р. Чульмана, по данным А.Н. Невлова (1960 г.), составляет 2240 млн. лет. Возрастные границы нижнего протерозоя 1900-2600 млн. лет (Тутарингов, 1966; Вогтевич, 1966 г.). На региональных картах магнитного поля выделяется несоответствие направлений структур ар-

хей Анданского щита и его протерозойского обрамления, что является косвенным указанием на более молодой возраст последнего.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Толща андезитовых порфиритов, их лавобрекчий, туфов, туфопесчаников, туфовидеритов, туфоконгломератов, лаво-конгломератов, песчанников, алевролитов, гравелитов, конгломератов (адсы).

Породы толщи занимают площадь 50 кв. км, состоят из отдельных участков, находящихся в широкую (до 30 км) полосу, прослеживающуюся через центральную часть территории в широтном направлении. В западной части полосы, на правобережье р. Джугтжура, преимущественно распространены туфовенно-осадочные образования. Восточнее, в бассейне р. Унахи, толща представлена главным образом лавами порфиритов. На правобережье р. Джугтжура довольно резкие фациальные взаимопереходы между породами различных вулканических, туфовенно-осадочных и терригенных пород наблюдаются даже на небольших (2-3 кв. км) участках. На метаморфических и интрузивных образованиях породы толщи залегают горизонтально или же наклонены под небольшими углами (до 15°). В основании толщи иногда присутствуют пачки базальных конгломератов и лаво-конгломератов мощностью до 40 м. Из-за разобщенности участков и фациальной изменчивости составить единый разрез толщи не удается.

В целом для эффузивных образований снизу вверх по разрезу усугубляется смена андезитовых порфиритов более кислыми их разновидностями (типа андезитов-дацитов). Видимая мощность толщи около 200 м.

В тесной связи с вулканическими, преимущественно поровыми лавовыми образованиями находятся эффузивные фации андезитовых порфиритов, сложенные куполовидные,

в плане округлые тела площадью до 5-6 кв. км. Андезитовые порфириты в экстремальных горах постепенно сменяются более раскристаллизованными породами-диоритовыми порфиритами. В обнаженных берегов р. Унахи наблюдаются эруптивные контакты последних с тейсами. Куполовидная форма тел подчеркивается фидиальностью, для которой характерны крутые уклоны падения (60-70%) и изменение простирания в соответствии с контурами куполов. По периферии экстремальные купола обычно окаймлены альпобератовыми лавокалциевыми породами. По данным магнитометрических работ, проведенных М.Н. Афанасовым (Афанасов, 1966ф), экстремии фиксируются полями отрицательных аномальных значений ΔZ величиной до 1500-1700 гамм на фоне 100-250 гамм, характерном для полярных образований. Андезитовые порфириты - темно-зеленовато-серые, иногда с фиолетовым оттенком, породы с гвелоцилитовой основной массой. Вкрапленники составляют 25-40% объема породы и представляют из себя андезит, реже лабрадором (52-59% ап.), роговой обманкой, пироксеном и сиогитом. Акцессорные минералы: магнетит (до 3%), апатит, иногда пирокс и сфен. Широко развитые более кислые разновидности андезитовых порфиритов (типа андезито-дацитов) отличаются от описанных пород более светлой серовато-зеленой окраской, наличием во вкрапленниках кварца (1-2%), преобладанием биотита над роговой обманкой и отсутствием пироксена. Структура основной массы микропожикирована, либо витрофирована. Андезитовые порфириты экстремальных фаций отличаются от аналогичных порфиритов из покровов наличием роговой обманки в основной массе, более интенсивными вторичными изменениями пород, выражающимися в альбитизации, карбонатизации, эпидиотизации, иногда пиритизации пород.

Диоритовые порфириты экстремии - зеленовато-серые мелкокристаллические породы. Порфиритовые выделения составляют 20-50% массы пород и представляют андезитом, роговой обманкой, биогитом, иногда квар-

цем. Основная масса альпобератовых пород, состоит из кварца, полого шпата, роговой обманки и биотита. Эти породы по петрографическим и химическим характеристикам (табл. I) не отличаются от аналогичных по составу пород, встречающихся многочисленными дайками, локализованные близ покровов, и представляющих, по-видимому, корневые части эффузиев.

Лавобрекчии - петрографические породы, состоящие из обломков андезитовых порфиритов, сменчивых лавой того же состава. Наличием лавобрекчии классического материала в среднем составляет 50-60%, максимум 90%. Туфы - зеленовато-серые пятнистоокрашенные тейсито-гвелоцилитовые литокристаллокалциевые породы. Обломки представляют андезитовыми порфиритами и кристаллами полевых шпатов, роговых обманок, сиогита, иногда кварца. Цемент туфов пеллозый. Туфолесчанники - зеленовато-серые массивные или слоистые породы, имеющие плавилитовую, участками алевролитовую структуру. Классический материал представлен кварцем, платиноклазом, сиогитом и андезитовыми порфиритами. Форма обломков угловатая, реже подугокатанная. Цемент порозый, иногда базальный, по составу пеллозый, глинистый. Туфолесчанники - серые и темно-серые неравномерноосистые породы с алевролитовой и алевролитовой структурой. В основной массе, состоящей из неоразличного пеллово-глинистого агрегата, рассеяны мелкие угловатые частички кварца, серпикита, утилитового вещества. Туфоконгломераты палеозойские, обломочно-галечниковые, радиально-галечниковые. Гальки и обломки представляют тейсами, амфиболитами, тнейсовскими гранитоидами. На правобережье р. Унахи в гальках базальных лавоконгломератов присутствуют сиогит-роговообманковые гранодиориты, не отличающиеся от интрузивных раннемеловых (?) пород такого же состава. Количество валунов, галек и обломков достигает 30%. Цемент трубоверхности песчаноземный с большой примесью туфового материала. Песчанники, алевролит-

ны и конгломераты в толще имеют небольшое значение. В отличие от описанных пород в их составе полностью отсутствует пирокластический материал. В прослоях алевролитов на правобережье р. Дзельгулы встречаются обугленные остатки растений.

Толща дацитовых порфиров (Ажст₁)

Дацитовые порфиры распространены в бассейне р. Уч. Илчи, занимают площадь 5 кв. км и залегают стратиграфически выше андезитовых порфиритов. О более позднем наличии дацитовых порфиритов свидетельствуют их положение в разрезе и наличие в них многочисленных обломков андезитовых порфиритов. Мощность толщ, судя по разности литометрических отметок подошвы и кровли, около 100 м. Дацитовые порфиры представляют собой светлые буровато-серые порфириты поро-ды. Вкрапленники составляют 45-50% объема породы. Среди них преобладает андезит (38-48% ад) - 70-80%. Кварц составляет 5-10%, олигит - 10-15%, роговая обманка - до 5%, ортоклаз - 2-3%. Структура основной массы стекловатая, участками микрофелизитовая. Показатель преломления стекла $n = 1,538$. Атипичные минералы: апатит, магнезит, реже циркон и сфен.

Нижнееловой возраст существенно вулканогенных толщ принимается на основании следующих данных. Радикотектологический возраст андезитовых порфиритов из экотруэки в бассейне р. Дзельгулы составляет 134 млн. лет, дацитовых порфиритов из покрова в бассейне р. Илчи - 132 млн. лет. Определения выполнены в ДВГУ Т. К. Козалкчук по валовому содержанию калия и аргона с поправкой на возмущенный аргон (Финничев, 1965ф, 1967ф). На территории среднего ледяга М-52-1 порфириты залегают на песчанниках с флорой неокена (Кач, 1963). На территории ледяга М-52-ХIV (Навигина, 1960; Федоровский, 1965) аналогичные эффузивы перекрывают флюористически обогащенные вулканические-нижнееловые отложения угленской свиты, многочисленные гальки эффу-

эффузивов встречаются в конгломератах Филиппинской свиты раннеелового возраста.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Н и ж н е ч е т в е р т и ч н ы е (?) о т л о ж е н и я (Q₁?) сохранились на отдельных участках общей площадью 2-3 кв. км в пределах третьей ступенчато-эрозионной надпойменной террасы р. Унахи. Высота террасы 80-90 м. Мощность нижнечетвертичных (?) рыхлых отложений не превышает первых метров. Предоставлены они гальчиниками, буровато-серыми супесями и суглинками. Гальки хорошо окатаны, не отсортированы, состоят из кварца, пегматитов, реже эффузивных и интрузивных пород раннего мела.

Возраст описываемых отложений основывается лишь на геоморфологических данных. Формирование третьей надпойменной террасы, по-видимому, происходит в раннем плейстоцене, так как палинологически обогащенные отложения второй надпойменной террасы имеют среднечетвертичный возраст. Не исключено, что возраст отложений и более древний, например, неотеново-раннечетвертичный.

С р е д н е ч е т в е р т и ч н ы е о т л о ж е н и я (Q_{II}) состоят в первую надпоймную пологую террасу высотой 15-25 м, наиболее широко развитую в долинах рр. Унахи и Кудуми. В составе отложений наблюдаются суглинки, глина, супеси, пески и галечники. В отличие от террас долины р. Унахи, в террасовом аллювии р. Кудуми галечники и пески сомнируют. Для разрезов аллювия среднечетвертичных террас, изученных в многочисленных шурфах, расчистках и скважинах, характерна невыраженность традиционного состава и частое выклинивание слоев. Мощность слоев отдельных традиционных террас различна по разрезам в широких пределах, но нигде не превышает 1,5-2 м. Во всех разрезах устанавливается увеличение количества песчано-галечникового материала по мере приближения к плотике. Мощность среднечетвертичных отложений не превышает 8-12 м.

Пески, слогавшие стору надпойменную террасу, подмиктозные, мелко-, средне- и крупнозернистые, в разной степени отсортированные, иногда с небольшой примесью галек (до 10%). Цвет всех пород буровато-серый, бурый, буровато-желтый. В составе тяжелой фракции песков преобладают циркон, рутил, сфен, анатаз, реже отмечаются апатит, ортит, дискен, шенит и единичные зерна золота. Гальки, как правило, хорошо окатанные и состоят из пород, распространённых в районе; характерно преобладание в гальках эффузивных и интрузивных меловых пород.

Отложения содержат пыльную теломобивых древесных пород (*Ulmus sp.*, *Pinus sp.*, *Quercus sp.*, *Tilia sp.*, *Sorbus sp.*, *Saxifraga sp.*) и пыльную березу вида *Betula aldo-sibirica Vuk.*, которая, по данным Д.Д. Казачкина (1966ф), произрастала в районе не позднее среднего плейстоцена. Ныне этот вид березы распространён только в Китае.

Верхнечетвертичные отложения (QIII) слагают первую надпойменную аккумулятивную террасу высотой 3-8 м. По составу отложений и характеру разрезов они не отличаются от средне-четвертичных аллювиальных образований. Максимальная вскрытая мощность их в долине р. Татыни 8 м, обычно она не превышает 3-4 м.

Сторово-пыльцевые комплексы этих отложений отличаются от средне-четвертичных отсутствием *Betula aldo-sibirica Vuk.* и присутствием пыльной *Betula dahurica Pall.*, *B. costata Trautv.*, *B. schmidtii Vgl.*, ныне не растущих в районе.

Современные отложения (QIV) представлены пойменными и русловыми аллювиями. Аллювий низких пойм и русел сложен главным образом галунно-песчано-галечниковым материалом. В составе отложений высоких пойм преимущественно развиты пески и глины. Мощность руслового и пойменного аллювия на р. Унахе, по данным бурения, достигает 3 м. Сведения о мощности современных отложений на других реках отсутствуют.

т; по-видимому, она не превышает там первых метров.

В сторово-пыльцевых комплексах современных аллювиальных отложений лепиллобные формы отсутствуют, из пыльной древесных видов берез наблюдается только *Betula platyphilla Vukacz.*, произрастающая в районе в настоящее время. Условно к современным отложениям относятся образования эвразийско-делювиального чехда, покрывающего склоны и водораздельные пространства. Эти образования представлены бурями и суглинками, дровяной, щебневой и обломками торных пород. Количество и размеры обломков увеличиваются с глубиной. Поскольку мощность чехда обычно менее 2,5 м, на картах он не показан.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы занимают 40% территории листа. По времени образования среди них выделяются раннепротерозойские и раннемеловые (?), интрузии.

Раннепротерозойские интрузии Габоро-амфиболиты, амфиболиты, диориты (V^3Pc_1) являются наиболее древними интрузивными породами района. Они распространены вдоль восточной границы района и слагают северо-западное окончание крупного массива габороидов она и слагают северо-западное окончание крупного массива габороидов майско-джаннинского комплекса, закартированного В.С. Федоровским (Федоровский, 1965ф) и С.П. Несереженко (Несереженко, 1965ф) на площади листов N-52-XIV и N-52-VIII.

В изученном районе габороиды не слагают сколько-нибудь крупных единых тел, а образуют среди пород нижнего протерозоя серии тесно облитенных межпластовых залежей, содержащих многочисленные ксенолиты-простои метаморфических пород. Характер переслаивания тел габороидов с метаморфическими породами напоминает структуру "слоеного пирога". Секундные контакты габороидов с гнейсами очень редки и наблюдались лишь с породами унахинской свиты. Габороиды майско-джаннинского комп-

гранитоидов всегда согласная.

Среди гранитоидов древнестанового комплекса преобладают платио-граниты. Это светло-серые среднезернистые гнейсовидные породы гра-нообластной структуры. Составляют они из платиоклаза (55-65%), кварца (15-35%), биотита (2-5%) и калиевого полевого шпата (до 5%). Граниты отличаются от плагитогранитов повышенным содержанием калиевого полево-го шпата (до 25%).

В целом для гранитоидов характерна зависимость их состава от состава вмещающих пород. Граниты, расположенные среди естественно амфиболовых пород, содержат роговую обманку, плаггиоклазы в них более основаны (27-32% An), кварца меньше (до 10%), то есть по составу они часто приближаются к гранитоидам и лейкократовым кварцевым диоритами. В гранитоидах, локализованных среди биотитовых гнейсов, плаггиоклаз более кислый (№ 21-25), содержание кварца не ниже 25%. В поле разви-тия высококислотных гнейсов в гранитах обычно присутствует мус-ковит.

С гранитоидами связаны повсеместно развитые в районе пегматиты. Они складываются в гнейсах и гранитоидах многофазные, причудливые по форме, гнездовые обособления, линзы, не выдержанные по мощности и элементам залегания жилы и прожилки. Максимальные размеры тел не превышают 1-3 м в поперечнике при протяженности до 10 м. Структура пегматитов блоковая. Они состоят из оптоклаза, кварца, микроклина и незначительного количества биотита, мусковита, иногда роговой об-манки. Среди акцессорных минералов, кроме апатита, сфена, траната, магнетита, монацита и циркона, обычных для древнестановых гранитои-дов, в пегматитах иногда отмечаются зерна пирита, молибдена, халь-копирита, галенита, ферросонита и золота.

Тенезис описываемых гранитоидов, по-видимому, палингено-мета-соматический (Дзевановский, 1959; Моткин, 1961). О формировании древне-

становых гранитоидов в связи с ультраметаморфизмом, протекавшим во время раннепротерозойской складчатости, свидетельствуют тесная структурно-литологическая связь их с вмещающими породами, наличие вокруг них широких полей гранитизированных пород, трансобластные структуры, отсутствие зональных плаггиоклазов. Несомненно, значитель-ная часть гранитоидов, сложенных преимущественно жилами и жилками резкие, часто секущие контакты с гнейсами, возникла вследствие рео-морфизма.

Нижняя возрастная граница древнестановых гранитов на территории листа определяется тем, что они инфильтруют раннепротерозойские ме-таморфические образования и геоборокы майско-джегинского комплекса (Львовбережье р.Унажи), а верхняя — прорыванием их мелкозернистыми гранитами и плагитогранитами и гнейсовидными кварцевыми диоритами раннепротерозойского возраста (р.Унахахан). С гранитоидами связаны незначительные проявления мусковита, редких земель, золота, молибде-на, меди, неоднократно отмечавшиеся в пегматитах.

К в а р ц е в н е д и о р и т н г н е й с о в и д н ы е,
р е д к о м а с с и в н ы е, т р а н о д и о р и т н (S r F u)
слагают в междуречье Кудулли и Унажи кольцеобразный в плане массив,
несколько вытянутый в северо-западном направлении, согласно с тенези-
ральным простиранием раннепротерозойских структур. В бассейне р.Ха-
имкана массив рассекается интрузией раннемазовых (?) гранодиоритов.
Ширина "котла" варьирует от 2 до 7 км, в зависимости от углов па-
дения гнейсовидности в кварцевых диоритах. Достигает максимума в бас-
сейне р.Кудулли, где углы падения не превышают 15-30°. Кольцевой
массив образует Хаймаканский купол, сложный породами чильчинской
свиты (?). Граниты диоритов с последними имеет весьма сложный и не-
четкий характер. Зона контакта детально изучена в обнажениях на бе-
регах р.Унахахан и в горных выработках в верховьях р.Кудулли. Шири-

на ее 1-2 км. В пределах зоны часто чередуются согласные тела кварцевых диоритов и пачки гнейсов чильчинской свиты (?). Мощность тех и других изменяется от десятков сантиметров до первых метров. Количество согласных инъекций-апофиз кварцевых диоритов постепенно уменьшается по мере продвижения к центру купола. Такой характер контактовой зоны делает невозможным проведение четкой границы между породами купола и кольцевой интрузии; на карте она проведена условно в тех местах, где соотношение количества этих пород 1:1. В зоне контакта кварцевые диориты и метаморфические породы интенсивно расщеплены, нередко превращены в биастомилониты. Ориентировка гнейсовидности в диоритах и гнейсах согласная и всегда параллельна контактам этих пород.

Среди кварцевых диоритов очень часто отмечаются ксенолиты мигматизированных и гранитизированных роговообманковых, реже биотитовых гнейсов и амфиболитов, сходных с аналогичными образованными Джигдалинской свиты. Ксенолиты имеют пластовую или линзовидную форму и размеры от первых сантиметров до 3-4 м. В бассейне р. Кудудли мощность амфиболитовых ксенолитов, вскрытых канавами, достигает нескольких десятков метров. Ориентировка ксенолитов и полосчатости пород в них параллельны гнейсовидности диоритов. Согласные апофизы кварцевых диоритов встречаются и в пределах купола; количество и параметры их возрастают в его периферической части.

Все сказанное позволяет сделать предположение о пластовом характере рассматриваемой интрузии. Внедрение диоритов происходило, видимо, по доложившей тектонически ослабленной зоне, приуроченной к контакту гнейсов Джигдалинской свиты и пород чильчинской свиты. На это, в частности, помимо всего вышеотмеченного указывает также структурная согласованность сланцеватости, контактов всех пород и гнейсовидности в кварцевых диоритах.

Состав интрузии довольно однообразный. Это сердце среднезернисто-гнейсовидные кварцевые диориты. Структуры их типичноморфозернистые, всегда в той или иной степени измененные биастезом. Состав они из андезита № 33-41 (60-70%), роговой обманки (15-20%), биотита (5-15%), кварца (5-10%), калиевого полевого шпата (до 5%). Акцессорные минералы - сфен (1-3%), магнетит, циркон, апатит. Для химического состава кварцевых диоритов характерно обычно повышенное содержание щелочей и алюминия, что приближает эти породы к монцититам (табл. I). В рассланцованных кварцевых диоритах, в зоне контакта их с образованными чильчинской свиты (?), структуры пород биастезитовые или биастомилонитовые. Обычно наблюдающаяся в плагиоклазах кварцевых диоритов прямая четкая зональность становится здесь более растлывчатой. Основная платиноклазов снижается до № 25-28. Роговая обманка в рассланцованных разновидностях кварцевых диоритов интенсивно замещается биотитом. Общее содержание калиевого полевого шпата и кварца увеличивается до 20-25%. Развиваются эти минералы в виде прожилков, заменяя платиноклаз.

Транодиориты распространены очень ограниченно и связаны с последними переходами с кварцевыми диоритами, отличаюсь от них повышенным содержанием калиевого полевого шпата (до 20%) и кварца (до 15%). Нижняя возрастная граница интрузии определяется тем, что она содержит в своем составе многочисленные ксенолиты мигматизированных и гранитизированных гнейсов и амфиболитов. Характер гранитизации и состав жильного материала в мигматитах указывает на связь последних с древнестановыми гранитами. Верхняя возрастная граница устанавливается на том основании, что в приконтактовой зоне по породам интрузии развиваются раннепротерозойские метасоматические граниты (${}^1_4\text{P}t_1$). В бассейнах рр. Кудудли и Унакакана кварцевые диориты прорываются раннеэволютивными транодиоритами (${}^1_2\text{Cr}?$) и раннепротерозойскими мелкозер-

Таблица I

Химический состав интрузивных и субвулканических пород

№ п/п	Место взятия	Наименование пород	Индекс	Весовые проценты окислов													Сумма	
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	CO ₂		H ₂ O
1	Бассейн р. Кудули	Лейкократовый гранит	f ₃ Cr ₁ (2)	73,88	0,13	14,05	0,76	0,82	0,02	0,54	1,25	3,76	4,80	0,00	0,02	0,13	0,38	100,54
2	"	"	"	71,20	0,31	14,76	0,82	1,12	0,02	0,84	1,85	4,12	4,76	0,01	0,06	0,15	0,60	100,62
3	"	Гранит	f ₁ Cr ₁ (2)	71,45	0,31	14,67	0,26	2,07	0,03	0,77	2,26	3,40	4,34	0,01	0,08	0,15	0,78	100,58
4	"	"	"	68,43	0,44	15,33	1,25	1,92	0,07	1,40	2,68	3,97	4,10	0,02	0,14	0,04	0,50	100,29
5	р. Джолокон	Кварцевый диорит	S ₁ Cr ₁ (2)	57,70	0,76	16,06	0,96	5,65	0,12	4,61	5,61	3,67	3,07	0,09	0,26	0,12	0,99	99,67
6	р. Унаха	Гранодиорит	f ₃ Cr ₁ (2)	63,84	0,60	16,42	1,60	2,34	0,07	2,28	3,99	3,96	3,20	0,08	0,16	0,00	0,52	99,06
7	"	"	"	64,19	0,70	16,32	1,60	2,62	0,07	2,54	3,85	3,32	3,54	0,02	0,39	0,13	0,40	99,33
8	р. Унаханан, 3 км выше устья	Плаггиогранит	f ₃ Pt ₁	70,91	0,30	15,92	0,55	0,80	0,02	0,72	2,55	4,31	3,92	0,01	0,06	0,17	0,39	100,53
9	"	Диорит	S Pt ₁	58,61	0,89	16,91	1,73	4,44	0,11	4,04	5,54	4,36	2,58	0,01	0,25	0,20	0,87	100,54
10	"	Гранодиорит	"	64,60	0,51	18,02	1,03	2,15	0,03	1,50	3,35	4,91	3,15	0,01	0,16	0,13	0,98	100,53
11	Междуречье Новокты и Валуи	Андезитовый порфирит	α M Cr ₁	63,35	0,61	16,00	0,54	3,85	0,06	2,52	2,78	3,89	3,30	0,00	0,16	0,73	1,60	99,39
12	"	Диоритовый порфирит (корневые части покровы)	S M Cr ₁	62,77	0,61	15,32	1,03	3,54	0,11	3,45	3,98	3,75	2,73	0,00	0,17	0,14	1,75	99,35

№ п/п	Числовые характеристики по методу А.Н.Заварицкого												
	s	a	b	c	q	a:c	c'	m'	f'	n	у	t	α'
1	81,6	14,5	2,4	1,5	+32,7	9,7	-	35,1	54,1	54,2	24,3	0,1	10,8
2	79,5	15,2	3,2	2,1	26,5	7,2	4,2	43,7	52,1	57,3	20,9	0,4	-
3	80,1	13,6	3,6	2,7	30,3	5,0	-	35,8	60,4	54,2	5,7	0,4	3,8
4	77,0	14,6	5,6	2,8	22,0	5,2	7,2	42,2	50,6	59,4	18,1	0,5	-
5	66,5	12,6	16,4	4,5	3,3	2,8	14,2	47,7	38,1	64,7	5,0	1,0	-
6	73,7	13,2	8,6	4,5	16,5	2,9	3,3	46,3	50,4	66,7	16,3	0,7	-
7	73,4	13,7	9,2	3,7	15,7	3,7	11,1	46,7	42,2	62,9	14,8	0,8	-
8	79,7	14,8	2,4	3,1	26,7	4,8	-	50,0	50,0	62,7	19,4	0,4	-
9	67,1	13,4	14,8	4,7	2,7	2,9	14,4	46,3	39,3	71,4	10,2	1,1	-
10	74,7	15,4	5,8	4,1	14,8	3,8	-	43,5	50,6	70,2	15,3	0,6	5,9
11	73,2	13,5	9,9	3,4	16,0	4,0	-	44,1	43,3	64,3	4,9	0,8	12,6
12	72,5	12,4	11,0	4,1	16,1	3,0	6,9	53,7	39,4	67,2	8,1	0,8	-

Химические анализы выполнены в ДГУ в 1964-67 гг.

нистыми гранитами (f₃ Pt₁). Абсолютный возраст роговой обманки из гнейсовидных кварцевых диоритов, встреченных на правобережье р. Кудули близ границы с территорией листа N-52-I, составляет 955 млн лет (Ялыничев, 1966б). Судя по повышенному содержанию калия (1,48%) в роговой обманке, возраст пород возможно и более древний.

По возрасту и составу кварцевые диориты и гранодиориты сопоставляются с породами токско-алюминиевого комплекса, описанными В.Н.Можкиным (Можкин, 1961) в верховье р. Зей. В отличие от последних рассматриваемые породы характеризуются типичными структурами магматической кристаллизации, зональными плаггиоклазами (до 7 зон), четкими контактами с метаморфическими образованиями и отсутствием сопутствующей им мигматизации во вмещающих породах.

Граниты, плаггиограниты и диориты в пределах Хаймаканского купола, особенно в центральной части его и в меньшей мере - в разнепротерозойских кварцевых диоритах; в разноразноцветных кварцевых диоритах они не встречаются. Они слагают секunde, реже согласные мате тела и многоклеточные маломощные (0,1-2 м) жилы. Контакты их с вмещающими породами неровные, резкие. Гнейсовидность, нередко наблюдавшаяся в них, согласна с гнейсовидностью вмещающих пород, даже в том случае, когда жилы и тела секущие.

Граниты и плаггиограниты связаны взаимопереходами и обладают диастрогравитовой или гранитовой струпчатостью. Состав гранитов: олигоклас-андезит № 25-36 (30-35%), калиевый полевой шпат (25-45%), кварц (30-40%), биотит (1-10%), роговая обманка (0-3%). Характерные апсесорные минералы: гранат (до 2%) и анатит, редко ортит. Плаггиограниты отличаются от гранитов соотношением калиевых минералов: плаггиоклаза в них 60-65%, калиевого полевого шпата до 5%, кварца 35-40%. По химическому составу они занимают промежуточное положение между

плагiorанитами и мелкозернистыми гранитами. В отличие от грани-
тоидов древнесланцевого комплекса, плагiorаниты в гранитах и плагiorа-
нитах образует более или менее правильные таблитчатые зерна с зональ-
ным строением.

Возрастное положение рассматриваемых гранитоидов определяется
тем, что они прорывают кварцевые диориты ($3 R_1$) и интрузивы
более молодых раннепротерозойскими гранитами ($1_1 R_1$). Гранитоиды,
аналогичные описанным, на территории соседнего листа М-51-ХVIII име-
ют абсолютный возраст 707 млн. лет (Паринков, 1964ф).

Г р а н и т н ы е п е л м а т о и д н ы е, т н е й с о в м и д н ы е,
 $1_1 R_1$ выделяется по своему генезису метасоматичес-
кими образованными; с их понижением связано завершение раннепротеро-
зойского магматического цикла. Притручены они к протерозойским во-
нам расщепления и дивергенции. Наряду с кварц-полевошпатовыми
метасоматитами, с которыми они тесно связаны и пространственно связа-
ны, граниты широко развиты в Жалгудинском, Амутканинском и Хайкан-
ском куполах. Наиболее значительные по площади тела их (до 7 кв. км)
находятся на междуречье Большого и Малого Имканов и в бассейнах
рр. Унахакана и Кузудли, где они притручены к мощным тектоническим
зонам, обрамляющим купола. Тела метасоматических гранитов имеют
очень сложную, обычно линзовидную в плане форму. Они содержат много-
численные склизиты рассланцованных гнейсов. Контакты гранитов с
вмещающими породами постепенные, реже резкие, ориентировка теневых
текстур в гранитах всегда совпадает с гнейсовидностью и сланцевато-
стью гнейсов и диоритов. В экзоконтактовых частях тел встречается
масса метасоматических кварц-полевошпатовых образований.

Граниты представляют собой пегматитовые, реже неравномерноразвер-
нутые жетовато- или розовато-серые породы с линзовками и веретено-
образными обособленными голубовато-серого кварца. Структура транзо-

диальная, часто с элементами пыхжеобнастойной структуры. Широко
развита структура вмещения плагiorанитов кафельных полевых шпатов.
Коллективные соотношения минералов в метасоматических гранитах
неясны. Породы состоят из кафельного пологого шпата - перлита
(30-50%), плагiorанитов М-13-25 (15-30%), кварца (25-40%). В коли-
честве до 5% присутствуют биотит, мусковит, хлорит, эпидот. По сос-
таву метасоматические граниты иногда близки к сланцам; для послед-
них характерна повышенная радиоактивность, связанная значительными
концентрациями урана (до 5%).

Возрастное положение гранитов определяется тем, что они разви-
ваются в тектонических зонах, секущих все оставшиеся раннепротерозой-
ские образования, а сами прорывают более молодые мезозойские
гранитоиды. Абсолютный возраст метасоматических гранитов, встре-
ченных на правобережье р. Мал. Имкана, определенный калий-аргоновым
методом по кварцовой пробе, составляет 1101 млн. лет (Афанасов, 1966ф).

Р а н н е м е л о в ы е и н т р у з и и
Г р а н о д и о р и т ы ($1_1 R_1$), г р а н и т ы ($1_1 R_1$),
к в а р ц ы и д и о р и т ы ($3_1 R_1$) распространены в север-
ной части района на площади 1700 кв. км. Эти породы складчат и имеют
часть крупного Унахинского массива. В нижней тектонической
площадки 5 кв. км закартированы выходы транодоритов, представляющие
юго-восточное окончание Штыряковского массива (Толзенич, 1965ф). Ос-
новное простирание контактов интрузии северо-западное, согласное с
ориентировкой выхода Унахинского массива.

Широко распространены на Становике интрузии раннемеловых (?),
так называемых узких гранитоидов, в том числе и Унахинский массив,
по явным признакам космополитов, представляют типичные тела
(Дзезановский, 1959; Красный, 1960). Вследствие их контролируются
системой разрывов преимущественно северо-западного простирания. Сла-

тая лакколитоподобные или плиткообразные тела и залегая в общем очень полого, они при сравнительно неглубоком эрозийном срезе образуют большие по площади выходы.

А.Г.Кац (1963 ф) для северной части Уахинского массива отмечал многочисленные субгоризонтальные первичные трещины, активный контакт в высшем боку интрузии и отсутствие контактовых изменений в подстилающих породах. Южная часть этого массива, судя по неоднородности его состава, характеру распространения фациальных разновидностей гранитоидов, наличием ксенолитов вмещающих пород и конфигурации контактов, имеет сложную морфологию. На одних участках массива представляется пологозалегающее тело, на других контакты его крутонадавшие. Например, в бассейне р.Олонгро (Брянтинской системы) и в верховьях рр.Кутука и Хамикана, по-видимому, обнажаются краевые и апликальные части пологозалегающего выпятого боча интрузии. Это подтверждается повсеместным распространением в гранитоидах ксенолитов и останцов кровли (метаморфические породы), широким развитием мелкозернистых порфировидных гранодиоритов краевой фации и извилистой в плане конфигурацией контактов интрузии. На карте изолиномой пологие контакты раннемоловых (?) гранитоидов с метаморфическим комплексом фиксируются постепенными переходами от отрицательных к положительным значениям напряженности магнитного поля. Ксенолиты в пологозалегающей кровле состоят преимущественно из амфиболитов, часто перекристаллизованных. Они распространены не только в узкой эндоконтактовой зоне. Значительное количество их встречается на расстояниях до 8-10 км от контакта. Размеры ксенолитов от 5-10 см до 10-30 м в поперечнике. Останец кровли, выходящий в северо-западной направлении от р.Джолокона до р.Борьякчи, занимает площадь в 60 кв. км. Среди вмещающих пород пологозалегающей кровли в бассейнах рр. Олонгро и Десса закартированы небольшие интрузивные тела, представ-

ляющие собой, вероятно, апофизы массива. Более крутое падение контакта észvачего боча интрузии предполагается для участка, протягивающегося от р.Джолокона до р.Валчи (Уахинской системы). В плане контакта, картируемого в виде узкой (1-2 км) полосы. Южная приконтактная часть Уахинского массива представляет собой, по-видимому, лежащий бок интрузии. Эта часть массива, как и его центральная, наиболее глубоко эродированная, сложена равномерно-среднезернистыми гранодиоритами. Падение контакта интрузии, судя по прямолинейности его и степени ступенчатости изоминал, в целом здесь, видимо, крутое. На отдельных участках контакт гранодиоритов с вмещающими породами тектонический. Характер контакта раннемоловых (?) гранодиоритов с роговообманновыми гнейсами и амфиболитами наблюдается в обнажениях на р.Олонгро. Покосность контакта приотливает, с невыдержанными элементами залегания. В значительной мере она затупевана оквдрцеванием и фельдшпатазацией, наиболее интенсивно проявляющимися в экзоконтактовой зоне шириной 1-5 м. Кварцево-плаггиоклазово-микроклиновидный материал образует здесь прожилки и гнездовидные скопления кристаллов. В 100-150-метровом экзоконтакте в гранодиоритах наблюдается повышенное содержание (до 20%) биотита и роговой обманки. В 5-10 м от контакта гранодиориты становятся резко неравнозернистыми, биотит и роговая обманка выделяются в виде шпоровидных расплывчатых обособлений, по-видимому, представляющих переработанные ксенолиты вмещающих пород.

Характеризованные интрузии на 70-80% сложены серыми среднезернистыми порфировидными гранодиоритами. Структура их типичноморфнозернистая. Состав гранодиоритов: андезит № 32-38 (35-55%), калиевый полевой шпат (15-25%), кварц (10-15%), роговая обманка (5-10%), биотит (3-10%). Акцессорные минералы: сфен (до 1%), апатит,

циркон, реже ортит. Химический состав пород не отличается от гранодiorитов по Дзги.

Граниты слатавт небольшие по площади (до 15 кв. км) участки среди гранодiorитов, с которыми они связаны постепенными переходами. Количество кварца в гранитах достигает 30%, темноватые минералы представлены преимущественно биотитом (5-10%). Содержание кальцевого полевого шпата в них в общем такое же, как и в гранодiorитах. По химическому составу граниты являются бедными или умеренно богатыми щелочами.

Кварцевые диориты слатавт круглой высечки бок интрузии. Они закартированы на левобережье р. Унахи и в междуречье Кудуди и Аугуткачи. Эти породы, возможно, являются гибридными образованиями. Подтверждением служат их приуроченность к контактам интрузии, значительная изменчивость текстурно-структурных особенностей, повсеместное развитие шировидных выделений, обогатенных ротовой обманкой и биотитом, значительное количество ксенолитов перекристаллизованных вмещающих пород. В экзоконтакте Унахинской интрузии интенсивно проявлена "очкован" фельшпатизация. Переход от кварцевых диоритов к гранодиоритам постепенный. Кварцевые диориты представляют собой темно-серые порфирозидные, нередко гнезвидные породы. Состоят они из плагиоклаза № 26-41 (55-70%), ротовой обманки (15-20%), биотита (5-10%), кварца (5-12%), кальцевого полевого шпата (1-5%). По содержанию щелочей кварцевые диориты приближаются к монцититам по Дзги (табл. 1). Мелкозернистые порфирозидные гранодиориты кварцевой фации широко распространены в бассейнах рр. Унахи и Олонтро, особенно там, где сохранились останцы пород кровли. Ширина выходов мелкозернистых гранодиоритов достигает здесь 6-7 км. В долине р. Унахи ниже по течению от устья р. Боржквич наблюдались постепенные и резкие переходы между мелкозернистыми и среднезернистыми гранодиоритами. Мелко-

зернистые гранодиориты образуют гнезда и прожилки, проникающие по протектоническим трещинам в среднезернистые разновидности. В экзо- и эндо-контактной зоне породы обогатены метакристаллами полевых шпатов. Аналогичные взаимоотношения между фациальными разновидностями гранитов описаны В. С. Коптевым-Дворниковым (Коптев-Дворников, 1961). Умеренный состав и петрохимические характеристики мелкозернистых гранодиоритов соответствуют друг другу. Иногда среди порфирозидных мелкозернистых гранодиоритов присутствуют разновидности, близкие по структуре к гранодиорит-порфирам дайкового комплекса. Основная масса таких пород микрогранитовая, количество вмещающих 60-70%.

Интрузии аналогичных гранодиоритов широко развиты на Становике, однако возраст их точно нигде не установлен. В бассейне р. Уди, по данным Ю. А. Альбова и В. Н. Мохина (Альбов, 1959), они прорывают юрские эффузивы и перекрываются отложениями неокоча. По данным А. Г. Каца (Кац, 1963), на территории листа М-52-1 аналогичные породы прорывают и контактно-метаморфизуют эффузивно-туфогенную толщу, залегающую на флювиластически охарактеризованных нижнемеловых конгломератах.

На рассматриваемой территории установлено, что гранодиориты прорывают все метаморфические и интрузивные образования нижнего протерозоя. В водоразделе рр. Унахи и Олонтро на размытой поверхности раннемеловых (?) гранодиоритов залегают покровы андезитовых порфиритов. В базальных лавоконгломератах присутствует большое количество галек, состоящих из биотит-ротовообманковых гранодиоритов и кварцевых диоритов. Абсолютный возраст гранодиоритов и кварцевых диоритов, определенный по калий-аргоновому методу, равен 82,98, 139 и 169 млн. лет (Яценко, 1965). Последняя цифра свидетельствует о позднеюрском возрасте гранитов. На площади соседнего с востока листа М-52-VIII абсолютный возраст этих пород определен в 120-130 млн. лет (Нестеренко, 1963). Учитывая различивость приведенных фактов, можно считать

возраст характерных пород условно раннемеловым. Возможно, он может оказаться более древним.

Граниты лейкократовые биотитовые (г. Ст₁?) слагают незначительные по площади массивы и шток в северной части района. Наиболее крупные выходы их, площадью 70 и 10 кв. км, расположены в верховье р. Аутлукчи и в истоках рр. Бурында и Жоникона. Тела гранитов вытнуты в северо-западном, иногда субмеридиональном направлении. В эвазо- и андиоконтактовых частях массивов иногда встречается прожилковое кварцевание. Внутреннее строение массивов довольно однообразно. Преимущественно развиты мелко- и среднезернистые граниты, реже наблюдаются аллюровидные граниты с микроклазами и пегматитовыми обособлениями. Аллюровидные граниты чаще отвечают в андиоконтактовых частях массивов или слагают мелкие тела. Для них почти всегда характерно порфировое сложение, нередко фиксируются постепенные переходы к гранит-порфирам. Все это, видимо, свидетельствует о нерлубоком эрозионном разрезе массивов.

Лейкократовые биотитовые граниты представляют собой светло-серо-розовато- или желтовато-серые породы. Структура гранитовая, микропегматитовая. Главные породобразующие минералы: калиевый полевой шпат (35-50%), олигоклаз № 16-29 (15-20%), кварц (30-40%). Количество сионита обычно не превышает 3%. Акцессорные минералы: апатит, фен, пиркон, ортит. По химическому составу эти породы относятся к группе гранитов, богатых щелочами, либо близки к ним.

Жильные образования данного интрузивного комплекса представлены аплитовидными гранитами (г. Ст₁?), гранит-порфирами (Ап. Ст₁?), кварцевыми порфирами, фельзит-порфирами, фельзитами (Ап. Ст₁?). Жилы и прожилки светло-серых аллюровидных гранитов не выдержаны по мощности (до 0,5 м) и элементам залегания. Распространены они в телах лей-

кократовых гранитов, редко встречаются в эвазоконтактовых зонах. На фоне мелкозернистой кварц-полевошпатовой массы в аллюровидных гранитах видны порфировидные выделения полевого шпата, кварца и лейциты биотита размером 2-3 мм.

Несколько более поздними по времени внутренни, чем аллюровидные граниты, являются дайки гранит-порфиров, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов. Все они связаны взаимопереходами и представляют собой светлые желтовато- или кремово-серые породы слабо раскристаллизованной основной массой. Гранит-порфиры - порфировидные породы с микрогранитовой, микропегматитовой, микропойкилитовой, сферолитовой структурой основной массы. Количество вкрапленников от 2-3 до 20%. Они представлены калиевым полевым шпатом, кварцем, плагиоклазом, реже биотитом, иногда роговой обманкой. В разномышленности с микропегматитовой структурой темноцветные минералы во вкрапленниках отсутствуют. Кварцевые порфиры отличаются от гранит-порфиров резким преобладанием кварца в составе вкрапленников. Темноцветные минералы в фенокристаллах, как правило, отсутствуют. Фельзит-порфиры и фельзиты обстают микрофельзитовой и микропойкилитовой структурой основной массы. Вкрапленники (2-5%) в фельзит-порфирах представлены плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, иногда биотитом.

Поля даек порфиров и выходы лейкократовых гранитов по местоположению совпадают. По мере приближения к массивам гранитов количество даек кислого состава резко увеличивается. Насмщенность вмещающих пород телами порфиров в долине р. Желтулы и в верховье р. Кутука на отдельных участках длиной 150-200 м составляет 50-60% (при средней мощности даек 10-20 м). Преобладающие простирания даек северо-восточные, субширотные и север-северо-западные. Контакты даек преимущественно или слабо извилистые. Для андиоконтактов их характерны фидиальность и зоны закалки мощностью до 0,5 м. Кроме простирательной при-

уроченности о генетической связи отмеченных даек с лейкократовыми гранитами свидетельствуют интона надолгавшиеся постепенные переходы от аplitовидных гранитов к гранит-порфирам.

Раннемеловой возраст интрузии лейкократовых биотитовых гранитов и их жильного комплекса определяется с большей долей условности по аналогии с такими же образцовыми, развитыми на территории соседних листов N-52-I и N-52-III (Кац, 1965; Нестеренко, 1963). На водоразделе рр. Унахи и Олонгто лейкократовые граниты имеют эруптивные контакты с нижнемеловыми эффузивами. В эндоконтактах мелкозернистые граниты переходят в аplitовидные граниты, внешне очень сходные с гранит-порфирами. Там же андезитовые порфириты прорваны дайками фельзит-порфиров. В эндоконтактах последних отмечались зонки закалки мощностью 0,3 - 0,6 см. Радиологический возраст лейкократовых гранитов, определенный из разных тел калий-аргоновые методы, равен 40, 87, 89, 91, 94, 113 млн. лет (Яльничев, 1965ф, 1966ф, 1967ф). Возраст гранит-порфиров 85, 88, 97 млн. лет (Яльничев, 1966ф, 1967ф). Эти данные допускают возможность позднемелового возраста рассматриваемых гранитов, т.е. более молодого, чем это принято здесь.

С лейкократовыми гранитами и сопровождающим их комплексом даек тенегически связаны проявления молибденовой, медно-молибденовой и полиметаллической минерализации.

МЕЛОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Дайки гранодиорит - порфидиоров (Г8гСт), диоритовых порфидиоритов и микродиоритов (ЗмСт), андезитовых порфидиоров (адиСт), пессаритов (З\Ст) широко развиты в районе. Относительно редко они встречаются в телах лейкократовых биотитовых гранитов и в бассейнах нижних течений рр. Большого Илимана, Ики и Нижнего Улгира на удалении до 20-30 км от мезозойских интрузий и

полей эффузивов. Расчленение этого сложного и, видимо, разновозрастного комплекса даек невозможно, поэтому на карте они индексируются лишь как меловые. Имевшийся материал, однако, позволяет предположить, что большинство даек, преимущественно гранодиорит-порфидиоров, связано с раннемеловыми (?) гранодиоритами; в меньшей мере распространены дайки (главным образом, порфидиоров) комативичные с эффузивами. Значительно развиты более молодые, видимо, позднемеловые дайки, о чем свидетельствует абсолютный возраст гранодиорит-порфидиоров в бассейне р. Амуткачи, равный 78 млн. лет (Яльничев, 1965ф).

Наблюдения взаимоотношений различных по составу даек между собой, а также с гранитоидами и эффузивами во многих случаях противоречивы. Например, в обнажениях на берегах р. Унахи дайки гранодиорит-порфиров секутся микродиоритами, диоритовыми и андезитовыми порфиритами. В бассейнах р. Уч. Дяпчан и р. Кудули в аналогичных гранодиорит-порфирах отмечались коенолиты диоритовых порфидиоров и микродиоритов. В составе галек базальных лавоконгломератов, залегающих на раннемеловых (?) гранодиоритах, в большом количестве присутствуют гранодиорит-порфириты и диоритовые порфириты. В бассейнах рр. Икичи и Мал. Илимана дайки аналогичного состава секут покровные андезитовые порфириты. Наиболее несущенная дайками зона шириной около 30 км прослеживается в северо-восточном направлении через всю центральную часть района.

Дайки представляют собой обычно плиткообразные, часто ветвящиеся тела, мощностью в среднем 3-30 м и протяженностью до 400-500 м. Максимальная мощность их достигает 300-400 м; по простиранию такие дайки прослеживаются на 3-4 км (верховье р. Бургади). Контакты даек с вмещающими породами преимущественно для гранодиорит-порфиров, извилистые прихотливые для микродиоритов, спесеритов и порфидиоров. В эндоконтактах нередко встречаются зоны закалки мощностью до 0,5 м;

экоконтактовые изменения не отмечались.

Среди жильных образований наиболее широко распространены гранодиорит-порфиры. Простирание отдельных даек гранодиорит-порфиров, главным образом, северо-восточное, что подтверждается данными магниторазведки и дешифрированными аэрофотограммком. Падение их крутое (в бассейне р. Желтухи, например, на юго-восток под углом 70-80°). Гранодиорит-порфиры представляют собой серые, зеленовато-серые массивные породы с порфирными выделениями (15-60% объема) андезита, биотита, роговой обманки, калиевого полевого шпата и кварца. Основная масса обладает микроаллотриноморфнозернистой, микрогранитовой структурой. Акцессорные минералы составляют 1-2% объема пород и представлены апатитом, сфеном, ортитом, рудными минералами, иногда цирконом.

Диоритовые порфиры - темно-серые, зеленовато-серые породы с типичноморфнозернистой основной массой и торфировыми выделениями (10-30%) олигоклаза-андезина или андезита и роговой обманки. Редко отмечаются кварц. Основная масса состоит из плагиоклаза (50-70%), роговой обманки (20-25%), биотита (10-15%), кварца (0-10%), калиевого полевого шпата (0-5%). Акцессорные минералы: сфен, апатит, ортит и рудный.

Микродиориты связаны взаимопереходами с диоритовыми порфиритами, что иногда наблюдается даже в отдельных телах; обычно микродиориты скатают центральные части даек. Это более раскрытостализованные равнозернистозернистые, иногда мелкозернистые породы.

Андезитовые порфиры представляют собой темно-серые порфириты, часто миндалекаменные породы. Порфирные включения редки и представлены клиностафитом и платиоклазом. Основная масса талькопигментная.

Степсартиты - темно-серые мелкозернистые породы, состоящие из

удлиненно-призматических зерен обыкновенной роговой обманки (35-55% объема породы) и из платиоклаз-андезина, реже лабрадора №30. В породе присутствует незначительное количество (2-3%) биотита, моноклинового пироксена и очень редко кварца.

ТЕКТОНИКА

Территория района располагается в Становой раннепротерозойской складчатой области и характеризуется сложным тектоническим строением (рис. 2).

В пределах района отчетливо проявились протерозойская и мезозойская эпохи тектогенеза. Основные пикетивные и значительная часть разрывных структур района сформировались в период протерозойской складчатости. В мезозое эти структуры были нарушены крупными тинсонными подблжками, в в северной половине района в области восточнее учинложены внедрившиеся массивы гранитоидов.

Протерозойские складчатые структуры района в целом простираются на северо-запад и характеризуются очертанием куполовидных и линейных форм.

Главными структурами, определяющими тектонический облик района, являются Желтулинский, Хамиканский и Амутквачинский купола. Последний развит на отдельные тектонические блоки и в своих северной и центральной частях уничтожен купулами раннемеловых (?) гранитоидов. Желтулинский и Амутквачинский купола находятся в пределах антиклинария, продолжающегося к северо-западу на территории листов М-51-КП, М-51-У и М-51-УТ. В куполовидных брахиформных структурах обнаруживаются наиболее древние образования района - интенсивно кливазированные (расстанцованные) метасоматические породы членистой свиты. В межкупольных пространных - тектонических блоках и на участках сохранения синклинальных структур на поверхности выходят породы вышележащих джигдалинской и чимчанской свит.

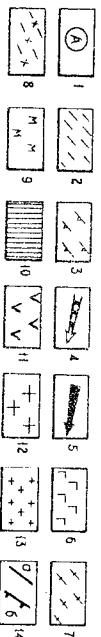
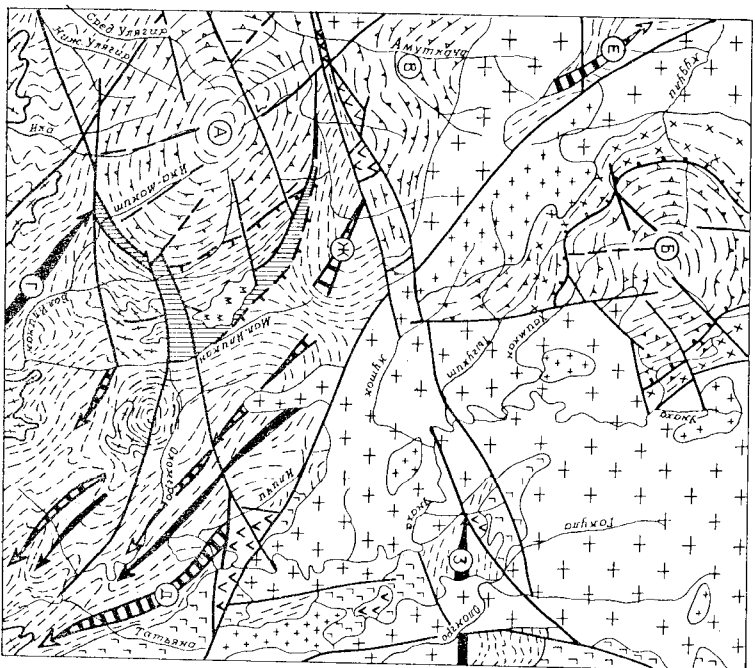


Рис. 2. Тектоническая схема

Нижнепротерозойские структуры Становой области, сложенные метаморфическими и интрузивными образованиями. I - главные складчатые структуры района: А - Джигулинский купол, В - Хайканский купол, В - Амударьинский купол, Г - Илканская антиклиналь, Д - уваленская синклиналь, Е - Кудулинская синклиналь, Ж - Джигулинская синклиналь, З - Валчинская антиклиналь; 2 - простирание слоев; 3 - простирание и направление падения сланцеватости пород в пределах куполов; 4 - оси синклиналей и направление их погружения;

5 - оси антиклиналей и направление их погружения; 6 - доортогенные интрузии габброидов; 7 - синортогенные интрузии гранитов. Позднеортогенные интрузии: 8 - кварцевых диоритов, 9 - гранитов; 10 - зоны дискомплонитов и диафторитов. Мезозойские структуры, связанные с тльбовыми деформациями кристаллического фундамента: 11 - реликты раннемеловых приразломных впадин, выполненные субгоризонтально залегающими осадочно-вулканогенными образованиями; 12 - трещинные интрузии раннемеловых (?) трианодоритов, гранитов и кварцевых диоритов; 13 - трещинные интрузии раннемеловых (?) лейкогранитов грабитов. Прочие знаки: 14 - разрывные нарушения (а); то же с установленными направлениями плоскостей сместителей (б).

Джигулинский купол расположен в юго-западной части района. Эта структура в плане имеет овальную изометрическую форму и несколько вытянута в северо-западном направлении. Длина купола 27 км, ширина 21 км. Хотя Джигулинский купол представляет собой неотделенную часть антиклинория, однако купол, по-видимому, является тектонически автономной структурой. Это подтверждается тем, что обрамляющие его Джигулинская и чимчанская свиты не образуют структуры облекающих купола, а на отдельных участках прилегают к нему. Судить о внутреннем строении Джигулинского купола можно только по поведению клявжа, поскольку тейсы, слгавшие его, интенсивно расслаиваются, метасоматически изменены и в большей части превращены в тектонические сланцы и метасоматиты. Сланцеватость падает полого (10-20°), иногда почти горизонтально. Углы падения ее к периферии купола за номером увеличиваются до 30-45°. Повсеместно сланцеватость падает в стороны от купола и повторяет в целом его очертания. При приближении к периферии купола в породах отмечаются многочисленные мелкие заркада скольжения, совпадающие с простиранием клявжа, но имеющие

несколько более крутое падение и секущие его под острым (5-15°) углом. Зеркала скопления фиксируют повторное расщепление, наложенное на ранее расщепленные и метасоматически измененные породы. Довольно часто наложенная слапцеватость несет подфибриллы новообразованного плагиоклаза. Зеркала скопления иногда настолько обильны между собой, что породы приобретают тонкосланцеватый облик, особенно при переходе к миконитам и биастомилонитам.

Повторно расщепленные породы по периферии Желтулинского купола встречаются повсеместно, но не образуют выдержанных единых зон, выражающихся в масштабе карты. Ширина их обычно составляет несколько метров, достигая иногда 200-300 метров. Расщепляются куполообразно по отношению друг к другу, зоны повторного расщепления имеют обычно очень нечеткие границы. Наиболее мощные (до 700 м) зоны вторичного расщепления наблюдались в обнажениях на берегах р. Желтулы и на ее левобережье выше по течению от устья рч. Ельничного, а также в бассейне р. Икм. Сходные тектонические зоны закартированы в обрамлении Желтулинского купола. Где они развиты по метавулканическим гнейсам и амфиболитам джигулинской и чичанской свиты, а также по гранитоидам древнесаяновского комплекса.

Зона тектонического обрамления Желтулинского купола подковообразной формой, длиной около 50 км и шириной 1,5 - 9 км, отбивает его с востока, юго-востока и севера. В юго-западной и северо-западной части купола она срезана более молодыми нарушениями. Характер строения ее детально изучен в бассейнах рр. Желтулы и Бол. Иликана. Эта зона представляет собой сочетание пологопадающих разрывных нарушений, участков расщепления и складчатых линейных, часто опрысканных в сторону купола складок высокого порядка. Максимальная ширина складок 150-200 м, углы падения 20 - 85°. Нарушения маркируются серией тесно оближенных куполообразных зон биастомилонитов и диафторитов.

Ширина выходов этих пород достигает 3-4 км.

Биастомилониты представляют собой плитчатые тонкопосчатые, иногда плитчатые породы зеленоватого-серого, реже тёмно-серого или черного цвета. Порфирилоиды имеют линзовидно-удлиненную форму и представлены плагиоклазом и кварцем. Основная масса биастомилонитов перекристаллизована и состоит преимущественно (на 80-90%) из кварца и полевого шпата; присутствуют также биотит, эпидот, магнетит, графит, хлорит, мусковит, серпикит, карбонаты.

Диафториты представлены мусковит-кварц-полевошпатовыми, хлорит-эпидот-кварц-полевошпатовыми и кварц-графит-мусковит-полевошпатовыми сланцами. Очень часто отмечается неравномерное прожилковое окварцевание и слабый приривалит пород. Судя по характеру неравномерных минеральных ассоциаций, степень метаморфизма диафторитов соответствует регрессивной зеленосланцевой фации. Зеленосланцевые породы развиты по породам эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма. В многочисленных узких тектонических блоках, захваченных среди сланцев, часто наблюдаются в разной степени расщепленные и диафторированные гнейсы, амфиболиты и кварциты. По диафторитам развиты кварц-плагиоклаз-микротиновые метасоматиты и метасоматические граниты. Падение под углами 5-50° плоскостей разрыва и слапцеватости ориентировано от центра Желтулинского купола.

Нарушения проявляют структуру обрамления купола чешуйчато-линзовидно-блоковый характер. Отдельные блоки развиты на более мелкие линзы бесчленистой структуры. Отдельные блоки различного масштаба. Андалузитный "чешуйчатый" характер структуры, видимо, имеет весь Желтулинский купол, с которым зона обрамления образует единое тектоническое сооружение.

Хвалынский купол по разбегам и по строению сходен с Желтулинским. Расположен он в северной части района. Юго-восточная часть купола уничтожена равнинными (?) гранитоидами. Слапцеватость

внутри купола задевает полого, иногда почти горизонтально. В центральной части структуры имеется ряд брахиоклинов шириной до 3-4 км, в восточной части его фиксируются линейные субмеридиональные складки шириной 1-1,5 км, с углами падения крыльев 15-20°. Сланцеватость падает от центра к периферии купола и повторяет его очертания. В центральной и восточной частях купола на сочленении с раннепротерозойскими дюритами наблюдается запрокидывание его крыльев под углами 40-80°. Обрамленные купол дюрита в нуклеотактовой тектонической зоне шириной 0,5-2 км интенсивно расчленены, мелкоинтразированы, метасоматически изменены, превращены в биастомилониты и биастокатклазы, разбиты более поздними зонами милонитизации, имевшими мощность 10-15 см, иногда до 1,5-2 м. Зоны милонитизации задевают круто или полого, иногда согласно сланцеватости более раннего этапа. В общем же закономерность в ориентировке и размещении этих нарушений в связи с площадью обнаженности не устанавливается. Особенности зоны тектонического обрамления купола является ее структурное согласие со сланцеватостью метаморфических пород купола и гнейсовидности раннепротерозойских дюритов. Мелкозернистые граниты (U_3P_1), секущие гнейсы и дюриты, имеют с последними субпараллельно ориентированные линейно-плоскостные тектуры.

Амуткачинский купол разбит на отдельные флюки и в значительной мере уничтожен раннемеловыми (?) гранитоидами. Фрагменты его закартированы в бассейне р.Амуткачи, верховьях рр.Тыгукита и Кутука и на левобережье р.Кудули. На севере купол сопрягается с Кудулинской синклиналью, на юге он ограничен системой разломов северо-восточно-северо-западного простирания. Ставшая купол наиболее древние породы района - глиноземистые гнейсы по большей части преобразованы в тектонические сланцы и метасоматиты. Относительно слабее породы изменены лишь в тектонических блоках на левобережье рр.Лев.Хамканы и

Кудули. Расчленение гнейсов имеет там дифференциальный, обычно последний характер. Падения плоскостей сланцеватости гнейсов ориентированы в сторону от купола и наклонены под углами 30-60° к торсионту. В среднем течении р.Амуткачи фиксируются ряд осложняющих линейных складок северо-западного и северо-восточного простирания шириной не более 1,5-2 км, с углами наклона крыльев до 30°.

В своей юго-восточной части Желтулинский купол через систему тектонических нарушений сочленяется с Илканской антиклиналью, представляющей собой сложное замыкание крупной Илканско-Увахинской куполовидной антиклинали, описанной И.П. Святинским (Святинский, 1963ф) для территории листа М-52-ХШ. Ось антиклинали ориентирована на северо-запад и прослежена при наблюдениях в каньонах по правобережью р.Ика-Макита на расстоянии более 16 км. Илканская антиклиналь - это асимметричная брахиформная структура, осложненная многочисленными складками более высокого порядка и разбитая разрывными нарушениями. На левобережье р.Ики устанавливается полого (10-15°) погруженные шарниры Илканской антиклинали к северо-западу; на площади листа М-52-ХШ структура постепенно погружается на юго-восток.

Крылья Илканской антиклинали наклонены в среднем под углом 20-30° и имеют ширину выходов до 12 км. На крыльях антиклинали и по ее дерививалам развивается ряд сопряженных складок шириной 1-2 км. Шарниры их погружаются к северо-западу и параллельны шарниру главной структуры, в осевые плоскости наклонены в сторону ее ядра. Подобное запрокидывание складок высоких порядков закономерно и свидетельствует о формировании их в процессе дифференциальных движений на крыльях основной структуры.

Увахинская синклиналь расположена в бассейне одноименной реки и образована породами увахинской, урумской и чимчанской свит. Юго-западной сложно построенным куполом Увахинская синклиналь сопрягается

ся с Илжванской антиклиналью; северо-восточное ее крыло интродуцировано раннепротерозойскими габбродами и раннеметаллическими (?) гранитоидами. В междуречье Олондро-Кутука-Малого Илжвана находится центригинальное замкнутые структуры. Ось синклинали, правильно изгибаясь (азимут простирания $150-170^\circ$), проследжывается почти параллельно основному направлению долины р. Унахи через верховья р. Чердани к среднему течению р. Татыни; далее она проходит на юго-восток за пределы района, где изучена В. С. Федоровским (Федоровский, 1965). Шарниры синклинали и осложняющих ее линейных складок испытывают значительную ундуляцию. В общем четко устанавливается пологое ($10-15^\circ$) погружение структуры на юго-восток, подтверждающееся ориентировкой шарниров мелких складок и линейности в породах. Оси линейных складок, осложняющих синклиналь, в общем параллельны оси главной структуры. Наиболее крупные из них проследжываются на расстояния до 25 км. Ширина их в среднем $1,5-2$ км, углы падения крыльев $20-60^\circ$, реже 75° . В бассейнах рр. Олондро (Унахинской), Иличи, Тулая складки преимущественно простые симметричные. Квее, в бассейнах рр. Арзакатунюва, Кудучи, Татыни и Джатаги простые симметричные и асимметричные складки сочетаются с опорожненными изоклинальными. Наиболее напряженная интенсиальная складчатость наблюдается в бассейнах на склонах долины р. Олондро выше по течению от устья руч. Тулая и в междуречье Майского и Сардандро. Углы падения крыльев складок здесь $30-80^\circ$, иногда породы поставлены "на голову". Ширина крыльев не превышает нескольких сот метров. Сложные складки такого типа видны в скальных выходах на берегах р. Унахи выше по течению от устья р. Кудучи. При амплитуде свыше 40 м ширина таких складок едва достигает 4-5 м.

Помимо линейных складок, в юго-западном крыле Унахинской синклинали развиты изометричные в плане структуры. Одной из таких структур является брахиантиклиналь в окрестностях пос. Дождливого. В ядре

ее выходят породы джидалинской свиты. В плане структура округлая, слегка вытянутая на северо-восток, диаметром 4-6 км. Падение гнейсовидности пород в южной, западной и северо-западной части $30-40^\circ$, в северо-восточной более крутое (до 75°). Подобные складки образуются на сопряжении северо-западных и поперечных к ним маломасштабных линейных дислокаций, подчеркивая тем самым ундуляцию шарниров основных структур северо-западного направления. К северо-восточным дислокациям, очевидно, относится резкий антиклинальный перегиб в верховье рид. Илжвана, разделяющий Унахинскую и Джеттулинскую синклинали.

Среди массива раннеметаллических (?) гранитоидов и в тектонических блоках сохранились фрагменты Кудулинской и Джеттулинской синклинали и Валдчинской антиклинали. Положение этих складок в структуре района на устанавливается лишь в общих чертах.

Кудулинская синклиналь расположена на левобережье р. Кудули. Сложена она породами джигулинской свиты. Структура находится на северо-западном продолжении Унахинской синклинали и, по-видимому, сопряжена с Амугачинским и Унаиканским куполами. На изученной территории закартировано центригинальное замкнутое погружение Кудулинской синклинали. Структура в целом, так же как и линейность в гнейсах и шарниры мелких складок, погружается на северо-запад под углом $20-30^\circ$. Углы падения крыльев $30-45^\circ$, ширина складки 3-4 км.

Джеттулинская синклиналь находится в междуречье Джеттули и Мал. Илжвана и сложена породами чимчанской свиты. Хотя эта складка отделена от Джеттулинского и Амугачинского куполов системами крупных разломов, по-видимому, она представляет структуру, сопряженную с ними.

Валдчинская антиклиналь находится в бассейнах рр. Валдчи (Унахинской) и Олондро (Брянтинской).

Она сопряжена с соседней (на территории листа М-52-VIII) Еринтинской синклинали (Нестеренко, 1963). По отношению к последней она представляет собой структуру второго порядка. В антиклинали обнажаются породы мультитинской свиты, интрузивные межпластовыми телами пачками. Ось складки прослеживается на расстоянии 18 км от среднего течения р. Валчи к р. Опонро и далее на восток на площадь листа М-52-VIII. Ширина антиклинали около 9 км; ее осложняют второстепенные линейные складки шириной до 2 км. Углы падения пластов весьма крутые (50-70°). Инорта породы поставлены "на голову". Шарнир антиклинали возмущается в восточном направлении под углом 5-10°.

В районе наблюдается много более мелких пиклятивных структур. Мелкие складки иногда изоклинали и опрокинуты в сторону ядер антиклиналей высокого порядка. Сложная складчатость чаще отмечается близ осевых частей крупных структур. Характерна приуроченность дисгармоничных складок волочения и течения к участкам наиболее мигматизированных пород, пачкам бокситовых гнейсов, переслаивающихся с амфиболитами. Слои амфиболитов в таких случаях будничированы. Переходы от опокной заглавских пород к сложноскладчатым участкам обычно доводятся резко. Это свидетельствует о дифференцированности движений, произошедших в полупластичной среде, зависимости морфологии складок от их структурного положения и о различных физических состояниях пород во время складчатости.

Очень широко в районе проявлена разрывная тектоника. Особенно сильно разрывных дислокаций является их унаследованный долготянувшийся характер. Помимо древнейших нарушений, связанных с формированием Кушудов, к числу долготянувшихся разломов, заложенных, видимо, еще в протерозое, относятся большинство разрывов северо-западного направления. Более молодыми, видимо, меловыми разломами являются северо-восточные и субмеридиональные. Разломы придают структуре района блоковый характер.

тер. Трассены и горсты имеют полигональные очертания и ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях. Судя по распространению горизонтально залегающих вулканично-осадочных пород, амплитуды смещений даже небольших блоков (площадь несколько кв. км) не менее первых сотен метров.

Северо-западные разломы в общем совпадают с простиранием основных складчатых структур района и приурочены обычно к площади разрывных пород гнейсового комплекса. Наиболее крупный разлом, длиной более 80 км, прослеживается вдоль приконтактовой части интрузивной равнины (?), гранодиоритов от нижнего течения р. Куудли до верховьев р. Татъяны. Северо-западные нарушения представляют собой системы связанных почти параллельных зон расчленяющихся мигматизированных и дисгармонизированных пород. Ширина зон достигает 400-600 м. Суммарные амплитуды, судя по смещению контактов пород, достигают 1-1,5 км. Падение плоскости смещения в верховьях р. Амугачи северо-восточное, угол падения 60-75°. Ориентирована борозда в верховьях сложения и смещения контактов различных пород отражает сбросо-сдвиговый характер движения по этим разломам. В бассейнах рр. Валчи, Тривзото, Хорото и ряде других мест эти нарушения заложены раннемеловыми (?) гранитоидами; это, видимо, доказывает, что северо-западные нарушения заложены не позднее, чем в раннем мелу. Подновление их происходило и после консолидации интрузивных гранитоидов и излияния на поверхность последних эффузивов. Об этом свидетельствует унаследованность наземных зон брекчий, развывающихся по древним дисформациям и являющихся продолжением срединных траситовых и эффузивов. Помимо расчленявания, дисфтореза и капелява в зонах северо-западных нарушений в бассейне р. Ултира, в верховьях руч. Майского, Дожлиного и на правобережье р. Куудли отмечаются значительные гидротермальные изменения: окварцевание, пиритизация, графитизация и хлоритизация. В не-

последственной близости с зоной разломов, прослеживающихся от прииска Лождымского до устья р.Татыны и далее на юго-восток, фиксируются "головки" многочисленных золотоносных россыпей.

В районе наблюдаются многочисленные северо-восточные субширотные нарушения. Наиболее густо они встречаются на правобережье р. Джелтулы в сочленении Джелтулинского и Амуткачинского куполов, где они ограничивают грабен, сложенный нижнемеловыми осадочно-булыжно-гнейсами породами. Северо-восточные сбросы и сбросо-сдвиги прослеживаются часто на расстоянии до 60-80 км и более. Иногда они расчленены кулисообразно, разветвляются или пересекаются, смещая друг друга без какой-либо видимой закономерности. Амплитуды смещений по разломам большие. Например, в зоне на правобережье р.Джелтулы из разреза метаморфических образований выпадает вся Джелтулинская свита. Судя по этому и по смещению контактов раннемеловых (?) триантоидов, суммарная амплитуда смещений здесь достигает, очевидно, нескольких тысяч метров. Северо-восточные нарушения секут раннемеловые (?) гранитоиды и контролируют простирание значительной части даек и размещение их полей. Покровы эффузивов также располагаются широкой северо-восточной полосой. Движения в этих разломах неоднократно возобновлялись, о чем иногда свидетельствует интенсивный катаклиз в дайках и эффузивах.

Нарушения маркируются зонами дробления и грубого расщепления шириной до I км. В зонах расщепления отмечаются значительная хлоритизация и пиритизация пород, встречаются кварцевые жилы мощностью до 0,2-0,3 м. Значительная часть проявлений полиметаллической и золотой минерализации, видимо, связана с северо-западными нарушениями.

Субмеридиональные нарушения распространены, главным образом, в бассейне р.Унахи. Простирание их варьирует от северо-западного (34-0°)

до северо-восточного (20°). Наиболее крупные разломы прослежены на расстоянии до 30 км. Нарушения маркируются зонами катаклаза и грубого расщепления. Плоскости смещенной вертикальные или наклонные предмещественно к востоку под углом 60-80°. Хотя эти нарушения секут все докембрийские образования, часть из них, видимо, унаследована и представляет ранее существовавших разломов. Это, в частности, вытекает из того, что в зоне разрывов бассейна р.Олонгто (Брянтинской). Раннемеловые (?) граниты, смещенные в одной части зоны резко удлиненное в плане субмеридиональное тело, катаклазированы значительно слабее, чем вмещающие породы. Видимо, внедрение гранитов контролировалось древней тектонически ослабленной зоной. В субмеридиональной зоне разломов в бассейне р. Олонгто сосредоточены многочисленные проявления мидиона и полиметаллов.

История геологического развития выглядит в следующем виде. В раннем протерозое во всей зоне Становика-Джугджур существовал сходный с геосинклинальным режим с интенсивным накоплением осадков, основанных с архейской консолидированной складчатой области. Накопленные осадки, особенно в восточной части района, сопровождались подводящими излияниями мощных потоков лав основного и, видимо, среднего состава, а также внедрением межплатовых тел габброидов. Это происходило в наиболее ранние этапы раннепротерозойского тектогенеза.

На рубеже между Брянтинским и Иликанским этапами осадконакопления существовал период (Нестеренко, 1963; Раскозов, 1966ф). В кульминационный период раннепротерозойской складчатости процессы метаморфизма достигли своей высшей стадии (ауфиобитовой фации); породы были интенсивно митватизированы, гранитизированы, на отдельных участках превращены в древневостановые граниты. В это время в районе сформировались основные складчатые, обычно изометричные в плане, структуры типа брахжккладок (Иликано-Унахинская куполовидная антиклиналь, Брян-

тилокая брахмисинклиналь, Уахинская синклиналь, антиклинари северо-западного простирания, закартированные на листах N-52-VII, N-51-XII, N-51-VI и N-51-V).

Ранние этапы образования куполов, видимо, ознаменовались заложением крупных ограничивающих их разломов. Близ куп. Хаймаканского они контролировали внедрение межпластовой интрузии кварцевых диоритов. Главный этап формирования куполов совпал с завершающей стадией раннепротерозойской складчатости. Он характеризовался дальнейшей активизацией восходящих движений. Материя куполов в глубинных условиях как бы выливает в жесткой массе вмещающих пород. Не исключено, что в пределах Хаймаканского купола восходящие движения в значительной степени были обусловлены механическим воздействием на Гнейсовую кровлю внедрившейся интрузии позднепротерозойских гранитоидов (γ_3 P_{γ_1}). О возможном присутствии не вскрытой интрузии их свидетельствует интенсивная насыщенность пород Хаймаканского купола жидкими этил гранитоидов. Северо-западнее, на площади листа N-51-VI, гранитоиды слагают сравнительно крупные тела. В процессе восходящих движений вертикальные напряжения омаз кровли трансформировались в субгоризонтальные, столь обычные для дицирировых куполов. Поднятые Гнейсовой кровли сопровождались "сплошным" материя ее, проявившимся в расщеплении пород. Синхронно с расщеплением в куполах закладывались радиальные разломы и зоны тектонического обрамления купольных структур. Динамометаморфизм происходил параллельно с интенсивным щелочным, кремниевым и смешанным метасоматозом и образованием метасоматических гранитов. Минеральные преобразования в породах, проявившиеся в куполах и зонах их обрамления, соответствовали регрессивной эпидиот-амфиболовой, а на отдельных участках зеленосланцевой фации метаморфизма. Рост куполов, видимо, продолжался и в более поздние этапы, вплоть до настоящего времени. Об этом, в частности,

ти, свидетельствует прекрасная выраженность купольных структур в современном рельефе.

От протерозоя до нижнего мела район, по-видимому, представлял платформу - устойчивую область сноса. На проявлении складкообразовательных процессов в Монголо-Охотской геосинклинали он реагировал блоковыми движениями. В мезозое происходила активизация тектонических движений, особенно по разломам северо-западного простирания, сопровождаемых внедрением крупных трещинных интрузий гранодиоритов. После их консолидации район испытывал длительное поднятие, в результате которого гранодиориты были выведены на поверхность. На размытой поверхности их в тектонических грабелях происходило накопление осадочно-вулканогенных образований X_1 . Конеч раннего мела, а возможно вача-то вернемелового времени, ознаменовалось внедрением лейкократовых гранитов и сопровождавших их даек. В верхнем мелу блоковые перемены-ния продолжались. Наиболее интенсивные смещения происходили по северо-восточным и субмеридиональным разломам, которые, видимо, контролировали внедрение даек кислого и среднего состава. С позднего мела район испытывал дифференцированное поднятие, сопровождавшееся эрозией и денудацией, в результате которых осадочно-вулканогенные образования были почти полностью смыты, а лейкократовые граниты выведены на поверхность. Поднятые в четвертичное время чередовались с кратковременными опусканиями. Неравномерность поднятия во времени отразилась в образовании ряда надпойменных террас в речных долинах.

X/ Редактор склонен считать, что внедрение гранитов и кислые эффузивы связаны во времени и являются актами единого процесса. В одних случаях эффузивы служили экраном для новых порций магмы, что обусловило пологую плоскообразную форму интрузии; в других случаях эффузивы перекрывают граниты. В любом из вариантов нет оснований предполагать существование длительного поднятия, необходимого для того, чтобы вывести граниты на поверхность.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа находится в западной части Верхне-Вейской поверхности денудационного выравнивания, которая на продолжении неолито-четвертичного времени испытывала дифференцированные поднятия. В районе выделяются следующие типы рельефа, обусловленные разновысотными подвижками и в связи с этим подвергшиеся в различной степени эрозионному расчленению: 1) денудационно-эрозионный низкотеррильный рельеф области значительных поднятий и 2) эрозионно-денудационный холмисто-увалистый рельеф области слабых поднятий.

Общей чертой обоях типов рельефа является выположенность их водраздельных пространств и сочетание палеотипных форм - останцов поверхности денудационного выравнивания с современными эрозионными долинами.

Д е н у д а ц и о н н о - э р о з и о н н ы й р е л ь е ф области значительных поднятий развит в западной части района. Здесь четко выражены в рельефе тектонические куполовидные структуры, сложенные наиболее древними породами района. Эти слоистые поднятия отражены в рельефе резкой приподнятостью над соседними участками и раздвильной системой прямолинейных долин ручьев, имеющих, очевидно, по большей части тектоническое происхождение. Долины рек Желтулы, Бол. Иликана, Унахакана и Кудули окаймляют куполовидные поднятия, подчеркывая их изолированность в рельефе. По-видимому, купола незначительнее более интенсивное поднятие, чем прилегающие территории. Конечно об этом свидетельствуют останцы поверхностей денудационного выравнивания, сохранившиеся на водораздельных частях возвышенностей. Данные о возрасе этих поверхностей отсутствуют.

Денудационно-эрозионное низкотерре расчленено значительно более значительными долинами и имеет абсолютную высоту в среднем 750-800 м. Наиболее высокие являются центральные части куполовидных структур (до

874 м в бассейне р. Желтулы и до 996 м в бассейне р. Кудули). Относительные превышения водоразделов над тальвегами долин 200-400 м. Длина гидросети на I кв. км 0,7-0,8 м. Водоразделы полого-выпуклые, нередко гребневидные.

В источках рр. Ики, Улинтры и Тыгукита на абсолютной высоте около 300 м сохранились останцы поверхностей выравнивания. Они представляют собой почти горизонтальные площадки протяженностью 3-6 км и шириной до 2,5 км. На них выделяются куполовидные возвышенности высотой до 80 м, венчающиеся нередко останцами дайковых пород. Высота останцов 5-10 м. Переход от водораздельных площадок к склонам, как правило, резкий. Склоны чаще всего прямые, иногда выпуклые. Средняя крутизна их 15-20°. В долинах рр. Ики, Желтулы и Адуткочи в нижней части склонов встречаются крупноглыбовые осыпи и иногда скалистые обрывы. Поперечный профиль долин корытообразный, в верхних отрезках V-образный; продольный профиль тем крутой, что связано с пропавшим в них современного вреза. В средней и нижней части долины заболочены. Высота поймы 0,5-1,5 м, ширина не превышает первых десятков метров. Переход от денудационно-эрозионного низкотерра к холмисто-увалистому рельефу выражается в снижении относительных высот возвышенностей и резком расширении речных долин. На отдельных участках в междуречье Ики, Ика-Микита и Желтулы неплохо выражены тектонические уступы, раздвильные эти типы рельефа.

Э р о з и о н н о - д е н у д а ц и о н н ы й х о л м и с т о - у в а л и с т ы й р е л ь е ф занимает восточную часть и северо-западный угол района (60-65% площади). Он характеризуется выравниваниями, примерно одинаковыми водоразделами и пологими склонами долин. Абсолютная высота 400-650 м, иногда до 700-740 м, относительные превышения 50-150 м. Длина гидросети на I кв. км 0,4-0,5 км. Этот тип рельефа развит в бассейне эпигетической долины р. Унахи. Врезанные

Меандры р. Унашки свидетельствуют о том, что эта долина сформировалась еще до поднятия территории на пенепленизированной местности — поверхности денудационного выравнивания, по которой текли сильно меандрирующие реки. На аналогичных разновозрастных поверхностях в соседних районах (листы N-52-VII, N-52-VIII и N-52-XIV) сохранились остатки аллювия древней гидроэри — неополденские отложения неотечно-нижнечетвертичного возраста (Сей, 1956ф; Федоровский, 1965). В связи с общими поднятием района древняя поверхность расчленена р. Унашкой и ее притоками на отдельные платообразные пологосклонные горные массивы. На этих плато возвышаются куполовидные сопки, склоны которых имеют крутизну до 15° и высоту до 100 м. Склоны массивов имеют днищами долины небольших ручьев и речек склоны сочленяются платно. Переход от склонов к долинам крутых рек и от выложенных водораздельных поверхностей к склонам представлял обычно четким перегибом. На склонах часто отмечаются солифлюкционные террасы.

Долины рр. Унашки, Кудуди, Олонгро (Унашкинской) широкообразные, вреваны на глубину 60-100 м. Русяя рек на ряде участков предложены в коренных породах. Ширина долины достигает 3 км. Долины, как правило, асимметричные. В выпуклой части меандр склоны крутые, скальные, на волнующих выложенных участках сохранились речные террасы. Пойменные террасы более широкие, чем в пределах рельефа с преобладавшим развитием эрозионных процессов. Ширина высокой поймы ниже устья р. Унашакана достигает 1 км, обычно же она не превышает 200-300 м. Высота ее 1-1,5 м. Поверхность высокой поймы неровная, с приуроченными валами и старицами. Низкая пойма представлена узкими, до 50 м шириной, косами, сложенными валуново-галеичниковым материалом. Наиболее широко в районе распространена первая надпойменная аккумулятивная терраса высотой 3-8 м и шириной до 1-1,5 км. Поверхность ее обычно заболочена, местами осложнена буграми неравномерного пучения и реликтами

или ложбин стока. Тыловой шов и борозка выражены сравнительно четко. Вдоль тылового шва террасы по рр. Унашке и Мал. Илкану встречаются цепочки озер-старик. Значительно развиты вторые надпойменная аккумулятивно-аккумулятивная терраса высотой 15-25 м, шириной до 1,5-2 км. Поверхность ее наклонная, выровненная, слабо заболоченная. Тыловой шов маскируется дельтавидным шлейфом. На аэрофотоснимках шов установлен, характеризуется густой дрезесной и кустарниковой растительностью, характерной для коренных склонов. На отдельных участках долины р. Унашки сохранились реликты третьей надпойменной аккумулятивно-аккумулятивной террасы высотой 80-90 м. Рыхлые отложения, составляющие террасу, по большей части смиты; общая площадь, занимаемая ими, в настоящее время составляет менее 3 кв. км.

Формирование рельефа района связано с разновысотными поднятиями подвижками, которые на фоне общего поднятия отразились в создании низкоротного и холмисто-увалистого рельефа на месте единой поверхности денудационного выравнивания. В условиях продолжавшегося поднятия коллировые современные формы рельефа определяются, главным образом, речной эрозией, солифлюкционными и склоновыми процессами, физическими, особенно морозным выветриванием. В водораздельных частях розовшенностей продолжается дальнейшее выглаживание рельефа, а на участках, охватываемых эрозией, происходит его расчленение.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа с конца прошлого столетия известны россыпные месторождения золота. Раскопками в последние годы выявлены проявления железа, меди, свинца, золота, молибдена, галтада, ниобия и мусковита. Значительный интерес среди них представляет лишь медно-молибденовое проявление в восточной части района — в бассейне р. Олонгтро (Брянтинской) и золоторудные проявления на правобережье р. Желтулы. Запасы каменных строительных материалов практически не ограничены.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАНИЯ Ч е р н ы е м е т а л л ы

Магнетитовые руды

Кварциты, содержащие магнетит, неоднократно отмечались на разных участках распространения нижнепротерозойского метаморфического коллиекса. Однако, даже в наиболее интрузивных железорудных провинциях на правобережье р. Куудули (3) и верховьях р. Мал. Илтиана (62) содержание магнетита в кварцитах составляет 10-30%. Максимальная мощность слоев и линз железистых кварцитов в бассейне р. Мал. Илтиана (62) достигает 20 м. По простиранию делальными магниторазведочными работами они прослежены на 800-1000 м. На графиках ΔT масштаба 1:100 000 рудопроявления не фиксируются. По генезису большинство проявлений является осадочно-метаморфогенными.

Перспективы района на железо оцениваются отрицательно ввиду небольшой мощности тел железистых кварцитов, низких содержаниях магнетита в рудках и отсутствия значительных аномалий. Не исключена, однако, возможность обнаружения небольших месторождений, промышленное использование которых в связи с труднодоступностью района в ближайшее время вряд ли будет целесообразно.

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Медь

Большая часть проявлений меди сосредоточена в субмеридиональной тектонической зоне в бассейнах рр. Олонгро и Десса (16, 19, 28, 32-34, 42, 44, 94 - 98). Проявления представляются кварцевыми жилами с халькопиритом, реже борнитом, ковеллином, примазками малахита, азурита и хризоколита. Содержание меди в отдельных бороздовых пробах из жил (95, 96), по данным спектрального и химического анализа, достигает 4-5%; обычно оно составляет сотни и десятки доли процента. Значительно реже медьсодержащие минералы встречаются в гидротермально изменен-

ных гранодиоритах. Медная минерализация в бассейне р. Олонгро тесно связана с молибденовой. Поскольку последние является ведущей и предстает значительный практический интерес, описание проявлений приводится в соответствующем разделе главы.

В штуфе из 10-сантиметровой жилы пиритизированного пегматита среди раннемеловых (?) лейкократовых гранитов в верховье р. Амуньякты (10) спектральным анализом обнаружена медь в количестве 0,5%. Вкрапленность халькопирита наблюдалась в каолинизированных дробленых гнейсах в маломощной (15 см) субмеридиональной тектонической зоне в верховье р. Олонгро (86). По I-2 зерна халькопирита отмечались в разрозненных штуфах из кварцевых жил и разлчных катаклазированных пород района, а также в пегматитах среди древнестабовых гранитов. На карте они не показаны. Полуокатанные зерна халькопирита встречены в шпихлах из вильдыя рр. Сред. Улгира и Тьгукитя. Все эти проявления, как и медная минерализация в верховьях рр. Амуньячи и Олонгро, не представляют практического интереса.

Свинец

В бассейне Олонгро (Брянтинской) известны два проявления свинца. Одно из них (39) приурочено к зоне дробления мощностью около 0,5 м в лежащем боку пиритизированных диоритовых порфиритов мелового возраста, прорывавших амфиболиты. Аз. пад. зоны 130° / 60°. В штуфе X) из интенсивно обожженных окварцованных эпидиотизированных амфиболитов обнаружено более 100 зерен галенита. По данным спектрального анализа, свинец ассоциирует с цинком и медью. Другое проявление (43) находится в 4 км юго-восточнее первого. В девятиватных обломках из катаклазированных раннемеловых (?) гранодиоритов, интрузивных прожилками кварца, отмечалась рассеянная вкрапленность галенита.

X) Все штуфы и протопопки имели вес 2,0-2,5 кг.

Проявления свинца известны в тектонических зонах северо-восточного простирания в окрестностях пос. Дожливого (126), на правобережье р. Джелтулы (53) и в верховье руч. Мостаги (14). Проявление у пос. Дожливого вскрыто канавами при дегидратации спектрометаллометрического ореола рассеяния свинца, цинка и меди, занимающего площадь 3 кв. км. Содержание этих элементов в ореоле составляло 0,005-0,007%, в единичных спектрометаллометрических пробах 0,01-0,02%. Ореол приурочен к серии маломощных (до 0,2 м) зонит дробления, простиранных по азимуту 20-30°. Минералогическим анализом в единичных разрозненных протоочках пиритизированных и эпидотизированных гранит-порфиров, гнейсов и амфиболитов установлено до 100 зерен таленита, зерен халькопирита, сфалерита и молибденита. В одной из проб пиритизированных амфиболитов пробирным анализом отмечено присутствие золота в количестве 0,01 г/т. Содержание свинца, цинка и меди в штучках, по данным спектрального анализа, достигает 0,1%. В протоочках проб, взятых на правобережье р. Джелтулы из пиритизированных тектонических сланцев, установлено высокое содержание таленита (Афанасов, 1966); конкретное содержание не известно. В проявлениях верховья руч. Мостаги, в делювиальных обломках окварцованных раннемеловых (?) гранодиоритов спектральным анализом зафиксирован свинец в количестве 0,1%, цинк (0,02%) и медь (0,01%). В проявлениях у острова Бур на р. Унахе (142) в пробе катаклазированных пиритизированных амфиболитов обнаружено около 30 зерен таленита, а пробирным анализом зафиксированы следы золота.

Все эти рудопроявления свинца практического значения не имеют. Однако ассоциация свинца, меди, цинка, золота и молибдена является благоприятным косвенным признаком при дальнейших поисках в районе месторождений рудного золота и молибдена.

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

Район находится в старейшей на Дальнем Востоке Зейской золоторудной провинции. В пределах площади листа разработано около 50 золоторудных россыпей; рудные месторождения золота, однако, здесь не известны. Все россыпи, за исключением россыпи по р. Милан-Али, и большинство золоторудных рудопроявлений находятся в металлогенных докембрийских образованиях. Многочисленные проявления коренного золота отличаются крайне низкими содержаниями металла. Из 130 известных проявлений в 94 пробирным анализом установлены лишь следы золота, в остальных 36 содержания золота составляют 0,1-0,7 г/т, в одной пробе 3 г/т (табл. 2).

На исследованной территории выделяются три группы проявлений золотой минерализации: 1) проявления в сульфидизированных окварцованных породах и кварцевых или кварц-кальцитовых жилах, связанные с мезозойскими дайками и нарушениями преимущественно северо-восточного, реже северо-западного простирания (22, 24, 25, 35, 36, 38, 50, 52, 57, 58, 69, 71, 72, 109, 112, 125, 128, 153), 2) золотая минерализация в кварцевых, кварц-полевошпатовых жилах и гидротермально измененных породах - диоритах преимущественно древнего протерозойского возраста (65, 74, 76, 111, 117 - 120, 122), 3) проявления в пегматитах, мпматитах и кварц-полевошпатовых жилах, генетически связанные с древнестаговыми гранитоидами (54, 61, 63, 68, 104, 105, 113, 116, 121, 149).

Наиболее широко в районе распространены золоторудные проявления первой группы с относительно более высокими содержаниями металла. В частности, в обломке обокременного кварца из тектонической зоны в междуречье Вол. и Мел. Ликанов (72) золото обнаружено в количестве 3 г/т, а на правобережье р. Джелтулы (50) в пробе из сульфидизированной брекчии - 1,5 г/т. К самой значительной и типичной золотой минерализации относятся проявления на правобережье р. Джелтулы (22,

Характеристика золотоносных россыпей

Таблица 2

Местоположение россыпи	№ по карте	Ширина россыпи (м)	Мощность торфов (м)	Мощность золотонос. песков (м)	Ср.сод. мг/куб.м массы	Количество учтенного добытого золота (кг)	Имеющиеся запасы (кг)	Состояние эксплуатации	Тип россыпи	Проба золота
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
р.Унаха ниже по течению от устья р.Джагдали	152	40-50	4,8	0,4-0,9	408	Н.св.	A ₁ -15,1	Отраб. до 1929 г.	Русловая	Н.св.
р.Унаха у устья р.Сыркудяк	145	менее 20	0,6-1,4	до 1,4	442	"	A-6,7	Не отраб.	"	"
р.Унаха между устьями рр.Буриндя и Олонгро	102,103,133,135	20-25	Н.св.	0,97	372	"	C ₁ -34,8	"	"	"
р.Рогочки	99	20-60	Н.св.	1,5	392	В 1942 г. добыто 0,7 кг	32,0	Отраб. до 1917 г., в 1928 и 1942 гг.	Террасовая	"
р.Мальповский (приток р.Иличи)	100	14-38	2,2	0,3	193-696	Н.св.	17,6	Не отраб.	"	890
р.Иличи	101	25-35	3,2	Н.св.	Н.св.	"	Н.св.	Отраб. до 1930 г.	Русловая	Н.св.
р.Чердаки	134,138,139	Н.св.	Н.св.	"	"	"	"	"	Н.св.	"
руч.Бутинский	141	"	"	"	"	"	"	Отработана	"	"
р.Кудучи	143	"	"	"	"	"	"	"	Долинная	"
р.Сыркудяк	148	"	"	"	"	"	"	"	"	"
р.Татьяна	132	"	"	"	"	"	"	"	Н.св.	"
руч.Вашгердши	144	35	5,2	"	1031	"	"	Отраб. до 1937 г.	"	"
р.Олимпиак	147	35	4,4	0,4	2765	Н.св.	C ₁ -5,9	Отраб. до 1929 г.	Долинная	"
руч.Увальный	146	Н.св.	4,0	0,77	2440	Более 2 кг	C ₁ -50,3	Отраб. до 1937 г.	"	890

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
руч.Баный	151	Н.св.	2-3	1,0	284	Н.св.	Н.св.	Отраб.	Н.св.	Н.св.
руч.Спиридоновский	150	"	Н.св.	Н.св.	Н.св.	"	"	"	Н.св.	"
р.Хорого	64	10-20	3-4	0,6-0,9	305	В 1930 г. добыто 0,216 кг	9,9	Отраб. до 1930 г.	Н.св.	Н.св.
р.Илан-Али	12	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Отраб.	"	"
Верховье р.Бургали	77,79,80,82	"	"	"	"	"	"	Отраб. до 1939 г.	"	"
руч.Раздольный	81	30-40	"	"	"	13,8	"	Отраб. до 1940 г.	Долинная	"
руч.Раздольный	84	33	2,5-3,5	0,8-0,9	2000	-	B-29,6 C ₁ -20,2	Не отраб.	"	"
Низовье р.Бургали	87,90,91	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Отраб.	"	"
р.Олонгро	85,89,124	"	2,5-3,9	0,4-0,7	1302	23,711	"	Отр. в 90-х гг.	"	"
пр.Дождливый	127	20-60	Около 3	1,5	2116-2957	154,4	"	Отраб. в 1892-1910 гг.	"	"
руч.Безназванный	129	Н.св.	Н.св.	Н.св.	1000-2200	3,882	7,952	Отраб.	Руслов.	"
руч.Майский	136,137	"	"	0,4-0,8	5345	60,0	A-78,3	Отр. до 1940 г.	"	"
руч.Арахматов	140	"	2-4	0,6-1,0	До 605	Н.св.	Н.св.	"	Н.св.	"
руч.Северный	45	20	2,8-4,0	1,0	3370	"	C ₁ -117,9	Отраб.	Русловая	"
руч.Ельничный	46	25	3,8-4,8	0,2-0,8	1640	"	C ₂ -32,8	"	"	"
руч.Сохатиный	66	9-16	6,0	0,8	1200-9600	-	24,5	Не отраб.	Долинная	"
р.Нижн.Ивачи	55	До 90	4,0	0,2	3576-4253	-	C ₁ -67,8	"	"	"
р.Желтула	115	10-40	1,8-3,7	0,5	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Отраб.	Русловая	931,5
р.Нижн.Улягир	108,110,114,115	10-20	Н.св.	Н.св.	"	"	"	"	"	Н.св.
р.Мал.Иликан	67,70	Н.св.	"	0,6	1752	"	5,6	"	"	"
руч.Александровский	123	"	"	Н.св.	Н.св.	"	Н.св.	"	Н.св.	"
р.Сардангро	131	60	"	0,8	2076	"	C ₂ -143	Не отраб.	Долинная	890
руч.Недлюбинский	15	Н.св.	"	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Отраб.	Н.св.	Н.св.
р.Сидыки	17	"	"	"	"	"	"	"	"	"
руч.Моховой	27	34	2-3	0,5-1,0	100-3000	-	B-42,0; C ₁ -50,0 C ₂ -36,2	Не отраб.	Долинная	890
р.Валочки	30	Н.св.	Н.св.	Н.св.	Около 800	Н.св.	Н.св.	Отраб.	Н.св.	Н.св.

24, 25, 50, 52, 58 и ряд других, не показанных на карте), которые входят в крупную зону сближенных тектонических нарушений северо-восточного простирания, шириной 2-4 км и длиной 18 км. Катаялакириванские брекчированные и минерализованные метаморфические породы здесь прорваны серией даек порфиров и порфиров, которые также несут следы катаклаза. Лучшее всего изучен восточно-западный участок зоны длиной 9 км и шириной 2 км (Афанасов, 1965f). Золотая минерализация установлена в окварцованных и каолинизированных брекчиях. Вскрытая мощность проявления 2 м, содержание золота (пробирный анализ бороздовой пробы) 0,8 г/т (50). В радиусе 800 м от этого проявления в 4 разобитных штUFFах и бороздовых пробах из аналогичных пород золото обнаружено в количестве 0,1-1,5 г/т. Во всех пробах оно ассоциируется с мышьяком (0,3%) и сурьмой (0,01%). Сульфиды представлены пиритом, реже галенитом, арсенопиритом; иногда в пробах отмечается скородит. В непосредственной близости от проявления золото-свинцово-мышьяковой минерализации той же зоны в гидротермально измененных брекчиях встречались зерна молибденита. Там же выделены солевые ореолы расовения мышьяка, свинца, молибдена и меди. Содержание этих элементов в металлометрических пробах составляет сотые и тысячные доли процента. Размеры площадей отдельных ореолов 1-4 кв. км. Ореолы концентрируются отмеченной выше северо-восточной зоной нарушений, в пределах которой в бассейнах рр. Северного и Елдиничного известны небольшие россыли и шиховой ореол золота.

Объем работ, проведенных в этой зоне, недостаточен для ее полной оценки. Ни один из рудоносных участков не вскрыт и не опробован на полную мощность. Прямые признаки золотой минерализации, наличие ореолов расовения мышьяка, свинца, молибдена и меди, сопутствующих золоту, присутствие россылей, шиховые ореолы золота и флюоритная геологическая обстановка свидетельствуют о значительных перспективах

характеризованной зоны.

Золотая минерализация в диабторитах и диабторированных породах сосредоточена преимущественно в бассейне р. Бол. Илликана, в подковообразной полосе тектонического обрамления Дзелтулинского купола. Не исключено, что часть проявления связана там с дайками и нарушениями, заложенными или подновленными в мезозое. Содержание золота в проявлениях этой группы 0,1-0,6 г/т. Рудовмещающие породы пиритизированы и лимонитизированы, сланцы окварцованы.

В протогочках из золотосодержащих сланцев и жид отмечены пирит, молибденит, барит, изредка турмалин. Хотя содержание золота в выявленных средах диабторитов проявлений небольшие, считаясь бесперспективными эти породы нельзя, поскольку золотоносность их изучена крайне слабо. На территории соседнего с юга листа N-52-XIII в подобных образованиях и сходной геологической обстановке известны промышленные месторождения Золотая Гора, Новая Аниска, Успенское и другие.

Проявления рудного золота в пегматитах, мигматитах и кварц-полевошпатовых жилах, генетически связанные, по-видимому, с древнесельскими гранитоидами, отличаются крайне неравномерным, рассеянным характером минерализации. По данным пробирного анализа, содержание золота не превышает 0,2 г/т, обычно же в породах фиксируются лишь следы золота. Проявления этой группы находятся среди различных пород гнейсового комплекса. Золотосодержащие пегматиты нередко графитовые и мусковитовые. Часто в них встречаются гнезда пирита. Напоженных гидротермальных изменений и катаклаза в породах не наблюдается.

Связь золота с гранитоидами Дрезнестанового комплекса отмечалась также Ю. П. Скачинским (Скачинский, 1963) для территории листа N-52-XIII. Рассеянной золотой минерализацией в проявлениях данной

группы обусловлена, вероятно, повсеместная зараженность золотом ал-
дызля района. Значительные концентрации золота в таких рудопроявле-
ниях маловероятны.

Россыли золота были объектом поисков и старательской добычи с
90-х годов прошлого столетия. До 1930 г. работы проводились отдель-
ными группами старателей и, частично, артелями Верхне-Амурской зо-
лотороймленной компании. С 1929 по 1949 г. наиболее крупные доли-
ны бассейнов рр. Джелгуля, Иликана и Унахи были выборочно переразве-
даны Дамбукинским и Золоторойским приисковыми управлениями преста
Амуролого. Добыча золота в районе окончательно прекратилась в
1942 г. Зимой 1965-66 гг. шурфовочные работы были проведены Дамбу-
кинской экспедицией Амурского Райтру в долинах рр. Олондро, Татъны
и Унахи ниже по течению от устья р. Олондро. По материалам этих работ,
содержание золота в аллывиях, как правило, составляет менее 70 мг/м³
массы. Промышленные россыли не были выявлены.

Россыли района многочисленны, но небольшие. Сумма разведанных
запасов россыльного золота, подсчитанная по 18 месторождениям, состав-
ляет 783,1 кг. Запасы эти списаны с баланса. Количество добытого зо-
лота по очень неполным данным составляет 257,1 кг. По большинству
месторождений сведений о количестве добытого золота и его содержа-
ниях не сохранилось. Золото во всех россыльных обычно слабоокатанное,
пластинчатое, мелкое. Лишь по долинам рр. Иличи, Хорого и Сардантро
оно более крупное; вес самородков, добытых там, не превышал 2074 мг.
Все сохранившиеся материалы о россыльных районах отражены в таблице 2.
Как видно из таблицы, сведения о россыльных неполные и неравноценные.

Р е д к и е м е т а л и н

Олово

Ореол рассеяния олова(22) выявлен в верховье р. Кутука. Он при-
урочен к андо-и энзоконтактовым частям массива раннемеловых (?) тра-
ноидоритов. Содержание олова в ореоле в донных пробах от следов

до 0,003%. К юго-востоку от этого ореола повышенные содержания оло-
ва (0,0005-0,005%) отмечаются в донных осадках верховьев р. Иличи,
дренирующей экзо-и эндоконтактовые части того же массива гранодио-
ритов. Практическая ценность выявленного ореола олова пока пред-
ставляется весьма незначительной.

Вольфрам

Небольшие содержания вольфрама и единичные зерна вольфрамита
и шельита установлены в штурфах различных гидротермально измененных
раннепротерозойских и мезозойских пород района. По 10-30 зерен
шелита на куб. м рыхлой массы встречалось повсеместно в шпихлах из
аллывия. Известные проявления вольфрама не имеют практического зна-
чения.

Молибден, медно-молибденовые руды

Наиболее интересные проявления молибдена находятся в восточной части
района в сумеридиональной зоне тектонических нарушений, прослежи-
ваемой на расстоянии свыше 30 км от устья р. Уч. Нелюбинского до
низовьев р. Олондро (20, 29, 31, 37, 94-97). Ширина зоны 1-1,5 км. Прояв-
ления расположены в экзо-и эндоконтактовых частях интрузий раннеме-
ловых (?) гранодиоритов и гранитов, прорывавших амфиболиты и рого-
вообманковые гнейсы раннего протерозоя. Судя по распространению
краевых фаций, небольшим размерам выходов и ксенолитам вышедших
пород, на участках проявления эрозией вскрыты анципальные части инт-
рузий. Широко распространены связанные с интрузивами дайки гранит-
порфиров, фельзит-порфиров и жилы аллитовидных гранитов. В южной
части этой тектонической зоны вскрыто множество сперматических крутопадаю-
щих нарушений северо-восточного простирания (аз. 10-50°), с которыми
и связано оруденение. Гидротермальные изменения в изученной более
подробно южной части зоны выражены в окварцевании, серицитизации,

эпидотизации и в меньшей мере - гематитизации, обожривании, карбонатизации гранитоидов. Иногда в породах отмечается флюорит. Боль- шинство проявлений молибдена выявлено в этой части зоны на правобережье р. Олонго. Там же обнаружены наиболее крупные рудопрояв- ления (95,96).

Проявление 95 представлено 4 кварцевыми жилами (мощность 12-35 см) и 6 прожилками кварца (мощность 2-8 см), рассредоточен- ными на отрезке 150 м. Протяженность жил 30-40 м. В 6 из 7 бороздо- вых проб химическими и спектральными анализами обнаружено 0,07-0,7% молибдена, 0,07-3% меди, 0,0001-0,005% серебра, в трех пробах 0,03-0,2% вольфрама. В 800 м восточнее находится разветвленная кварце- вая жила (96), мощностью 25-80 см. Максимальные содержания металлов спектральными и химическими анализами установлены в 4 из 11 бороздо- вых проб, отобранных из этой жилы. Молибден присутствует в количе- стве 0,03-0,7%, медь 1-5%, серебро 0,003-0,02%, золото 0,01-0,02 г/т. Во вмещающих гранитоидах содержание молибдена, по данным спектраль- ного анализа, не превышает 0,005%, меди 0,05%. Оруденение представле- но вкрапленностью зерен и прожилками молибденита, халькопирита, бор- нита, козеллина, малахита, азурита. Повсеместно в жилах присутствует магнетит, гематит, реже шеллит. В полированных шлифах довольно час- то наблюдаются таленит и сфалерит.

Во вмещающих породах и жилах много охр лимонно-желтого и бурого цвета. В окрестности проявления 95 и 96 в радиусе 800-1000 м медно- молибденовая минерализация встречена во множестве обломков кварца и отдельных коренных выходов. Остальные проявления молибденовой и медно-молибденовой минерализации в характеризованной зоне выявлены пре- имущественно в дельтаидальных обломках кварца. Сведения о таких прояс- лениях приведены в списке проявлений.

По морфологии рудных тел, минералогическому составу и характеру-

ру гидротермальных изменений проявления относятся к жильному типу кварц-молибденит-халькопирит-серпичтовой формации. Генетически медно- молибденовое оруденение, видимо, связано с раннемезозойми (?) лейко- крастовыми гранитами и их жильным комплексом. На это указывает при- сутствие меди и молибдена в петлятоидных и эпитовидных гранитах, локализующихся в эндо- и экзоконтактовых зонах массивов лейкокрастовых гранитов. Хотя промышленная ценность изученных проявлений в насто- ящее время ничтожна, однако в целом перспективны зоны, по-эпидиому, значительны. Об этом свидетельствуют широкое распространение в ней молибдена и полиметаллов, благоприятная геологическая обстановка и наличие соляного ореола рассеяния (18) молибдена, меди и свинца, контролируемого зоной. Содержание молибдена, установленное спектраль- ными анализами, в донных пробах из ореола в среднем составляет 0,0005-0,002%, меди и свинца 0,003-0,02%.

Помимо указанных, на территории листа известно еще 22 рудопрояв- ления и 2 соляных ореола рассеяния молибдена. Большая часть их рас- положена в экзо- и эндоконтактовых частях массивов раннемезозойских (?) гранитоидов или находится в полях даек кислого состава. Бедная вкрап- ленность молибденита (2-10 зерен на штуд) в этих проявлениях усугубля- лена в кварцевых жилах (5,7,40,41), окварцованных пиритизированных метаморфических (1,2,8,9,11,13,48,49,51,57,78,88,92,106) и мезозой- ских интрузивных породах (6,23,93). В одном случае (83) зерна молиб- денита встречены в петлятоидных срединных гранитоидах. Со- держание молибдена в донных пробах в ореолах рассеяния его в бассей- нах рр. Амугвачи (21), Джетуды (60) и Бол. Иликена (56) варьирует от 0,001 до 0,01%.

Лангд и нисбий

Проявление тентала и нисбия (130) выявлено в В.А.Махининия (Ме- хнин, 1959г) в долине руч. Дорожного у пос. Дождливого. Здесь, среди

Импластизированных гнейсов риччанской свиты, в объеме аллоитизированного мусковитоносного пегматита химическим анализом установлено наличие литиониси тантала (0,015%) и литиониси ниобия (0,013%). Танталониобиевая минерализация имеет спорадический характер.

Ртуть

Однотипная знака киновари отмечены в редких разрозненных шпихлах из русловых отложений р. Мал. Иликана и правых притоков р. Унахи. Возможным источником сноса киновари является гидротермально измененные породы в зонах тектонических нарушений.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Слюда-мусковит

Разрозненные жилы и линзы мусковитоносных пегматитов встречаются в районе довольно часто, однако имеют незначительную мощность (до 1 м), а чешуйки слюды в них малы по размерам (1-2 кв. см) и относительно редки (до 5%). Наиболее значительные проявления мусковита известны среди глиноземистых гнейсов Иликанской серии в бассейнах рр. Кудули (4), Джелтулы (47,59), Большого Иликана (73,75) и Унахи (107). Мощность мусковитоносных пегматитовых жил 0,2-0,7 м. Мусковит обычно деформирован. Размеры пластинок слюды обычно 10-20 кв. см; в проявлении в бассейне р. Большого Иликана (75) они достигают 200 кв. см. Сохранные следы в наиболее богатых жилах не превышает визуально 4 кг/куб. м (Скачинский, 1964ф; Афанасов, 1966ф). Практического интереса мусковитоносные пегматиты не представляют.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специальных исследований строительных материалов не проводилось. В будущем в строительном и дорожном деле могут быть использованы песчано-галеchnиковые отложения, изверженные породы и гнейсы. Пески и галеchnики наиболее широко распространены на р. Унахе, где они образуют многочисленные косы. Пески кварцево-полевшпатовые, реде

полиминеральные, неоксигортуированные. Примеры галеchnикового материала в них не менее 10%. Глины, широко развитые в аллювии надпойменных террас, всегда имеют примесь дресвы, щебня и талек. Залежи кирпичных глин в районе не известны. Изверженные породы, особенно мезозойские гранитоиды и эффузивы, занимающие всю северную часть района, а также отчасти гнейсы могут быть широко использованы в качестве бутового камня и в производстве щебня.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Вопрос о генезисе, возрасте и закономерностях распределения полезных ископаемых сложный и во многом не ясный. Из анализа имевшихся материалов можно лишь сделать следующие выводы. Все известные в районе коренные рудопроявления сформировались в протерозойскую и мезозойскую металлогенические эпохи. Образование россыпей золота происходило главным образом в кайнозое.

С протерозойской металлогенической эпохи связаны метаморфогенные железорудные проявления, мусковит, танталониобиевая минерализация в пегматитах и золото в древних зонах джафтореза. Очень слабый рассеянный золотой и сопутствующая ей молибденовая, реже медная минерализация в палингено-метасоматических образованиях хотя и не представляет практического интереса, однако с проявлениями этого типа минерализации связана, видимо, повсеместная распространенность золотом аллювия даже мелких водотоков, дренирующих площадь развития пород гнейсового комплекса. Этим же может быть объяснено наличие в южной части территории, сложной докембрийскими образованиями, многочисленных небольших по запасам россыпей золота.

С мезозойским тектоно-магматическим циклом связаны проявления молибдена, цветных металлов, золота, олова и вольфрама.

Ореолы рассеяния и наиболее интересные рудопроявления молибде-

на и меди пространственно и, видимо, генетически связаны с ранне-лодными (?) лейкократовыми биотитовыми гранитами и дайками пород Кислого состава. В бассейнах рр. Олонго и Десса они контролируются зонной субэриктиональными разломами. С раннеэловыми (?) гранитоидными массивами пространственная связь потоков рассеяния олова и, видимо, вольфрама. К дайковым полям и зонам северо-восточного и северо-западного направления приурочены многочисленные золоторудные участки. По генетическому типу проявления рудноосных продуктов мезозойского метадитермического цикла являются гидротермальными и, в основном, относятся к кварцевой и кварцево-сульфидной рудным формациям, ведущими компонентами которых являются медь и молибден. В районе вольфрама характерна ассоциация золота с этими элементами, мышьяком, свинцом и цинком. Судя по пространственному размещению золоторудных россыпей и подвальных ольшинства проявления рудных полезных ископаемых, наиболее благоприятными для локализации их являются участки сочленения разновозрастных северо-западных, северо-восточных и субэриктиональных нарушений.

Ведение плохой обеспеченности территории, бессистемности и малых объемов проводившихся здесь работ решение вопроса о перспективах района затруднительно. Однако можно сделать заключение, что район представляет значительный интерес на молибден и золото. В первую очередь рекомендуется проведение поисков в 30-километровой субэриктиональной тектонической зоне на правобережье рр. Олонго и Десса. Здесь возможно обнаружение месторождений молибдена жильного и штокверкового типов, рудного золота и полиметаллов. В пользу такого предположения свидетельствуют широкое развитие молибденовой, медно-молибденовой, свинцовой, цинковой, вольфрамовой и серферной минерализации, выявленные потоки и ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца, легкие золоторудные россыпи и следы старательских работ, принадлеж-

ность проявления молибдена к перспективной кварц-молибденит-халькопирит-серпичитовой формации, нетлубокий эрозийный срез и незначительные разломы выходов раннеэловых (?) лейкократовых гранитов, с которыми эти проявления связаны генетически. Особое внимание при поисках следует уделять обследованию экзо- и эндоконтактовых частей массивов этих гранитов.

Обширная площадь Унахинского массива гранитоидов не является объектом поисков рудного золота. Южная же часть района, где открыта масса золоторудных проявлений и россыпей, привлекает определенное внимание. Низкие содержания золота в изветренных многочисленных проявлениях и их разобоченность не позволяют ожидать значительных по запасам рудных месторождений. Тем не менее не исключено открытие месторождений типа Золотой Горы. Можно рекомендовать поиски работ масштаба 1:50 000 в южной части района на участках сочленения древних зон диафоритов и колонных разрывных структур, контролирующих полины даек. Особое внимание нужно уделить изучению золоторудности эквирозий и участков развития даек дисриковых порфиритов в бассейнах Чершаки, Бурунча, Новокты. Эти дайки представляют, видимо, коренные части покровов. Поиски целесообразно сосредоточить, в первую очередь, в бассейне р. Унахи и ее притоков - рр. Олонго, Татьяна и Иличи, а также на междуречье Ичи и Верхнего Улгира. На правобережье р. Джелтулы в зоне золоторудных проявлений (50, 52) следует провести небольшой объем разведочно-поисковых работ масштаба 1:10000. Особое внимание при поисках рудного золота надлежит уделять зонам диафореза, дробления, гидротермального изменения, участкам развития кварцевых зон среди аффиобитов и роговообманковых гнейсов. Эти породы, видимо, являются своеобразными локализаторами рудной минерализации.

Не исчерпаны возможности открытия в районе россыпных месторождений золота, пригодных для отработки малоприбыльных драгем. Боль-

шая часть территории является область слабых поднятий, древнего рельефа, слабо модифицированного современными эрозийными процессами. В долинах большинства рек сохранились средне- и верхнечетвертичные отложения, с которыми могут быть связаны россыли золота. Наибольший интерес в этом отношении представляет долина р. Кудуди. В ее ко-совых отложениях Л.П.Спициным (Спицин, 1957Ф) обнаружено золото в количестве до 100 мг на 1 м³ породы. При проведении геологической съемки масштаба 1:200 000 установлена золотосодержательность (до 200 мг/м³) ее надпойменных террас. Значительные перспективы представляет аллювий долин рр. Бол. и Мал. Илликана, Сардантро, возможно, Среднего и Нижнего Улгыра. Эти долины разрабатаны, имеют широко развитые террасовые отложения. Незначительная интенсивность молодых эрозийных процессов не способствовала выносу золота из террасового руслового аллювия. Поэтому низкие, преимущественно знаковые, содержания золота или даже отсутствие его в русловых и пойменных отложениях не могут служить основанием для отрицательной оценки золотосодержательности этих долин. Проведенные здесь в 30-40-х годах поиски не были детальными. Например, на пятнадцатикилометровом отрезке среднего течения р. Мал. Илликана не было пройдено ни одного профиля горных выработок. Долины Нижнего и Среднего Улгыра вообще не опробовывались.

Проявления мусковита, редких земель, ореолы рассеяния олова и редкие находки киновари в аллювии не представляют практического интереса. При проведении съемки и поисков золота и молибдена перспективны открытые месторождения этих ископаемых могут быть уточнены.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Территория листа находится в горно-степной гидрогеологической области хребта Станового (Кончакова, 1961Ф), характеризующейся развитием островной многолетней мерзлоты. Верхняя граница ее находится на глубине 0,8-3 м. В поймах крупных рек глубина залегания ее

достигает 8 м. По характеру водоносных пород, условиям залегания и источникам питания в районе известны следующие типы подземных вод: 1) воды рыхлых слабо цементированных пород; 2) порово-пластовые воды аллювиальных отложений; 3) воды массивных пород; 4) воды трещин выветривания; 5) воды зон тектонических нарушений. Все эти воды по условиям залегания и питания между собой тесно связаны. По отношению к многолетней мерзлоте воды рыхлых отложений относятся к надмерзлотным. Трещинные воды в большинстве межмерзлотные или подмерзлотные.

Пластово-поровые воды в основном залегают в порово-пластовом рельефе, распространены на холмисто-увалистом слабо расчлененном рельефе, преимущественно на плоских водоразделах, местных понижениях рельефа и в нижних частях склонов. Водомещающими породами являются супеси и дресвяно-обломочный материал, водоупором - нетрещиноватые коренные и многолетнемерзлые породы. Воды имеют сезонный характер. Основной источник их питания - инфильтрация атмосферных осадков и менее подтаивание мерзлоты, второстепенный - подток трещинных вод, наиболее значительный в слоисто-сланцеватых метаморфических и вулканогенно-осадочных породах. Воды аллювиально-делювиальных отложений нигде не образуют постоянных и значительных источников. Сравнительно слабые источники часто встречаются у подножий склонов, выходящих из заболоченных долин. Дебит отдельных источников не превышает 0,1 л/сек. Воды обычно прозрачные, слабо опалесцирующие, без запаха и вкуса. Химический состав пробы этих вод, отобранной в бассейне р. Олонгтро (Брянтинской системы), характеризуется низкой минерализацией; жесткость карбонатная 0,55 мг-экв/л (табл. 3).

Порово-пластовые воды в аллювиальных отложениях характеризуются для рыхлых русловых и поймен-

Таблица 3

Химический состав вод

Типы вод	Место взятия проб	Содержание в литре	Катионы						Анионы						Жесткость мг-экв/л		pH	CO ₂ свободная мг/л	SiO ₂ мг/л	
			Na ⁺	X ⁺	Mg ⁺⁺	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Fe ⁺⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	CO ₃ ⁻	HCO ₃ ⁻	Общая	Карбонатная				
			мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв	мг-экв				
Элювиально-делювиальные пластово-поровые	Источник дебитом 0,1 л/сек. Лев. берег р. Олонг-ро, в 1 км выше по течению от отметки 472,0 м	мг	2,4	0,5	0,7	8,2	1,7	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	45,8	0,55	0,55	6,7	4,5	16,0	
		мг-экв	0,1	0,01	0,04	0,41	0,14							0,75						
		%	15	1	6	58	20							100						
Аллювиальные порово-пластовые	Источник дебитом 0,5 л/сек на террасе р. Унахи, 2 км ниже по течению от устья руч. Бурындя	мг	0,7	0,2	0,1	19,0	5,6	"	"	"	"	"	"	79,3	1,41	1,30	6,4	18,7	6,0	
		мг-экв	0,03	0,01	0,01	0,95	0,46							1,30						
		%	2	1	1	64	32		7					93						
Воды трещин выветривания андезитовых порфиритов	Источник дебитом 1 л/сек на водоразделе рр. Огонричи и Унахи	мг	1,9	0,5	0,2	6,9	1,4	"	"	Нет	"	"	"	30,5	0,46	0,46	5,8	46,8	10,0	
		мг-экв	0,08	0,01	0,01	0,34	0,12			Нет				0,50						
		%	14	2	2	61	21		II					8,9						
Воды трещин выветривания древнестановых гранитов	Источник дебитом 0,2 л/сек в верховье руч. Татыны	мг	0,6	0,2	Нет	2,9	1,1	"	"	Нет	"	"	"	18,3	0,24	0,24	6,5	4,7	10,0	
		мг-экв	0,03	0,01	Нет	0,15	0,09			Нет				0,30						
		%	11	3		54	32							100						
Воды трещин выветривания роговообманковых гнейсов	Источник дебитом 0,2 л/сек на левом берегу р. Унахи в 2 км выше по течению от устья Зимовьякачи	мг	1,6	Нет	0,1	4,7	0,4	"	"	"	"	"	"	21,4	0,27	0,27	5,8	23,4	10,0	
		мг-экв	0,07	Нет	0,01	0,24	0,03							0,35						
		%	20		3	68	9							100						
Воды трещин выветривания биотитовых гнейсов	Истоки руч. Зимовьякачи. Дебит источника 0,2 л/сек	мг	1,5	"	0,2	2,9	1,1	"	"	"	"	"	"	18,3	0,24	0,24	5,7	-	10,0	
		мг-экв	0,07	"	0,01	0,15	0,09							0,30						
		%	22		3	47	28							100						
Воды зоны нарушений среди раннемеловых (?) гранодиоритов	Источник дебитом 1 л/сек на правом берегу р. Олонг-ро в 3 км ниже по течению от устья руч. Валуши	мг	1,3	0,8	Нет	3,9	1,0	"	1,0	"	"	"	"	27,4	0,27	0,27	6,2	8,9	12,4	
		мг-экв	0,05	0,02	Нет	0,19	0,08		0,02					0,44						
		%	14	6		56	24		4					96						

ных отложений, в меньшей мере для террасового аллювия. Водоносными являются пески, галечники и супеси, водоупорами служат коренные породы плотная и линзы глины. Источником питания их являются поверхностные воды (особенно в отложениях поименных террас), атмосферные осадки и подток трещинных и элювиально-делювиальных вод. Выходы пластово-поровых вод элювиальных отложений с дебитом 0,1-0,5 л/сек часто наблюдались в уступах высоких поим и напоименных террас. Вода прозрачная, без запаха. По солевому составу воды, отобранные из источников террасы р. Унахи в 2 км ниже по течению от устья руч. Бурындя, гидрокарбонатно-кальциево-натриевые. Жесткость карбонатная 1,30 мг-экв/л, общая 1,41 мг-экв/л.

Воды трещинные в зоне выветривания коренных пород. Источники их наиболее часто наблюдаются среди пород гнейсового комплекса. Основным источником питания вод являются атмосферные осадки, инфильтрация вод элювиально-делювиальных отложений и подток вод из зон тектонических нарушений. В зимнее время трещинные воды замерзают. Дебит источников не превышает 0,1-0,5 л/мин. По солевому составу воды гидрокарбонатно-кальциево-магниевые или гидрокарбонатно-магниезо-кальциевые. Жесткость карбонатная. В гранитоидах и гнейсах она равна 0,2-0,3 мг-экв/л, в эффузивах 0,46 мг-экв/л.

Воды зон тектонических нарушений играют значительную роль в накоплении подземных вод. В зимнее время они служат основным источником питания тех поверхностных водотоков, которые не промерзают до дна. Выходы вод наиболее часто наблюдаются около разломов северо-восточного простирания. Ручьи, дренажные обжименные зоны тектонических нарушений (руч. Нижний, Средний и Верхний Ивачи, Ича, Тугунит и др.), обладают большой водообильностью по сравнению с другими водотоками. Режим этих вод сравнительно

но постоянный. Перемерзает в зимнее время лишь мало дебитные источники, крупные же становятся напорными и образуют наледи площадью до 0,2 кв. км, расположенные в долинах и на склонах долины ручьев. В местах пересечения тектонических нарушений долинами водооттоков распространены булгуры пучения и гидротакколиты. При вскрытии тектонических зон горными выработками нередко отмечался интенсионный приток трещинных вод (до 1-2 л/сек с площади 1 кв. м). В верховье р. Ики зафиксирован источник дебитом около 8 л/сек. Воды прозрачны, приятны на вкус. По солевому составу они аналогичны водам трещин выветривания.

Зимой большинство рек района перемерзает, поэтому надежными источниками водоснабжения могут, видимо, быть лишь воды выливательных, преимущественно русловых отложений крупных рек и, отчасти, подмерзлотные воды зон тектонических нарушений. В будущем для решения вопросов водоснабжения необходимо проведение комплексных гидрогеологических наблюдений.

Л И Т Е Р А Т У Р А

О п у б л и к о в а н н а я

А л ь б о в М. П., М о ш к и н В. Н. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Станового хребта. Информ. сборник 17, ВСЕГЕИ, 1959.

А н е р т Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока, 1928.

Д з е в а н о в с к и й Ю. К. Джугджур-Становая складчатая область.-Геологическое строение СССР, т. Ш, 1958.

Д з е в а н о в с к и й Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1, 1959.

Д р у т о в а Г. М., Н е л о в А. Н. Полиметаллоидный докембрийский образованный южной части Алданского щита и Станового хребта. Труды ЛАНЕД, в. 10, 1960.

К а ц А. Г. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР, М-6 1:200 000, серия Становая, лист М-52-1. Объяснительная записка. Геолтехиздат, 1965.

К о п т е в - Д в о р н и к о в В. С. О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивных формации малых глубин.-Сов. геология, вып. 1, 1961.

К о р ж и н с к и й Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового.-Стратиграфия СССР, т. 1, 1939.

К о р и к о в с к и й С. П., Ф е д о р о в с к и й В. С. О геологических и петрологических взаимоотношениях улоканской серии и Станового комплекса. Доклады АН СССР, 1964.

К р а с н ы й Л. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:1000000. Лист М-52 (Зем). Объяснительная записка. Геолтехиздат, 1960.

К р а с н ы й Л. И. Урокки и меловые гранитоиды в хребтах Станового Джугджур. Прибрежном и вопросы магматизма нескладчатых областей. Изв. выш. учебных заведений, отд. "Геология и разведка", 3, 1960.

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

Н а г и б и н а М. С., Б о л х о в и т и н в. Стратиграфия мезозойских отложений Верхне-Вейского прогиба. Изв. АН СССР, серия Геол., 1, 1960.

Н е с т е р е н к о С. П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-52-УШ, серия Становая. Объяснительная записка. Геолтехиздат, 1963.

Р у м я н ц е в а Т. И., Д р и ж о ч е н к о И. П. Карны андомального магнитного поля СССР масштаба 1:200 000, лист М-52. Западно-Сибирский трест, 1966.

Р я з а н о в В. Д. Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотопромышленности Амурсо-Приморского рай-

на. С.-Петербург, 1903.

Сухов В.М. Эксплуатационные образования.-Геология СССР, т. XIX. Недра, 1966.

Федоровский В.С., Молюстовский Э.А.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых масштаба 1:200 000, серия Становая, лист №52-ХIV. Обязательная записка. "Недра", 1965.

Тутарин А.Н., Войткевич Г.В. Докладная геологическая маэриков, "Недра", 1966.

Чемков Ю.Ф. Геоморфология и верхнечетвертичные отложения Верхне-Зейской депрессии. Вып. ВСКГТИ, новая серия, вып. 2. 1957.

Фондованж)

Афанасов М.Н. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных в бассейнах верхнего течения рек Желтуга, Бол. Иликан, Мал. Иликан (Желтугинская партия 1964-1965 гг.). 1966.

Годзевич Б.Л., Бучинский В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части листа №51-ХII (отчет о работах Верхне-Тимской партии за 1964 г.). 1965.

Гудяев Б.И., Ждан Н.К., Забордина М.Л. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки Приамурской партии за 1964 г. 1965.

Казачихина Л.Л. Отчет о методической работе на тему:

"Определение спорово-пыльцевого комплекса из отложений, содержащих кости тропического слона". 1966.

Коновалова А.И. Обязательная записка к гидрогеологической карте Амурской области масштаба 1:2500 000. 1961.

Лебедев М.М. и др. Геологическое строение Савсейной верховий реки Сутам, Тимей, Унаха и Десс. 1957.

Ж) Место хранения указывается лишь для работ, отсутствующих в фондах Дальневосточного территориального геологического управления

Лебедева Р.П. Отчет о геологоразведочных работах прииска Дамбуки за 1947 г. Фонды Дамбукинского приискового управления (ДПУ).

Лебедева Р.П. Отчет о поисково-разведочных работах Иликанской партии за 1948-1949 гг. Фонды ДПУ.

Левченко В.А. Отчет Бригадинской геологосъемочной партии № 345 о геологических исследованиях в средней и нижней частях бассейна рек Брянты, Унахи, Утугей в 1951 г. 1952.

Левкин Н.Ф. Геолого-историко-экономическое описание объектов добычи и разведки россыпного золота, расположенных на территории западной (центральной) части Дамбукинского прииска. 1947.

Махин В.А. и др. Обязательная записка к карте разведанных депрессивных полей Дальнего Востока масштаба 1:2500000 (Верхне-Зейская тематическая партия, 1959). 1960.

Мяков Ф.Н. Краткое описание Желтугинского россыпного месторождения золота 1952 г. Фонды ДПУ.

Паряков С.П. Геологическая карта и карта полезных ископаемых СССР, м-б 1:200 000, серия Становая, лист №51-ХVIII, с обязательной запиской. 1964.

Печев Г.К. Предварительный геологический отчет Желтугинской поисковой партии за 1941-42 гг. Фонды ДПУ.

Печев Г.К. Отчет о поисково-разведочных работах в верховьях рек Желтуга и Иликана за 1943 г. Фонды ДПУ.

Рассказов Ю.П., Щербаков Д.И. Отчет по теме: "Расчленение докембрийских метаморфических толщ хребтов Станового и Тукуринры" (Утужукская партия 1961-1966 гг.). 1966.

Сени И.И. Стратиграфия рыхлых отложений и геоморфология Верхне-Зейской депрессии. 1956.

Скатицкий Ю.П. Геологическая карта и карта полезных

С П И С О К
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы авторов	Название работы	Год издания	Местонахождение мате-риала, фон-довый номер или место издания
1	2	3	4	5
1	Анерг Э.Э.	Богатства недр Дальнего Востока	1928	г. Хабаровск, библ. ДВГТУ
2	Афанасов М.Н., Лопатинский Г.С., Сеняев В.Г.	Отчет о результатах геолого-геоморфных и поисковых работ масштаба 1:50 000, проведенных в бассейнах верхнего течения рек Джелгула, Бол. Илкан, Мал. Илкан	1966	Фонды ДВГТУ, 011836
3	Ялыничев Е.В., Макаров В.И. и др.	Кадастры россыпных месторождений золота по Дамбукинскому прииску за 1944-1947 г.	1948	пос. Дамбуки, Амурской области, фонды Дамбукинского управления, 74
4		Карта полезных ископаемых масштаба 1:500 000 Амурской области	1967	Фонды ДВГТУ

ископаемых М-6а 1:200 000. Серия Становая, лист М-52-ХШ, с объяснительной запиской, 1963.

Скатынский Ю.П., Ялыничев Е.В., Селиванов В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа М-52-УП (отчет о работах Унахинской партии в 1963г.) 1964.

Силин Л.П. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на рудное и россыпное золото в бассейне среднего и верхнего течения р.Гилдыя, правого притока р.Зей за 1957 г. Фонды Амурского РайгТУ. 1957.

Сухов П.А. Предварительный отчет Брянгинской геолого-поисковой партии Амурской экспедиции за 1946 г. 1947.

Хурин М.Д. Отчет о работах Унахинской поисково-разведочной партии за 1958 г. 1959.

Ялыничев Е.В., Кундази др. Геологическое строение и полезные ископаемые северной части листа М-52-УП (отчет Унахинской партии по работам 1964 г.). 1965.

Ялыничев Е.В., Макаров В.И. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа М-52-УП (отчет Унахинской партии по работам 1965 г.). 1966.

Ялыничев Е.В., Давшук В.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р.Унахи (отчет Унахинской партии по работам 1966 г.). 1967.

1	2	3	4	5
5		Баланс запасов по золоту на Г.Г.1966. РСФСР, Дальний Восток Отчеты о поисково-разведоч- ных работах пр. Дамбуки за 1934-1946 гг.	1966	Фонды ДВГТУ пос. Дамбу- ки, фонды Дамбукин- ского при- искового управления
6		Схематические карты и планы разведочных работ в бассей- нах рр. Унахи и Иликана	1956	То же
7		Записки и докладные о гео- логии и разведке в бассейнах р. Унахи, Иликана, Гилды и участков Журбан, Сулджар, пр. Болотая Гора и др. с 1929 по 1938 г.	1939	То же, 155
8	Козлов, Кичен- ский, Сагурин	Материалы и документы по геологии и разведке р. Унахи за 1930-1939 гг.	1940	То же 39
9				

1	2	3	4	5
10	Лебедева Р. П.	Отчет о геологоразведочных работах прииска Дамбуки за 1947 г.	1947	пос. Дамбу- ки, фонды Дамбукинско- го прииско- вого управ- ления, 36
11	Лебедева Р. П.	Отчет о поисково-разведоч- ных работах Иликанской пар- тии за 1948-1949 гг.	1949	То же, 27
12	Левкин Н. Ф.	Геолого-историко-экономичес- кое описание объектов добы- чи и разведки россыпного зо- лота, расположенных на тер- ритории западной (централь- ной) части Дамбукинского прииска	1947	Фонды ДВГТУ, 06483
13	Махнин В. А. и др.	Объяснительная записка к карте редкоммеральных пег- матовых полей Дальнего Востока масштаба 1:2500000	1960	Фонды ДВГТУ, 08264
14	Маяков Ф. Н.	Краткое описание Джегтулин- ского россыпного месторожде- ния золота	1952	пос. Дамбуки, фонды Дамбу- кинского при- искового уп- равления, 227

1	2	3	4	5
15	Плечев Г.К.	Предварительный геологический отчет Желтулинской поисковой партии за 1941-1942 гг.	1942	пос. Дамбуки, фонды Дамбукинского приисловольного управления, 142
16	Плечев Г.К.	Отчет о поисково-разведочных работах в верховьях рр. Желтуши и Иликана	1943	То же 147
17	Рязанов В.Д.	Отчет по статистико-экономическому и техническому исследованию золотопромышленности Амуро-Приморского района, С-Петербург	1903	Библиотека ДВЛТУ
18	Скатынский Ю.П., Яльничев Е.В. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-52-VII	1964	Фонды ДВЛТУ, 010436
19	Яльничев Е.В., Кунда З.А. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-52-VII	1965	То же, 010987

100

Приложение I

1	2	3	4	5
20	Яльничев Е.В., Макар В.И. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточной части листа N-52-VII	1966	Фонды ДВЛТУ, 0261
21	Яльничев Е.В., Лавшук В.П.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Унахи	1967	То же, 0306

101

Приложение 2

С П И С О К

ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-52-VII КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИС-

КОПАЕМЫХ МАСШТАБ 1:2000000

№ по кар-те	Интенс-клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ пользования	МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
						Золото	Серебро
1	2	3	4	5	6	7	8
		Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы Золото					
123	IV-2	р.Александровский	Отработ.	Р	I		
140	IV-4	р.Арахматунов	"	"	3,7,9		
151	IV-4	р.Ванный	"	"	4,7,8		
129	IV-3	р.Везназаванный	Отработ.	"	4,7,8,12		
			частично				
77	III-3	р.Бурлаги	Отработ.	"	8,9,17		
79	III-3	р.Бурлаги	"	"	8,9,17		
80	III-3	р.Бурлаги	"	"	8,9,17		
82	III-3	р.Бурлаги	"	"	8,9,17		
87	III-3	р.Бурлаги	"	"	8,9,17		
90	III-3	р.Бурлаги	"	"	8,9,17		
91	III-3	р.Бурлаги	"	"	8,9,17		
141	VI-4	р.Бутинский	"	"	6,9		
30	II-4	р.Валчи	"	"	3,4,5,6		
144	IV-4	р.Ваштерданий	"	"	3,4,8,9		
115	IV-1	р.Джелтула	"	"	14		
127	IV-3	прииск Докдильды	"	"	1,4		

1	2	3	4	5	6
46	III-1	р.Ельчинный	Отраб.	Р	3,4,15,16
			не под- носятся		
12	I-3	р.Иван-Али	Отраб.	"	19
101	III-4	р.Илчи	"	"	4,6,8,12
143	IV-4	р.Кутлужи	"	"	6,7
137	IV-4	р.Майский	Отраб.	"	
			частично		
136	IV-4	р.Майский	"	"	1,12,17
67	III-2	р.Мал.Иликан	"	"	1,12,17
70	III-2	р.Мал.Иликан	"	"	6,10,11
15	I-4	р.Нельобинский	Отраб.	"	6,10,11
108	IV-1	р.Нижн.Улагир	"	"	19
110	IV-1	р.Нижн.Улагир	"	"	18
114	IV-1	р.Нижн.Улагир	"	"	18
115	IV-1	р.Нижн.Улагир	"	"	18
147	IV-4	р.Олимпияк	Отраб.	"	4,7,12,9
			не под- носятся		
85	III-3	р.Олонгро	Отраб.	"	1,17
89	III-3	р.Олонгро	"	"	1,17
124	IV-3	р.Олонгро	"	"	1,17
81	III-3	р.Раздольный	"	"	3,5,6,12
99	III-4	р.Рогочки	"	"	3,8,12
45	III-1	р.Северный	Отраб.	"	3,15,16
			не под- носятся		

С П И С О К

НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕ-
МЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-52-УП КАРТЫ ПО-

ЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

1	2	3	4	5	6
17	I-4	р.Сиданки	Отраб.	Р	6,19
150	IV-4	р.Стирилоновский	-"	-"	4,20
148	IV-4	р.Сырыкудук	-"	-"	12
132	IV-4	р.Татыяна	-"	-"	6,12
146	IV-4	р.Увальный	Отраб.	-"	3,4,7,8,12
			не под-		
			готовью		
152	IV-4	р.Унаха	-"	-"	6,8,12
64	III-2	р.Хорого	-"	-"	3,6,8,9,12
134	IV-4	р.Чердаки	Отраб.	-"	8,9,11,12
138	IV-4	р.Чердаки	-"	-"	8,9,11,12
139	IV-4	р.Чердаки	-"	-"	8,9,11,12

№ на кар-те	Индекс клетки по карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эк-сплуатации	Тип месторождения	№ использованного материала (прилож.1)
1	2	3	4	5	6
	МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
	Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы				
	Золото				
46	III-1	р.Ельничинский	не эксплуатируются	Р	15,16
100	III-4	р.Мальцевский	то же	-"	12
27	III-4	р.Моховой	-"	-"	3,5,12
55	III-1	р.Нижн.Имчи	-"	-"	4,5,15,16
147	IV-4	р.Олимпияк	-"	-"	4,9,12
84	III-3	р.Разудольный	-"	-"	3,5,6,9,12
131	IV-3	р.Сарлантро	-"	-"	3,4,5,6
66	III-2	р.Сохатинский	-"	-"	3,16
146	IV-4	р.Увальный	-"	-"	3,8,12
145	IV-4	р.Унаха	-"	-"	8
102	III-4	р.Унаха	-"	-"	3,12
103	III-4	р.Унаха	-"	-"	3,12
133	IV-4	р.Унаха	-"	-"	3,12
135	IV-4	р.Унаха	-"	-"	3,12
148	IV-4	р.Унаха	-"	-"	3,12

1	2	3	4	5	6
42	П-4	р.Олонгтро (Брянгинская)	Обломки окварцованных гранодиоритов с примесью камей малахита, азурита, единичными зернами халь- копирита	21	
44	П-4	р.Олонгтро (Брянгинская)	Обломки кварца с малахитом и азуритом. Содержание меди 0,2%, свинца 0,05%, вольфрама 0,03%, висмута 0,2%	21	
98	Ш-4	р.Олонгтро (Брянгинская)	Обломки кварца и пегмат- ита с малахитом, азуритом, халькопиритом. Содержа- ние меди 0,07%	21	
86	Ш-3	р.Олонгтро (Унахинская)	Обломки гнейсов с редкой выраженностью халькопи- рита	21	
53	Ш-1	Свинец р.Джелтула	В обломке пиритизирован- ных сланцев содержание свинца 0,05%, цинка 0,03%	2	
126	IV-3	пос.Дождивый	В обломках гранит-порфи- ров и гнейсов до 100 зерен галенита, зерна халькопирита, молибденита, сфалерита. Содержание свинца, цинка, меди от 0,01-0,1%,	21	

1	2	3	4	5	6
14	П-4	р.Мосгачи	Обломки гранодиоритов содержат 0,1% свинца	19	
39	П-4	р.Олонгтро (Брянгинская)	В амфиболитах более 100 зерен галенита. Содержа- ние свинца 0,01%, меди 0,03%	21	
43	П-4	р.Олонгтро (Брянгинская)	В обломках гранодиоритов, инвазированных прожилка- ми кварца, единичные зер- на галенита	21	
142	IV-4	р.Унаха	В обломке катаклазиро- ванных амфиболитов 30 зерен галенита и следы золота	20	
69	Ш-2	Золото р.Бол.Или- кан	В эндоконтакте дайки гранодиорит-порфиров зо- лото в количестве 0,3г/г	18	
72	Ш-2	р.Бол.Или- кан	В обломке кварца золотого в количестве 3 г/г, мо- либдена 0,02%, висмута 0,03%	2	
71	Ш-2	р.Бол.Или- кан	Обломки гранит-порфи- ров содержат 0,1 г/г золота	18	

1	2	3	4	5	6
117	IV-2	р.Бол.Иликан	Обломки кварца с золотом в количестве 0,1 г/г	18	
118	IV-2	Водорадел рр.Бол.Или- кана и Солонт- ро	Золото в количестве 0,4 г/г в обломках окварцо- ванных милионитов. В протопочке из них зерна молибденита и пи- рита	18	
149	IV-4	р.Джелгула	Жила пегматита содержит 0,2 г/г золота	20	
52	III-I	р.Джелгула	Обломки брекчия с золотом в количестве 0,4 г/г	2	
50	III-I	р.Джелгула	Брекчия с содержанием золота до 1,5 г/г	2	
22	III-I	р.Джелгула	Обломки обохренных гней- сов содержит 0,2 г/г золота	18	
25	III-2	р.Джелгула	Обломки окварцованных гнейсов содержит 0,2 г/г золота	18	
24	III-2	р.Джелгула	Обломки кварца с золотом в количестве 0,5 г/г	18	
58	III-2	р.Джелгула	Обломки диоксидирован- ного кварца содержит зо- лото в количестве 0,4г/г	18	

110

1	2	3	4	5	6
65	III-2	р.Джелгула	Обломки диафоризованного пиритизированного гнейса содержит 0,2 г/г золота	18	
61	III-2	р.Джелгула	Пегматит с золотом в коли- честве 0,1 г/г	18	
54	III-I	р.Джелгула	Пегматитные прожилки с зо- лотом в количестве 0,2г/г	18	
109	IV-I	р.Джелгула	Обломки окварцованного гнейса с золотом в количест- ве 0,2 г/г	18	
125	IV-3	пос.Дождливый	Золото в количестве 0,2г/г в обломках кварца	20	
128	IV-3	пос.Дождливый	Обломки кварца с золотом в количестве 0,8 г/г	20	
57	III-I	р.Ика	Обломки метасоматитов со- держат 0,4 г/г золота. В протопочке зерна молиб- денита	18	
III	IV-I	р.Ика	Обломки хлоритизированного гнейса содержит 0,2 г/г золота	18	
III	IV-I	р.Ика	Золото в количестве 0,2 г/г в обломках кварца	18	
III	IV-I	р.Ика	Обломки пегматитов с золо- том в количестве 0,5 г/г	18	

111

1	2	3	4	5	6
119	IV-2	р.Ика-Макит	Обломки кварца с содержанием золота 0,2 г/т	18	
122	IV-2	Водораздел рр.Ика-Макита и Ики	Зона катаклаза и пиритизации в блостомилонитах. Содержание золота 0,4 г/т	18	
120	IV-2	р.Ика-Макит	Обломки кварцево-полевошпатовых пород. Содержание золота 0,1 г/т		
63	Ш-2	р.Мед.Иликан	Обломки пегматитов с золотом в количестве 0,6 г/т	18	
68	Ш-2	р.Мед.Иликан	Обломки пегматита содержит 0,2 г/т золота	18	
74	Ш-2	р.Мед.Иликан	Золото в количестве 0,2г/т в обломке кварцево-полевошпатовой породы	18	
76	Ш-2	Междуречье Мед.Иликана и Бол.Иликана	Обломки кварца среди диатритов. Содержание золота 0,1 г/т	18	
35	П-4	р.Новокта	Золото в обломках кварца в количестве 0,4 г/т	20,21	
36	П-4	р.Новокта	Золото в брекчиях в количестве 0,4 г/т	20,21	
38	П-4	р.Новокта	Обломки окварцованных гранитов с золотом в количестве 0,2 г/т	20,21	

112

1	2	3	4	5	6
116	IV-1	Водораздел рр. Ниж. Улигир и Ики	Линза пегматитов с содержанием золота 0,2 г/т	18	
153	IV-4	р.Рогочки Уна-Хинские	Обломки кварца, содержащие золото в количестве 0,2г/т	20	
121	IV-2	р.Солонгро	В обломках пегматитов золото в количестве 0,2г/т	18	
104	Ш-4	р.Унаха	Обломки пегматитовозотом в количестве 0,2 г/т	20	
105	Ш-4	р.Унаха	0,3 г/т золота в жиле пегматита	20	
23	П-2; Ш-2	р.Кутук Олово	Спектротометрический анализ олова в донных пробах от следов до 0,003%	18	
21	П-1; П-2; Ш-1	р.Амуткачи Молбден	Спектротометрический анализ молибдена в донных пробах 0,001-0,01%	18,19	
56	Ш-1; Ш-2	р.Бол.Иликан	Спектротометрический анализ молибдена в донных пробах 0,001-0,01%	18	

113

1	2	3	4	5	6
7	I-2	р. Бол. Хам- кан	В обломке кварца рассеян- ная вкрапленность молиб- денита	19	
9	I-2	р. Бол. Хам- кан	В обломке катаклазирова- ного гнейса редкие зерна молибденита	19	
93	Ш-3	р. Бурлаги	В обломке пиритизирова- ного гранит-порфира рас- сеянная вкрапленность молибденита	20	
88	Ш-3	р. Бурлаги	В штуфе из зоны дробле- ния молибден в количест- ве 0,1%, свинец 0,02%	21	
49	Ш-1	р. Джелтула	В протолочке из обломка пиритизированного гней- са содержание молибдени- та до 1,5 г	2	
51	Ш-1	р. Джелтула	Обломки окварцованных гнейсов с единичными чешуйками молибденита	18	
48	Ш-1	р. Джелтула	В обломке катаклазиро- ванных гнейсов единич- ные зерна молибденита	18	
60	Ш-2	р. Джелтула	Спектротометаллометричес- кий ореол. Содержание мо- либдена в донных пробах 0,003-0,01%	18	

114

1	2	3	4	5	6
I	I-1	р. Кудули	В протолочке из диффидиро- ванного гнейса 10 зерен мо- либденита	19	
2	I-1	р. Кудули	Редкая вкрапленность молибде- нита в обломке раннепротеро- зойского гранита	19	
8	I-2	р. Кудули	Обломки окварцованного гней- са с зернами молибденита	19	
6	I-1	р. Кудули	Бедная вкрапленность молиб- денита в обломке петмачита	19	
5	I-1	р. Кудули	Рассеянная вкрапленность молибденита в обломке квар- ца	19	
83	Ш-3	р. Мал. Илкан	Бедная вкрапленность молибде- нита в жиле петмачита	20	
78	Ш-3	Между речью Мал. Илкана, Олонгтро и Хо- рого	Редкая вкрапленность молибде- нита в пиритизированных ам- фиболитах	21	
92	Ш-3	р. Мал. Илкан	Рассеянная вкрапленность мо- либденита в обломке илони- тизированного гнейса	20	
20	I-4	Водораздел рр. Олонгтро и Десса	Более 100 зерен молибденита в протолочке из обломка пи- ритизированного кварца	20	

115

1	2	3	4	5	6
29	П-4	р.Олонгро	В обломке кварца 15 зерен молибденита	20	
31	П-4	р.Олонгро	Обломок кварца с бедной вкрапленностью молибденита	20	
40	П-4	р.Унаха	Единичные знаки молибденита в обломке кварца	21	
41	П-4	р.Унаха	В обломке кварца единичные зерна молибденита	20, 21	
26	П-3	р.Унаха	В штуфе из зоны дробления и окварцевания гранодиорит-порфиров 0,05% молибдена, 0,01 г/т золота, 0,001% серебра	21	
106	Ш-4	р.Унаха	В штуфе из зоны диворированных амфиболитов редкие зерна молибденита	20	
11	П-3	р.Унаха	Редкая вкрапленность молибденита в штуфах из раннепротерозойского кварцевого диорита	19	Коренное
13	П-3	р.Унаха	Единичные зерна молибденита в пиритизированном кварцево-полевощапатовом метасоматите	19	Коренное
95	Ш-4	р.Олонгро	Серия кварцевых жил с со-	21	

116

1	2	3	4	5	6
97	Ш-4	р.Олонгро (Брянтинская)	Жилы и руд прожилков кварца с вкрапленностью молибденита, халькопирита, пиритизированного кварца, малахита и азурита. Содержание молибдена до 0,01%, меди 0,01%, висмута 0,02%	21	
94	Ш-4	р.Олонгро (Брянтинская)	В обломках гранодиоритов редкая вкрапленность молибденита и халькопирита	21	
96	Ш-4	р.Олонгро (Брянтинская)	Три кварцевых жилы с содержанием молибдена 0,03-0,7%, меди 1-5%, серебра 0,003-0,02%, золота до 0,02 г/т	21	
37	П-4	р.Олонгро (Брянтинская)	В зонах окварцованных пиритизированных гнейсов содержание молибдена 0,02%, меди 0,03%	21	
18	П-4; Ш-4	р.Олонгро	Спектротетраполевый ореол с содержанием в донных пробах молибдена 0,0005%-0,002%, меди и свинца 0,003-0,02%	19, 20, 21	

117

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Стратиграфия	7
Интрузивные образования	33
Тектоника	53
Геоморфология	68
Полезные ископаемые	71
Полезные воды	88
Литература	92
Приложения	97

В брошюре пронумеровано 120 стр.

Длано в печать 9/IV 1974 г. Подписано к печати 3/УIII 1976г.

Тираж 200 экз. формат 60x90/16 Печ.л. 7,5 Заказ 254с

Центральное специализированное
производительное хозяйственное предприятие
Всесоюзного геологического фонда

1	2	3	4	5	6
		Тангала и нис- ОИМ			
130	IV-3	пос. Джемгулда	В обломке альбитизированных пегматитов 0,015% патиоки- си тангала и 0,013% пегмо- киси ниобия	13	
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Студя-Мусковит					
75	III-2	р. Бол. Иликан	Пегматитовая жила с муско- витом	18	
73	III-2	р. Бол. Иликан	Обломки пегматитов с муско- витом	18	
59	III-2	р. Джемгулда	Жила пегматита с мусковитом	18	
47	III-1	р. Джемгулда	Обломки пегматитов с редки- ми таблицами мусковита	18	
4	I-1	р. Куудули	Пегматитовая жила с редкими пластинками мусковита	19	
107	III-4	р. Унаха	Пегматитовые жилы с единич- ными кристаллами мусковита	20	