

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1 : 200 000

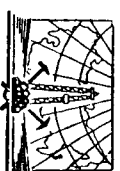
Серия Становая

Лист N-52-VIII

Объяснительная записка

Составитель *С. П. Нестеренко*
Редактор *Ю. П. Расказов*

Утверждена НРС ВСЕГЕИ
12 декабря 1963 г., протокол № 33



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1968

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	16
Тектоника	31
Геоморфология	34
Полезные ископаемые	37
Подземные воды	49
Литература	50
Приложения	54

Редактор издательства И. Е. Дмитриева
Технический редактор В. В. Романова
Корректор А. В. Сергеева

Подписано к печати 23/IV 1968 г.

Печ. л. 4

Формат 60×90/16.
Тираж 100 экз.

Уч.-изд. л. 6,6
Заказ № 04009

Издательство «Недра»
Ленинградская картография ВАГТ

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-VIII расположена на правобережье р. Зен. Она охватывает южные предгорья Станового хребта и примыкает к северо-западной окраине Верхнезеньской впадины. Координаты листа 54° 40'—55° 20' с. ш. и 127° 00'—128° 00' в. д. Эта территория входит в Зейский район Амурской области РСФСР.

Рельеф района довольно однообразный, представляет собой выравненную поверхность, над которой возвышаются невысокие островные горы. Крупные реки, сравнительно глубоко (до 60—80 м) врезаемые в коренные породы, расчленяют поверхность выравнивания на меридионально вытянутые водораздельные гряды. Абсолютные отметки высот в юго-восточной части района колеблются от 420 до 540 м, а в северо-западной — от 600 до 1000 м. Относительные превышения соответственно составляют 80—120 и 300—400 м.

Густая гидрографическая сеть принадлежит главным образом бассейну р. Брянта. Незначительная часть гидросети восточной половины района относится к бассейну р. Мульмуги. Все крупные реки — Мульмуга, Брянта и ее притоки Утутай, Десс, Лев, и Прав. Кохани горного типа. Они характеризуются узкими долинами, большой скоростью течения (до 4 м/сек), изобилуют врезанными меандрами, перекатами. Ширина водотоков обычно составляет 40—70 м. Глубина, как правило, на плесах не более 1,5 м, очень редко 3—4 м. На перекатах она уменьшается до 0,6—0,3 м. В периоды паводков уровень рек поднимается на 1,5—3 м. В сухое же время года они настолько мелеют, что многие перекаты обнажаются и переувлажнение на лодках местами становится невозможным. Мелкие ручьи, а также реки Лев, и Прав, Кохани в верховьях имеют широкие маршевые долины, спокойное течение (0,8—1,1 м/сек) и образуют многочисленные булжукающие меандры.

Обнаженность в районе плохая. Коренные породы встречаются лишь по берегам крупных рек и очень редко на вершинах возвышенностей. Каменные россыпи наблюдаются только в долинах мелких ручьев и у подножий крутых склонов. Склоны и водоразделы покрыты чехлом рыхлых эпизинально-делювиальных отложений, залесены и нередко заболочены.

Климат резко континентальный: лето теплое, иногда даже жаркое, зима холодная. Среднегодовая температура воздуха —5—6°. Средняя температура января —30,5°, июля +16,8°. Среднегодовое количество осадков составляет 680—700 мм, из них 335 мм приходится на июль и август, 6,5 мм — на январь и февраль. Снег стает в конце апреля — начале мая, в начале мая вскрываются реки. Заморозки начинаются в конце августа, первый снег выпадает 10—25 сентября, окончательно ложится 20 октября —1 ноября. Широко развита в районе многолетняя мерзлота.

Почвы в долинах подзолистые и торфяные, на водоразделах скелетные. Растительность имеет северный, типично таежный облик. Преобладают лиственница, реже встречаются ель, сосна и кедр, на водоразделах нередко широко распространены береза и осина. Долины покрыты моховыми марши со скудной кустарниковой и карликовой древесной растительностью. По берегам часто встречаются душистый тополь, ольха, рябина, чермуха, бузина. Много ягодных растений — голубики, брусники, клюквы, смородины и др.

Животный мир довольно разнообразен. Наиболее распространены сох-
тый, кабарга, изюбр, бурый медведь, волк, лиса, рысь, ласка, горностай,
тыдра, белка, бурндук, заяц-беляк. Долины населяют разнообразные птицы —
глухари, рябчики, гуси, утки, бекасы, коршуны, совы, дятлы и многие другие.
В экономическом отношении район совершенно не развит. Русские
поселили его еще в сороковых годах прошлого века, когда Василий Поарков
на во главе отряда численностью около 130 человек спустился по р. Брянте и
первым из русских достиг рр. Зеи и Амугра. В дореволюционное время на
реках Прав, Кокани, Ильдус, Утаги были старательские поселки; теперь
они заброшены. Ближайший населенный пункт — с. Потехино — находится
на р. Зее, в 17 км от южной рамки территории листа. Изредка район посе-
щают охотники. Дорог нет, имеются лишь три тропы, очень старые запущен-
ные, «Алданский тракт» (из с. Потехино в с. Сутам), тропа Бомнак — Дожд-
ливый и тропа от р. Тугаул к р. Брянте.

Геологические исследования на территории листа долгое время орга-
ничивались только поисками золота. В конце прошлого века эту работу
проводили старатели и золотопромышленники. В начале текущего столетия
в исследовании района приняли участие сотрудники Геологического П. Б. Риппаса
и Э. Э. Анерта. Первым в 1900 г. была составлена геологическая карта
в м-бе 1 : 200 000 юго-западной четверти листа, вторым в 1903 г. совершенно
маршрутное пересечение восточной части района. Из выводов этих исследо-
вателей наиболее важным является предположение Э. Э. Анерта о проихо-
ждении роговообманковых гнейсов и амфиболитов за счет метаморфизма
табродитов. В сороковые годы поиски золота производились трестами
«Амурзолото» и «Золоторазведка» (Сыропятов, Самоделюк, 1941; Суш-
ков, 1946).

Начиная с пятидесятых годов геологические работы проводились глав-
ным образом Дальневосточным геологическим управлением.

В 1951 г. В. А. Левченко составила геологическую карту в м-бе 1 : 200 000
юго-западной четверти листа. Впервые в этом районе породы гнейсового
комплекса, отнесенные ею к архею, были расчленены на две свиты: нижнюю,
представленную главным образом роговообманковыми гнейсами, и верхнюю,
состоящую преимущественно из биотитовых гнейсов. На площади развития
нижней свиты выделены массивы протерозойских ортоамфиболитов. Довольно
точно оговорены площади распространения протерозойских гранито-гнейсов
и мезозойских гранитов.

В 1952—1953 гг. Е. В. Минеев вел поисково-съемочные работы
м-ба 1 : 200 000 в северо-западной четверти района. Составленная им геоло-
гическая карта очень схематична и не является кондиционной.

В 1953 г. восточная половина площади листа была заснята В. Ф. Зуб-
ковым в м-бе 1 : 1 000 000. Гнейсы, широко развитые там, он отнес к архею
без какого-либо расчленения.

В 1955—1960 гг. С. П. Нестеренко, В. А. Фадеев и др. была произве-
дена геологическая съемка м-ба 1 : 200 000 на всей площади листа, кроме
ее юго-западной части, заснятой ранее В. А. Левченко. Эти работы легли
в основу рассматриваемой карты.

В 1959 г. О. Н. Подопольным (Махнин, 1966) в результате маршрут-
ных исследований выделено поле слюдяносных пегматитов.

В 1960 г. на территории соседних с юго-запада и юга листов получены
материалы, имеющие прямое отношение к листу N-52-VIII. В частности,
Ю. П. Скатынским на площади листа N-52-XIII южнепротерозойский гнейсо-
вый комплекс был расчленен на пять согласно залегающих свит, последст-
вий объединенных в илканскую серию. Как выяснилось позже, две из
этих свит развиты на листе N-52-VIII. В. С. Федоровским и Э. А. Молоцов-
скими на территории листа N-52-XIV доказано, что значительная часть пород,
выделенных В. А. Левченко в нижнюю свиту архейских паранейсов, является
метаморфизованными табродитами раннепротерозойского возраста.

В 1961 г. на территории рассматриваемого листа В. А. Фадеев и
С. П. Нестеренко были проведены релакционно-уязвочные работы, касавшиеся
главным образом площади, ранее заснятой В. А. Левченко. В результате

этих работ амфиболовые гнейсы нижней свиты, считавшиеся В. А. Левченко
стратифицированными образованиями, отнесены к ортопородам. С этой же
точки зрения пересмотрен гнейзизм аналогичных пород на остальной террито-
рии листа. Гранито-гнейсы, выделенные В. А. Левченко, рассматриваются авто-
рами как ультраметабазитные образования и сравниваются с древнекаменно-
примитивными. Показанные на ее карте покровы кварцевых порфиров в дей-
ствительности представляют собой аликальные части близповерхностных
интрузив лейкократовых гранитов, среди которых существенная роль при-
надлежит гранит-порфирам. Последние наряду с кварцевыми порфирами
образуют обширные поля даек, также ошибочно принятые В. А. Левченко
за покровы. Преимущественно биотитовые, иногда гранатосодержащие гнейсы,
развитые в юго-западной части площади, заснятой В. А. Левченко, сопос-
тавлены с породами илканской серии. Гнейсы, расчлененные авторами на
ряд тощ в 1959—1960 гг., исходя из особенностей разреза, петрографиче-
ского состава и анализа региональных структур, объединены в самостоятель-
ную брянтинскую серию.

В том же году на территории листа сотрудник ДВГИ ДВФСО АН СССР
С. А. Шека проводил работы по изучению метаморфизма базитов и ультра-
базитов. В верхнем течении р. Брянты им обнаружено проявление никеля.
В 1962 г. поисковые работы на никель проводила Брянтинская партия ДВГУ
(В. А. Кулинов, М. В. Храмов).

При составлении геологической карты листа были учтены работы
Л. И. Красного и других по составлению геологической карты листа N-52
в м-бе 1 : 1 000 000, изданной в 1960 г., а также материалы В. А. Микаилова,
работавшего в 1961 г. на территории листа N-52-II.

Кроме наземных исследований были использованы аэрофото- и аэрогео-
физические материалы. В 1948 г. территория листа была покрыта аэрофото-
съемкой в м-бе 1 : 60 000, а в 1953 г. южная половина ее — в м-бе 1 : 25 000.
Изда слабый расчлененности и сильной затененности района дешифриро-
вать снимков плохих. Хорошо дешифрируются лишь разломы и геоморфо-
логические элементы.

В 1958 г. Верхне-Амурской партией Забайкальской экспедиции Запад-
ного геологического треста произведена аэромагнитная съемка
в м-бе 1 : 500 000. В 1959 г. партией № 16 Северной экспедиции (Г. Г. Ив-
няев и В. В. Фиженко) на территории листа проведены магнитометрические
и радиометрические аэропоисковые работы в м-бе 1 : 25 000. Карты, состав-
ленные по данным этих работ, использованы при геологическом картирова-
нии в незначительной степени, так как изолинии на этих картах, как правило,
резко не совпадают с простиранием гнейсов, всецело подчиняясь положитель-
ным магнитным аномалиям крупным раннекаменно-породных интрузив и со-
здавая ложные структуры. Ответливо фиксируются лишь относительно боль-
шие по интенсивности (до 3000γ), но незначительные по площади магнит-
ные аномалии, обусловленные обычно магнетитосодержащими метаморфизо-
ванными табродитами. Радиометрические аномалии (до 13 мкр/час) в большин-
стве случаев приурочены к массивам раннекаменно-породных лейкократовых гранитов.
Как показали наземные проверочные работы на некоторых из этих анома-
лий, практического значения они не имеют.

СТРАТИГРАФИЯ

Рассматриваемая территория входит в зону протерозойского складчатого
образования Алданского шита — так называемую зону Становика — Джуг-
джура. Из стратифицирующихся образований наиболее широко распростра-
нены глубоко метаморфизованные южнепротерозойские породы гнейсового
комплекса, интенсивно мигматизированные и гранитизированные. Незначи-
тельно развиты нижнекаменно-породные эффузивы и песчано-галеяковые неоген-
нижнекаменно-породные отложения. Четвертичные породы представлены мало-
мощными элювиально-делювиальными образованиями водораздельных про-
странств и аллювиальными отложениями в долинах рек и ручьев.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Нижнепротерозойские стратифицирующиеся образования занимают около 40% площади листа. В этих древнейших породах района регионально проявляются процессы мигматизации и гранитизации, в результате которых они почти везде превращены в мигматиты, а местами даже в гранитоиды анакритового типа. Субстрат мигматитов представлен преимущественно роговообманковыми, биотит-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми гнейсами, в меньшем количестве присутствуют биотитовые, гранитовые гнейсы, амфиболиты и кварциты. Эти породы часто перемежаются в разрезе в виде полог с резкими или постепенными переходами, что создает своеобразную пестроту состава, очень характерную для древнейших пород района. Отсутствие четких маркирующих горизонтов, широкое развитие процессов мигматизации и гранитизации, часто страшающих особенности тех или иных пород и толщ, а также чрезвычайно плохое обнаженность района — все это очень затрудняет составление стратиграфического разреза. Подавляющая часть пород отнесена к брянтинской серии, очень незначительная — к иликанской.

Иликанская серия

На территории листа иликанская серия представлена двумя свитами: ухаинской (нижежащей) и джанской. Эти свиты известны на очень небольшой площади в крайней юго-западной части района. На юге они непосредственно контактируют с одноименными свитами, выделенными на территории листов N-51-XIII и N-51-XIV Ю. П. Скатынским и В. С. Федоровским. Из-за слабой обнаженности разрезы их не составлены.

Ухаинская свита (Pt_{un})

Состоит свита из биотитовых, гранат-биотитовых, роговообманковых и гранат-двуслюдных гнейсов. В большинстве случаев это мелко- и средне-зернистые породы светло-серого или серого цвета, имеющие гранобластную, ленинградно-бластовую или порфириобластовую структуру и тонкополосчатую, ленинградно- или неправильно-полосчатую, иногда станицеватую текстуру. Количественные соотношения минералов в породах очень разнообразны, но существенную роль среди них почти всегда играет плагиоклаз (до 70%), состав которого колеблется от альбита до андезита. В подчиненном количестве присутствуют кварц (до 30%) и тот или иной темноватый минерал (до 20%) — биотит, обыкновенная роговая обманка, гранат или мусковит. Акцессорные минералы представлены сфеном, магнетитом, апатитом, реже цирконом, вторичные образования — серицитом, сосорицитом, эпидотом, хлоритом.

Характерной особенностью этой свиты, кроме существенно плагиоклазового состава и тонкополосчатой текстуры пород, является присутствие в ней редких маломощных прослоев и линз так называемых «ржавых» биотитовых гнейсов. Кварц в них, как правило, преобладает над плагиоклазом, биотит имеет красновато-оранжевый цвет и плеохроирует в желтоватых тонах, а зерна циркона отпадают хорошей окатанностью. Их ржавый или ржаво-бурый цвет объясняется обилием в породе тонких трещинок, выполненных гидроокислами железа, образовавшимися, очевидно, вследствие окисления рудных минералов. Иногда в гнейсах в небольшом количестве (до 5%) встречается гранат. Он слатает изометричные и неправильные порфириобласты размером до 1—1,5 см в поперечнике. Цвет его красный. Нередко гранат изобилует пойкиловыми вросками биотита и кварца, часто (в зонах мигматизации) замещается биотитом и серицитом.

В двуслюдных гнейсах мусковит присутствует в количестве до 10%. Иногда он вторичный, чаще же взаимоотношения между ним и биотитом неясны.

Амфиболиты в составе свиты образуют редкие прослои и линзы мощностью до нескольких метров. Кроме обыкновенной роговой обманки (60—80%) и плагиоклаза (25—40%) в незначительном количестве в них содержится кварц и акцессорные минералы, обычные для гнейсов.

Мощность свиты в пределах площади листа не превышает 1100—1200 м.

Джанская свита (Pt_{dn})

Занимает свита площадь не более 2 км². Она представлена биотитовыми, роговообманковыми, реже биотит-роговообманковыми гнейсами. Отличительными особенностями пород этой свиты являются их преимущественно среднезернистая структура, тонкое (до микрокопического) переслаивание, однообразный серый цвет, присутствие почти во всех разновидностях гнейсов в перемешанных количествах как биотита, так и роговой обманки, отсутствие граната. Во всех остальных отношениях они не отличаются от пород ухаинской свиты.

Мощность свиты 600 м.

Брянтинская серия

Основанием для выделения брянтинской серии в самостоятельную стратиграфическую единицу послужили особенности петрографического состава слагающих ее пород, совершенно иной характер ее разреза по сравнению с иликанской серией, а также предполагающиеся самостоятельные структурные положения ее.

Иликанская серия, мощность которой 8000—8500 м, представлена преимущественно биотитосодержащими гнейсами, в ее составе много высокоглиноземистых пород, присутствуют графитосодержащие породы и мраморы, причем свиты, сложенные преимущественно биотитовыми гнейсами, чередуются со свитами, где преобладают роговообманковые гнейсы. В составе же брянтинской серии, имеющей примерно такую же мощность (более 7000 м), значительный удельный вес роговообманковых пород — однообразных мелко-кратовых амфиболитовых гнейсов и амфиболитов, являющихся, возможно, метаморфизованными основными эффузивами, содержание которых в разрезе серии постепенно уменьшается снизу вверх: возможно, что в некоторых частях случаев вместе с ними в разрезе свит оказались включенными пластовые интрузии основных пород, отделить которые от стратифицирующихся образований в связи с глубоким метаморфизмом их весьма трудно. Глиноземистые, графитосодержащие породы и мраморы в брянтинской серии полностью отсутствуют. Особенностью брянтинской серии является также то, что к ней приурочены крупные согласные тела габброидов, в то время как в иликанской серии габброидные породы слатют сравнительно небольшие, нередко секущие тела, связанные с разломами (Федоровский, 1961).

Взаимоотношения серии на территории листа не могли быть выяснены, так как они везде разделены широкими полями нижнепротерозойских метаморфизованных габброидов и гранитоидов. Однако, учитывая согласное залегание интрузивных габброидов с породами брянтинской серии и в то же время секущее положение ее по отношению к простиранию пород иликанской серии, между ними предполагается структурное несогласие при более высоком стратиграфическом положении брянтинской серии.

Породы брянтинской серии слатют на территории листа крупную сложную построенную синклиналию меридионального простирания, шарнир которой погружается на север. По преобладаанию тех или иных разновидностей гнейсов, по их определенным ассоциациям, с учетом стратиграфического положения последних, серия расчленена на три участка залегающие свиты (снизу): мультимитскую, утуайскую и гудайскую. Характер мультимитской свиты определяется реакцией преобладанием в ее составе роговообманковых гнейсов, утуайская свита характеризуется появлением в гнейсах существенного

содержания биотита, гудинская свита отличается от углейской наличием гранат-биотитовых гнейсов и кварцитов.

Мулумугинская свита (Р₁т)

Выделена свита в 1959—1960 гг. С. П. Нестеренко. Она сложена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми гнейсами и амфиболитами с подчиненными слоями роговообманково-биотитовых и биотитовых гнейсов и сланцев. Эти породы распространены в юго-восточной, центральной и западной частях листа в виде различных по площади разрозненных участков. Нижней границы свиты в районе неизвестно, так как на юге нижние горизонты ее уничтожены раннепротерозойскими гранитоидами. Верхняя граница фиксируется сменой преимущественно роговообманковых гнейсов роговообманково-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и сланцами.

Породы мулумугинской свиты в коренных обнажениях можно наблюдать по берегам всех крупных рек района. Однако наиболее показательными и полными являются разрезы по рр. Мульмуге и р. Десс. По рр. Лев. и Прав. Кохани преимущественным распространением пользуются роговообманковые гнейсы. Биотитовые гнейсы образуют в них маломощные (0,5—2,3 м) простои, приуроченные главным образом к верхней части разреза. Различные породы обычно стелят в разрезе свиты довольно мощные слои. Нередко крупные разрозненные обнажения целиком состоят из одних и тех же пород. Взаимоотношения их между собой в пределах одного обнажения можно видеть сравнительно редко. Так, по р. Бранте в одном из обнажений на расстоянии 250 м наблюдался постепенный переход роговообманковых гнейсов в биотитовые, а в ряде других обнажений — тонкое (до 2—3 см) перестраивание этих же пород. По р. Мульмуге в отдельных обнажениях можно видеть роговообманковые гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов мощностью до 2—3 м, биотит-роговообманковых гнейсов с прослоями биотитовых гнейсов и амфиболитов мощностью до 7—8 м, биотитовые гнейсы с прослоями биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов мощностью до 5—20 м. Биотитовые сланцы образуют обычно редкие четко выделяющиеся пролоны мощностью до 0,2 м.

Схематический разрез мулумугинской свиты, составленный главным образом по р. Мульмуге с учетом разрезов по другим рекам, в обобщенном виде выглядит следующим образом (снизу):

- | | |
|---|-------------|
| 1. Мелкозернистые роговообманковые гнейсы с прослоями и линзами амфиболитов | 1100—1300 м |
| 2. Перестраивание мелкозернистых роговообманковых гнейсов с мелко- и среднезернистыми биотит-роговообманковыми гнейсами | 400—500 " |
| 3. Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые гнейсы с прослоями гранатосодержащих биотитовых гнейсов и амфиболитов | 400—500 " |

Таким образом, мощность мулумугинской свиты, очевидно, близка к 2000 м (1900—2300 м).

Приведем характеристику пород мулумугинской свиты в порядке их распространения.

Роговообманковые гнейсы серые, темно-серые, преимущественно мелкозернистые породы с хорошо выраженной гнейсовой и параллельно-полосчатой текстурой. Гнейсовидность обусловлена ориентированным расположением зерен роговой обманки, полосчатость — чередованием мелнокоратых и лейкокоратых полос, а также перемежаемость прослоев с различной текстурой. Переходы между полосами как резкие, так и постепенные. Полосчатость гнейсов связана, очевидно, с первичной неоднородностью слюдяных пород и усилена последующими процессами метаморфической дифференциации. Часто она подчеркивается многочисленными постоянными жилками гранита или пегматита. В зонах расщепления и катаклаза гнейсы приобретают

сланцеватую текстуру и зеленоватый оттенок за счет хлоритизации роговой обманки.

Под микроскопом роговообманковые гнейсы обнаруживают гранобластовую или неометабластовую, часто гломеробластовую структуру и параллельно-сланцеватую текстуру, реже тонкомиклонитовую структуру и почти массивную текстуру. В состав гнейсов входят обыкновенная роговая обманка (20—60%), плагиоклаз (25—50%), кварц (10—30%). В некоторых разновидностях гнейсов в заметных количествах присутствует мелкая вкрапленность пирита (особенно по р. Десс). Иногда (бассейн р. Прав. Кохани) гнейсы содержат гранат в виде зерен округлой формы размером до 0,6 см в диаметре, а также в виде агрегатов более мелких зерен. Довольно часто на поверхности сланцеватости отмечается мелкошелушичатый биотит. Акцессорными минералами являются сфен, апатит, рутиль, циркон; вторичные образования — альбит, калиевый полевой шпат, хлорит, эпидот, цинцит, биотит, мусковит, соссорит, пегит, скаполит, карбонаты. Количество вторичных минералов колеблется в широких пределах, в значительно измененных состояниях гнейсов содержание некоторых из них (хлорита, калиевого полевого шпата или эпидота) превышает 10%.

Роговая обманка образует удлиненные, реже изометричные зерна, плексхронные в бледных тонах от желтовато-зеленого до синевато-зеленого цвета. Преобладают зерна, корродированные кварцем и полевым шпатом, часто хлоритизированные. Некоторые зерна переполнены включениями кварца, эпидота, апатита, сфена и рудного минерала.

Плагиоклазы, представляющие олигоклазы или кислым андезитом, присутствуют в виде ксеноморфных изометричных зерен, обычно в значительной степени изменены — альбитизированы, серицитизированы, соссоритизированы и легитизированы. Довольно редко по олигоклазу развивается скаполит. Полисинтетические двойники (всередина очень тонкие) видны редко.

Формы и размеры зерен волно-прозрачного кварца семьи разнообразны: это или изометричные зерна округлой формы с волнистым погасанием, или мелкие пойкилитовые вроски в роговой обманке и плагиоклазе, или неправильные, вытянутые в одном направлении зерна с зубчатыми краями, образующие линзовидные агрегаты размером до 2—3 мм в длину, с мозаичным погасанием.

Калиевый полевой шпат редок. Он образует (до 2—3 мм в поперечнике) изометрические порфириобласты с пятнистым погасанием.

Биотит представлен в виде волокон и чешуек буровато-зеленого цвета, почти непрозрачных; изогнутые чешуйки по краям превращены в бледно-зеленый хлорит. Местами он замещает роговую обманку.

Минералы эпидот-цонитовой группы развиты по плагиоклазу, главным образом в виде тонкозернистого агрегата, реже присутствуют в виде сравнительно крупных (до 2 мм в длину) одиночных зерен как в плагиоклазе, так и в роговой обманке. Сфен составляет ромбические клиновидные кристаллы, реже — неправильные зерна размером до 0,1—0,5 мм в длину; иногда он образует цепочки и скопления линзовидной формы длиной до 1—2 мм. Некоторые кристаллы полисинтетически двойникованы. Апатит представлен редкими тонкими иглообразными длиной до 0,1 мм, реже — широкими овальными зернами до 0,2 мм в длину. Циркон присутствует в виде редких одиночных боенковидных зерен.

Биотит-роговообманковые гнейсы отличаются от роговообманковых более светлой окраской, во многих случаях — лепидогранобластовой и порфириобластовой структурой с микрогранобластовой структурой основной массы. Биотит, содержащийся в количестве 10—20%, представляет главным образом идиоморфными по отношению к роговой обманке чешуйками соломочно-желтого цвета. Наряду с ними встречаются более крупные чешуйки зеленовато-бурого цвета. Часто биотит не обнаруживает спайности, ожелезен, непрозрачен. Кроме акцессориев, обычных для роговообманковых гнейсов, отмечены монацит и рутиль.

Амфиболиты представляют собой черные блестящие, серовато-зеленые, темно-зеленые, мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые породы,

состоящие на 40—80% из обыкновенной зегеной роговой обманки и на 20—60% — из плагиоклаза. Роговая обманка имеет густо-зеленый цвет и слегка углубленные зерна, иногда имеющие заознобье окончания. В измененных разновидностях она образует волокнистые агрегаты неправильной формы, нередко почти полностью хлоритизирована с выделением эпидота и рудного минерала. Плагиоклаз, относившийся к андезину (до 34% Al_2), образует гипидиоморфные и неправильные зерна с четко выраженным двойниковым строением, слабо серпигитизирован и пелитизирован. Из акцессорных минералов особенно много сфена (до 2—3%), образующего довольно крупные (до 0,5 мм) гипидиоморфные зерна.

Биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы — породы светло-зеленого цвета, тонкополосчатой или линейно-параллельной текстуры, ленидо-гранобластовой и порфиробластовой структуры — состоят из плагиоклаза (50—60%), кварца (до 25%), биотита (5—15%). Кроме того, в них присутствуют, иногда в значительных количествах, роговая обманка, часто биотитизированная (до 10%), эпидот и микролин. Плагиоклаз представлен олигоклазом. Обычны ксеноморфные зерна, реже встречаются гипидиоморфные. Последние образуют порфиробласты размером до 2—3 см в длину, овальной или прямоугольной формы, ориентированные параллельно полосчатости гнейсов. Кварц образует изометричные ксеноморфные зерна, равномерно распределенные в породе. Биотит присутствует в виде тонких идиоморфных пластинок светло-зеленого или бурого цвета, часто ожелезненных, корродированных, иногда слабо хлоритизированных и мусковитизированных. В акцессорных количествах находятся циркон и апатит.

Биотитовые сланцы представляют собой обычно почти мономинеральные черные породы сланцеватой текстуры, состоящие из биотита и небольшого количества кварца.

В отличие от роговообманковых в преимущественно биотитовых гнейсах значительно ярче выражены процессы щелочного и кварцевого метасоматоза: альбитизация, калишпатазация, биотитизация, окваривание.

Угуйайская свита (Pt_{12})

Выделена свита С. П. Нестеренко в 1959—1960 гг. Она состоит из биотит-роговообманковых, биотитовых и роговообманковых гнейсов с подчиненными слоями и пачками амфиболитов, эпидот-роговообманковых и магнетит-роговообманковых гнейсов. Характерной особенностью этой свиты является чередующиеся слои, обычно биотитово-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, роговообманковых гнейсов и амфиболитов в большинстве случаев колеблется в пределах первых метров, нередко уменьшаясь до 0,50—0,10 м. Между слоями, так же как и в мульмунинской свите, наряду с резкими контактами наблюдаются постепенные переходы от биотитовых до роговообманковых гнейсов и даже до амфиболитов.

В естественных коренных обнажениях породы угуйайской свиты наблюдались по рр. Угуйаю, Брянте, Олдонте, Дессе и Мульмуге. В восточной пологой территории листа она пересечена выветриваниями тремя линиями канав, пройденных через интервалы 0,3—0,5 км.

Суммируя наблюдения по береговым обнажениям и канавам, обобщенный схематический разрез свиты можно представить в следующем виде (снизу):

1. Переслаивание роговообманково-биотитовых гнейсов с биотитовыми. Прослойки роговообманковых гнейсов, линзы амфиболитов. 300—350 м
2. Биотитовые гнейсы с прослойками роговообманковых и роговообманково-биотитовых гнейсов. 400—450 м
3. Переслаивание биотитовых, роговообманково-биотитовых гнейсов, прослойки биотит-роговообманковых гнейсов. 150—200 м

4. Биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы с прослойками биотитовых гнейсов и амфиболитов. 200—250 м
5. Переслаивание биотит-роговообманковых гнейсов с биотитовыми; пачки амфиболитов. 150—200 м
6. Роговообманково-биотитовые гнейсы с подчиненными слоями биотитовых, эпидот- и магнетит-роговообманковых гнейсов; линзы амфиболитов. 550—600 м
7. Биотитовые гнейсы с редкими прослойками роговообманковых гнейсов и амфиболитов. 350—400 м
8. Переслаивание биотитовых и роговообманково-эпидот-биотитовых гнейсов, прослойки амфиболитов. 300—350 м

Мощность свиты 2400—2800 м.

Породы, слагающие угуйайскую свиту, существенно не отличаются от соответствующих пород мульмунинской свиты. В биотитовых гнейсах угуйайской свиты не обнаружен каменный полевой шпат. Биотит-роговообманковые гнейсы отличаются от ранее описанных отсутствием среди акцессорных минералов апатита и наличием рутила и дистена. Амфиболиты в отличие от амфиболитов мульмунинской свиты участками обнаруживают силовидную структуру, в некоторых разновидностях их присутствует гранат в виде скопления мелких (до 0,3 мм в поперечнике) зерен. Роговообманковые гнейсы отличаются от вышеописанных присутствием каменного полевого шпата в количестве от единичных зерен до 40%, а также наличием в качестве акцессорного минерала рутила.

Эпидот-роговообманковые гнейсы, кроме повышенного содержания (до 5—8%) крупных (до 1—2 мм в длину) зерен эпидота углубленных столчатых форм, ничем не отличаются от роговообманковых гнейсов.

Магнетит-роговообманковые гнейсы в виде прослоев мощностью до 3—4 м были встречены среди пород угуйайской свиты лишь в северо-западной части листа. Содержание магнетита в них самое разнообразное — чаще незначительное и лишь иногда достигает 40%. Распределен магнетит по всей массе породы обычно равномерно. Он присутствует во всех минералах в виде различных по величине зерен — от пылевидных до 0,6 мм в поперечнике, что может говорить о его метасоматическом происхождении. В сочетании с этим пружерочность проявления магнетита к одному участку площади, к северо-западной части листа, наводит на мысль о возможной связи концентрации железа с явлениями базификации. Предполагается, что вынос железа происходил из пород нижележащей мульмунинской свиты или габброидов, интенсивно гранитизированных в юго-западной части площади листа.

Гудынская свита (Pt_{16d})

Выделена свита в 1959—1960 гг. С. П. Нестеренко. Эта свита распространена в северо-восточной части листа на площади около 200 км². Она согласно залегает на угуйайской свите, слагая ядро синклинали. От угуйайской свиты она отличается тем, что в ее составе присутствуют своеобразные гранат-биотитовые гнейсы и кварциты. Последние вместе с роговообманковыми гнейсами и амфиболитами находятся в резко подчиненном количестве. Коренные обнажения пород гудынской свиты по р. Угуйаю разрозненны, поэтому даже схематический разрез ее составить невозможно. Разрез свиты составлен в 1961 г. Б. А. Михайловым на территории листа N-52-11.

По р. Угуйаю обнажаются лишь низы свиты, представляющие почти исключительно биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с очень незначительным количеством биотит-роговообманковых. Кварциты зафиксированы главным образом в северной части района и типично к ядру синклинали. Они приурочены, очевидно, к верхней части разреза свиты и обнажены только в левом борту р. Угуйаю, у устья р. Гуды. Там кварциты имеют мощность не менее 10 м, содержат тонкие (до 0,5—2 см) прослойки биотитовых сланцев, реже — более мощные (до 0,5 м) прослойки биотит-роговообманковых гнейсов. Мощности свиты не менее 2000 м.

размером от 0,5 до 20 см в диаметре. Единичны также находки туфовенных песчинок.

К нижнему между описанные вулканогенные образования отнесены на основании сходства их с эффузивными и пирокластическими породами близлежащих районов. Этот возраст средних эффузивов в регионе определен довольно точно. Так, на территории листа N-52-ХХIX вулканогенные образования, подобные описанным, несогласно залегают на флористически охарактеризованных верхнеюрско-нижнемеловых осадочных отложениях (Раскавов, 1959). По данным А. И. Самусина (1961), в аллювиатах, содержащих в толще средних эффузивов, на территории листа N-51-ХVII обнаружена фауна пещинод, характерная для нижних и средних горизонтов нижнего мела. На территории листа N-52-1 (Кап, 1963) порфириты залегают на вулканиках с флорой неокома. На территории же листа N-52-ХIV такие же вулканогенные породы находятся в гальке конгломератов нижнемелового возраста (Нагибина, 1960).

Плиоценовые—нижнечетвертичные отложения нерасчлененные

Соктаханская свита

Верхняя подсвита ($N_2-Q_1sk_2$)

В южной части площади листа на отдельных возвышенностях развиты желтовато-серые пески с небольшой примесью (до 10%) гальки и иногда суглинка. Пески разноразмерные: около 70% объема составляют зерна размером от 0,5 до 3—4 мм в диаметре, 25—30% 0,5 мм и 3—5% — меньше 0,25 мм. Резко преобладают угловатые, неокатанные зерна. Пески состоят из кварца (до 90%), каолинизированного пологого шпата (до 10%), единичных зерен циркона, сфена, рутила, ильменита, магнетита и граната. Галька очень хорошо окатанная, диаметром до 2—3 см. В составе ее преобладают кварц и граниты. Эти отложения представляют собой, очевидно, древние аллювиально-пролювиальные образования. Мощности их, судя по разности высоких отметок подошвы и кровли, не превышает 50 м.

Описание песчаные отложения далее к югу непосредственно переходят в отложения верхнеоктаханской подсвиты, широко развитой в пределах Верхнезейской депрессии. Наличие в споро-пыльцевом комплексе этих отложений таких форм как *Tsuga*, *Pinus* и *Dirloxyon*, *Mutisia*, *Carpinus*, *Lecocoma*, *Liquidambar*, *Plex* позволило М. Зиве (ДВГУ) предположительно считать их неоген-нижнечетвертичными (Федоровский, 1961).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Средне-верхнечетвертичные отложения нерасчлененные (Q_{II-III})

К средне- и верхнечетвертичным отложениям условно отнесен аллювий надпойменных террас, широко распространенных в долинах крупных рек. Наиболее широко развиты I надпойменная терраса, II и III встречаются гораздо реже, в виде отдельных уцелевших от размыта обрывков.

Первая надпойменная терраса высотой 3—6 м сложена песчаным и песчано-галечниковым материалом, иногда с тонкими линзовидными прослойками суглинка и углистого вещества. Ниже приводится разрез этой террасы по р. Десс:

1. Песчанистый почвенно-растительный слой	0,2 м
2. Желтовато-серый мелкозернистый полимиктовый песок	0,2—0,6 "
3. Тонкое (через 2—3 см) переслаивание желтовато-серого песка с темно-коричневым глинистым песком	0,6—1,7 "
4. Галечник. Размер галек колеблется от 2 до 5, редко до 10 см в диаметре	1,7—2,2 "

14

Несколько иной разрез первой надпойменной террасы по р. Брянте:

1. Почвенно-растительный слой	0—0,2 м
2. Желтовато-серый мелкозернистый полимиктовый песок с прослойками (через 15—20 см) глинистого песка	0—0,2 м

В составе аллювиальных отложений II надпойменной террасы высотой 8—10 м значительную роль играет галечниковый материал. Ниже приведен разрез надпойменной террасы р. Утулай:

1. Буравато-коричневый песчанистый суглинок	0—0,2 м
2. Ржаво-желтый мелкозернистый полимиктовый песок	0,2—5 "
3. Галечник с примесью полимиктового песка. Размер гальки 3—5 см	3—5 "

По р. П. Кохан в устье этой террасы обнажаются:

1. Почвенно-растительный слой, представленный древнянистым суглинком коричневого цвета	0,1 м
2. Полимиктовый мелкозернистый песок ржаво-желтого цвета со значительным содержанием гальки. Количество гальки вина по разрезу увеличивается от 5—7 до 40%, а размеры ее от 1 до 10 см в диаметре	1—5 "

Третья надпойменная терраса высотой до 45 м в большинстве случаев эрозонная, отложения на ее поверхности сохранились лишь по р. Олдонце. Разрез ее следующий:

1. Почвенно-растительный слой	0—0,25 м
2. Коричневатый полимиктовый разноразмерный песок с галькой до 2—5 см в диаметре, составляющий 15—20% объема отложений	0,25—5 "
3. Коренные породы	5—20 "

Для определения возраста отложений надпойменных террас из них был отобран ряд проб на палинологический анализ. Однако споры и пыльца в достаточном для определения количестве в них не обнаружены. Поэтому принят во внимание материал, полученные на территории смежного листа N-52-ХIV, где в аллювии таких же по высоте террас И. Б. Крот (ДВГУ) установлен комплекс спор и пылки, характерный для средне- и верхнечетвертичных отложений *Sphagnum* sp., *Polypodiaceae*, *Licoridium* sp., *Picea* sp., *Pinus* и *p* *Narlox*, *Salix* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Ericaceae*, *Cenopodiaceae*, *Ranunculaceae*, *Fedorovskii*, 1961).

Современные отложения (Q_{IV})

Пойменный аллювий представлен песчаным, песчано-суглинистым, песчано-галечниковым и валуно-галечниковым материалом. Соотношения между этими фациальными разновидностями отложений различны, в целом же песчано-галечниковый материал преобладает. Ниже приведен разрез высокой пойменной террасы р. Утулай:

1. Почвенно-растительный слой	0—0,2 м
2. Серый тонкозернистый илестный песок с редкой галькой диаметром от 1 до 5—10 см	0,2—0,6 "
3. Галечник с небольшой примесью желтовато-серого разноразмерного песка; размер галек колеблется от 0,5 до 10 см в диаметре	1,6—2 "
4. Мелкая галька с редкими валунами. Размеры галек 1—3 см, валунов 15—20 см в диаметре	1,6—2 "

Русловый аллювий состоит из песчано-галечниковых, валуно-галечниковых, реже песчано-глинистых отложений. Песчано-галечниковый материал

15

образует многочисленные отеди и косы по крупным рекам района. Гальки и валуны имеют самые разнообразные размеры, различную степень окатанности, подлинковый состав. В тех местах, где крупные реки прорезают массивы раннемоловых гранитоидов, русла их часто зарытовыми крупными валунами местных пород, образующими многочисленные перекаты. Русловый аллювий ручьев, размывающих породы гнейсового комплекса, состоит из слабо окатанной гальки или щебенки, содержащей незначительную примесь песка. В ручьях, текущих по заболоченным местам, он имеет преимущественно песчаный или песчано-илстый состав.

Эволюционные образования представлены обломками и глыбами местных коренных пород различного размера, сцементированными сульфидным материалом. Деловидные образования состоят преимущественно из сульфидов, содержащего разное количество обломков и щебенки коренных пород. Склонны возвышенностей, сложенных интрузивными породами, обычно покрыты крупноглыбовым деловьем, в то время как на площадях развития метаморфических пород преобладают мелкощебенчатые эволюционно-деловидные образования. Мощность их обычно 2—3 м и лишь иногда увеличивается до 5 м. Условно эти отложения отнесены к современным отложениям. Однако возможно, что некоторая часть их имеет и более древний возраст. Это предположение основывается на следующих данных. Во многих горных выработках, вскрывших коренные породы на водоразделах, наблюдались очень постепенные переходы от эволюционно-деловидных образований к коренным породам через кору выветривания, имеющую мощность до 2—4 м. Последняя имеет сходство с корой выветривания, развитой на терриории листа N-52-XIV, где она имеет палеогеновый возраст (Чемеров, 1957).

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Из интрузивных образований на территории листа широко развиты раннепротерозойские основные и ультраосновные породы так называемого майско-джаннинского комплекса, претерпевшие, как и паратейские, интенсивный ультраметаморфизм. Значительным распространением пользуются раннепротерозойские преимущественно ультраметаморфизованные гранитоиды, сопоставимые с породами древнего основного комплекса. Подчиненную роль по сравнению с раннепротерозойскими образованиями играют раннемоловые интрузии гранитоидов, широко распространены связанные с ними разнообразные жильные породы.

РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Формирование пород майско-джаннинского комплекса происходило в две фазы. С первой фазой связаны крупные интрузии габброидов, со второй — сравнительно мелкие тела ультраосновных и основных пород.

Габбро-амфиболиты, амфиболиты, габбро, габбро-нориты (vP1)

Перечисленные породы составляют два крупных тела, участвовавшие вместе с паратейскими в раннепротерозойской складчатости. Они образуют, очевидно, плоские, плитообразные залежи, протяженность которых во много раз превышает их ширину. Одна из них (центральная) приурочена к нижней части утуйской свиты, кроме того, она образует небольшие пластовые апофизы во вмещающих ее породах. Второе тело выдвинулось между породами брантинской и иликанской серий. Так как породы интрузий в настоящее время представлены главным образом амфиболитами, очень сходными с паратейскими, установление их генезиса связано с большими трудностями.

Взаимоотношения пород, участвующих в строении выделенных массивов, изучались главным образом по р. Бранте в ее нижнем течении. В многочисленных береговых обнажениях можно видеть метаморфизованные массивные габбро, постепенно переходящие в мигматизированные габбро-амфиболиты и амфиболиты и амфиболиты, в мигматизированных амфиболитах, содержащих

реликты всевозможных форм немигматизированных метаногратовых габбро-амфиболитов, можно видеть переходы к базальтам, наиболее насыщенным жильным материалом и в результате этого биотизированным и сходным с биотит-роговообманковыми гнейсами; можно видеть также постепенную смену последних по мере усиления гранитизации биотитовыми гнейсами и породами гранитного состава. В местах наиболее интенсивного развития мигматизации массивная текстура габбро обычно сменяется сланцеватой. Эти наблюдения позволили предположить: габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, роговообманковые, биотитовые гнейсы и граниты, как правило, связанные между собой постепенными переходами, не являются самостоятельными в геологическом отношении геологическими телами, а представляют собой в различной степени метаморфизованные основные породы типа габбро; преобразование габбро вызвано главным образом процессами мигматизации и гранитизации, наиболее сильные проявления которых приурочены к древним зонам рассланцевания субстрата. Оптические исследования пород подтвердили это предположение.

Габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты, приуроченные главным образом к северо-западной части листа, в других частях массивов встречаются довольно редко, обычно амфиболитизированы, состоят главным образом из плагиоклаза (30—70%), моноклинового, иногда ромбического пироксена (до 20—40%), вторичной роговой обманки (от 3 до 50%). У северной рамки площади листа иногда заметную роль в составе базитов играет оливин. Местами он преобладает среди темновесенных минералов и породы приближаются к троктолитам. Акцессорные минералы: фен (до 1,5%), магнетит, апатит, пирит, вторичные, кроме роговой обманки, полизит, эпидит, мангнет (до 2—3%), фен, кварц, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, серпент. Структуры их меняются в зависимости от степени метаморфизма от габброидной и базитогабброидной до нематогранобластовой (порфиробластовой или гетеробластовой). Текстуры преимущественно линейные, реже массивные. Плагиоклазы образуют таблитчатые зерна размером до 3 мм, представленные лаброидом (52—69% An), реже, в наиболее метаморфизованных участках слагают корродированные зерна неправильной формы, по составу соответствующие андизину (35—46% An), часто катаклазированные. Пироксен, представляющие крупными (до 2—3 мм), большей частью идиоморфными зернами обычно в той или иной степени замещены буровато-зеленой или (в гранитизированных участках) голубовато-зеленой роговой обманкой с выделением магнетита или сфена. Изредка по пироксенам развивается биотит, который в свою очередь хлоритизирован. Округлые зерна оливины размером до 0,4—3 мм часто почти полностью замещены тонкооолитическим хризотилитом, реже — хлоритом с выделением рудного минерала.

Амфиболиты и роговообманковые гнейсы макроскопически нередко похожи на амфиболитизированные габбро, но в шлифах между ними видны довольно существенные различия. Пироксен (моноклиновый) встречается редко в виде незначительных реликтов и составляет не более 1% объема породы. Существенную роль играет вторичная синезеленая роговая обманка (до 70%), часто замещенная биотитом. Плагиоклазы, присутствующие в количестве 15—45%, обычно корродированы и раскислены до альбит-олигоклаза. Содержание других вторичных минералов возрастает: кварца до 5—8%, эпидота до 2%, калиевого полевика до 10%; появляется гранат. Акцессорные минералы: хризотилит, те же. Редко преобладают разнообразные структуры и текстуры, типичные для метаморфических пород, среди которых особенно характерна нематогранобластовая зубчатая структура. Габброидная структура и массивная текстура почти не встречаются.

Наличие в этих породах реликтов пироксена, основного плагиоклаза и габброидной структуры, а также постепенные переходы их к габбро-амфиболитам свидетельствуют о том, что они могли образовываться по габбро в результате воздействия на последние процессов метаморфизма различных типов: автометаморфизма, регионального (в том числе ультраметаморфизма), дислокационного, наложенных друг на друга и поэтому не поддающихся четкому разделению. Вследствие метаморфизма, предшествовавшего ультраметаморфизму, ве-

роотно, произошло замещение пироксенов зеленой и буровато-зеленой роговой обманкой, которое раскисление плагиоклазов, изменение габбровых структур до разнообразных кристаллобластических, массивных текстур до линейных — т. е. образование амфиболитов по габбро. В период ультраметаморфизма в мобильных участках происходит межгранулярное протитывание субстрата привнесенным материалом и дальнейшее его изменение — замещение зеленой роговой обманки голубовато-зеленой, развитие вторичного биотита и хлорита по роговой обманке, эпидота и цонзита как по цветным минералам, так и по плагиоклазам, раскисление основных плагиоклазов до олигоклаза и альбита, обогащение пород кварцем. В результате этих процессов амфиболиты превратились в роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы, сходные с паратридами. В древнейших тектонических зонах, где наиболее интенсивно протекали процессы мигматизации и метасоматоза, произошло почти полное минеральное и структурное преобразование амфиболитов пород, превращенных в биотитовые гнейсы и лейкократовые граниты, аналогичные гранитоидам древнекаменского комплекса.

Биотитовые гнейсы и граниты, являющиеся, по-видимому, конечными членами в ряду метаморфизованных габброидов, характеризуются почти полным исчезновением роговой обманки, уменьшением содержания даже биотита (до 10—15%), место которых занимают альбитизированный плагиоклаз (присутствующий в количестве до 60—70%), калиевый полевой шпат, кварц (до 20—35%), гранат (до 2%). Среди альбитизированного плагиоклаза в отдельных случаях сохранились единичные зерна основного плагиоклаза (до 50% An), иногда выделяющиеся более крупными размерами. Биотит представлен корродированными и хлоритизированными чешуйками размером до 1—2 см в длину. Гранат обычно встречается совместно с биотитом, который на стыке с гранатом содержит включенные минералы эпидот-цонзитовой группы. Некоторые чешуйки биотита изогнуты и как бы обтекают крупные зерна граната, содержащие мелкие, реликтовые чешуйки биотита. Все это свидетельствует о более позднем, по отношению к биотиту, порфиробластическом развитии граната. Для выяснения первичной природы описанных пород некоторые разновидности габбро-амфиболитов и амфиболитов — пород, наименее метаморфизованных и, следовательно, характеризующихся наименее измененным валовым химическим составом, были подвергнуты систематическим анализам. В таблице № 1 приведены результаты этих анализов и их пересчеты по методу А. Н. Заварицкого, причем первые два из них представляют собой анализы заведомо интрузивных основных пород — габбро-амфиболитов, отобранных из зон расщеливания в массиве ультрабазитов между р. Ильдее — Брянта. Они приведены для сравнения их с анализами габбро-амфиболитов и амфиболитов, отобранных в нижнем течении р. Брянта (анализы № 3—7). Анализ № 8 — ортоамфиболита — занесен в отчет В. А. Левченко.

Как видно из таблицы, характеристика «b» во всех анализах высокого значения (от 18 до 30), за исключением анализа 7, где «b» равно 15,3. Характеристика «b» небольшой величины, в пределах 53—64. Такие значения характеристик «b» и «s» являются, как указывает А. Н. Заварицкий, главной особенностью химического состава габбровых пород. По соотношению a/c можно судить, что состав плагиоклазов основной (анализы 2 и 5), близок к основному (анализы 1, 6, 8) и средний з ряда андезита, олигоклаза-андезита (анализы 3, 4, 7).

Как показали геохимические анализы 55 проб габбро-амфиболитов и амфиболитов, содержанием никеля и хрома-характерных элементов для магматических пород основного и ультраосновного состава — они почти не отличаются от заведомо интрузивных пород. Так, если в ультрабазитах массива между р. Ильдее — Брянта никель присутствует в количестве от 0,001 до 0,006 до 0,01%, изредка до 0,03%, а хром — в количестве от 0,001—0,004 до 0,06—0,08%, то в описанных габбро-амфиболитах и амфиболитах содержание никеля колеблется от 0,001 до 0,005, иногда до 0,01%, а хрома от 0,001—0,004 до 0,03—0,05%.

Таким образом, амфиболиты, преобладающие в составе выделенных интрузив, образовались, очевидно, в результате метаморфизма габброидов. Мета-

Таблица 1

Результаты химических анализов габбро-амфиболитов и амфиболитов

Номера проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П.п.п.	Σ	
1	43,93	2,81	17,91	3,73	8,56	0,13	6,32	10,44	3,60	0,55	0,51	0,15		0,53	0,15	99,75
2	52,22	0,23	21,60	0,87	2,77	0,07	6,39	11,18	3,67	0,57	0,15	0,80		0,02	0,19	100,49
3	47,11	1,48	16,33	4,01	7,87	0,14	6,17	8,88	4,08	1,16	0,41	1,68		1,25	0,18	100,57
4	43,83	2,81	16,34	4,96	6,86	0,20	5,24	10,40	3,27	1,91	—	1,20	0,97	1,83	0,16	99,82
5	49,06	0,77	18,03	1,96	6,10	0,10	8,90	9,83	3,14	0,43	0,07	1,27		0,05	0,13	99,71
6	43,55	2,74	17,07	5,94	8,67	0,18	6,64	8,78	3,38	0,61	0,40	0,95		0,66	0,17	100,57
7	50,51	1,75	20,93	3,87	4,66	0,09	2,76	8,16	5,24	0,43	0,30	0,54		0,43	0,06	99,67
8	53,89	0,38	19,15	0,35	7,61	0,08	4,48	8,56	3,77	0,60	0,03	0,09		0,13		99,87

Пересчет по методу А. Н. Заварицкого

№ проб	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
1	9	8,1	28	54,9	42,6	40	17,4	92	12,8	4,5	—16,8	1,1
2	9,2	10,4	18,6	61,8	19,8	60,2	20	92	4,5	0,3	—5,3	0,8
3	10,8	5,7	27,2	56,3	41,7	39	19,3	84	12,7	2,4	—15	1,9
4	10,5	6,2	27,8	55,5	41,1	33,6	25,3	72	15,5	4,5	—17,6	1,6
5	7,6	8,3	26,6	57,5	28,7	57,5	13,8	92,7	6,2	1,1	—8,7	0,9
6	8,5	7,5	30,3	53,7	46,3	38	15,7	90	17	4,6	—18	1,1
7	12,8	8,5	15,3	63,4	54,2	32,5	13,3	95	23	2,6	—7,5	1,5
8	9,5	8,5	18,1	63,9	46,7	40,3	13	91	1,5	0,4	0,5	1,1

1 — габбро-амфиболит (обр. 6, канава 23), 2 — габбро-амфиболит (обр. 14, канава 27), 3 — амфиболит со слабо полосчатой текстурой (обр. 4284а, р. Утугай), 4 — расщепленный амфиболит (обр. 4287, р. Утугай), 5 — габбро-амфиболит (обр. 5376а, р. Брянта), 6 — амфиболит (обр. 5377а, р. Брянта), 7 — расщепленный амфиболит (обр. 5385б, р. Брянта), 8 — орто-амфиболит (обр. 2217 из коллекции В. А. Левченко).

морфизм и, особенно ультраметаморфизм, заключающийся в процессах структурно-текстурной перестройки и вторичного минералообразования, протекавшего в следующих направлениях.

Пироксениты

Зеленая и буровато-зеленая роговая обманка → сине-зеленая роговая обманка → биотит

хлорит ↓
лабрадор → олиноклаз → альбит

Наряду с указанными минералами возникли кварц, калиевый полевой шпат, эпидиот, цонзит, иногда карбонаты, сфен, гранат, магнетит. Эти процессы могли привести к превращению некоторой части габброидов в роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы, а также в зонах наиболее сильной мигматизации и гранитизации — в биотитовые гнейсы и граниты, соотносимые с гранитоидами древнеэтанового комплекса. Возможность таких превращений при метаморфизме, в частности, при гранитизации основных пород подтверждена работами многих авторов, примеры их многочисленны в литературе как советской, так и зарубежной.

Раннепротерозойский возраст описанных пород определяется на основании того, что они образуют пластовые тела в породах нижнепротерозойского гнейсового комплекса и совместно с ними испытывали ультраметаморфизм, с которым связано образование раннепротерозойских древнеэтановых гранитов.

Эти породы сопоставимы с широко развитыми в зоне Становика — Джугджура метаморфизованными породами основного состава майско-джангинского комплекса, выделенного В. Н. Мошкиным в 1959 г. Учитывая трудности диатноспирования этих пород В. Н. Мошкин допускает возможность того, что в состав комплекса включены кроме интрузивных, метаморфизованные эффузивные породы основного состава и даже паратпорфиды. Это допущение по той же причине остается в силе и для территории рассматриваемого листа.

Дуниты, перидотиты, пироксениты, габбро (ср?)

Ультраосновные породы образуют сравнительно небольшие массивы, дайковые и жильные тела, приуроченные главным образом к северо-западной части района и пространственно связанные обычно с метаморфизованными габброидами. Наиболее крупный массив этих пород (46 км²) находится в междуречье Ильдуса и Бранты. Он приурочен, очевидно, к тектонически ослабленной зоне в метаморфизованных габброидах, о чем свидетельствует его северо-восточное по отношению к общей структуре положение, вытянутая форма и оскоженные тектоническими разрывами контакты. В массиве преобладают дуниты и очень незначительно развиты породы, прилегающие по составу к габбро. На правом берегу р. Утуйай (в бассейне р. Утанак) расположен второй по величине массив (10 км²), сложенный главным образом пироксенитов. Мелкие (1—2 км²) тела метаморфизованных пироксенитов находятся в междуречье Бранты и Утуйая. Дайки дунитов и пироксенитов наблюдались в береговых обнажениях рр. Дёсса и Бранты.

Дуниты наиболее широко развиты в центральной части массива, расположенного в междуречье Ильдуса и Бранты. Они представляют собой темносерые, почти черные неравномернозернистые, порфиритовые или мелкозернистые породы массивной текстуры. Структура их петлеватая. Зерна оливины часто почти полностью замещены тонкооолитическим хризотилом с выделением рудного минерала и лишь иногда окаймляются им в виде тонких кельфитовых оторочек. Единичные зерна основного плагиоклаза имеют призматическую форму или ксеноморфны. Часто они покрыты густой сетью тонких трещин, по которым развивается серпент. Пироксен встречается в количестве 1—3%, образуя кельфитовые каемки и вроски в зернах оливины. Акцессорные минералы представлены хромитом и зеленой шпинелью. Из вторичных образований,

кроме уже отмеченных, присутствуют хлорит, тальк, роговая обманка, сосюррит, эпидиот.

Перидотиты обычно имеют темно-серую окраску, средне- или крупнозернистое сложение, массивную текстуру. Структура их панидиоморфнозернистая, участками петлеватая или пойкилитовая. Минеральный состав: оливин (12—70%), моноклиновый пироксен (5—25%), ромбический пироксен (0—65%), иногда единичные зерна плагиоклаза. Из акцессорных минералов присутствуют рудный, изредка шпинель. Вторичные минералы: серпентин (до 35%), хлорит (до 50%), актинолит (до 15%), роговая обманка, биотит, тальк (до 5%).

Пироксениты представляют собой среднезернистые, реже мелкозернистые порфиритовые или крупнозернистые породы темно-серого или черного цвета, текстура массивная. Под микроскопом они обнаруживают панидиоморфнозернистую, в сильно метаморфизованных разновидностях — гранопегилоидную или фибропластовую структуру. Кроме моноклинового и ромбического пироксена, соотношения между которыми самые разнообразные, обычно в незначительном количестве присутствуют оливин и плагиоклаз. Породы с повышенным содержанием плагиоклаза приближаются по составу к габбро и габбро-норитам. Акцессорный минерал — рудный, вторичные образования представлены уралитом (до 35%), актинолитом (до 40%), хлоритом, тальком, эпидиотом, цонзитом.

Из-за плохой обнаженности взаимоотношения описанных ультраосновных пород с другими породами, кроме метаморфизованных габброидов, в коренных обнажениях не наблюдались. По р. Дёсса дайки перидотитов мощностью 15—20 м секут метаморфизованные габброиды, а по р. Бранте Ю. П. Расказовым зафиксирована жила пироксенита мощностью до 1 м, прорывающая меланократовые габбро первой фазы майско-джангинского комплекса. Четкие секущие контакты жилы не оставляют сомнений в более молодом возрасте пироксенитов. Только горными работами получены данные, позволяющие судить о верхней возрастной границе ультрабазитов. Канавы, пройденные в массиве ультраосновных пород междуречья Ильдус — Бранта, вскрыли метасоматические пегматитовые жилы, залегающие согласно с направлением разнекования ультрабазитов. Ультрабазиты вблизи жил гранитизированы. В результате этого процесса они превращены в серпентин-тальк-хлорит-тремонит-актинолитовые породы, а непосредственно у контакта — в лейкократовые габбро и кварцевые диориты. Гибридный состав пегматитовых жил и характер взаимоотношений с вмещающими породами позволяют связать их с раннепротерозойскими гранитоидами древнеэтанового комплекса, широко развитыми вблизи массива ультрабазитов.

Близость ультраосновных пород и прорываемых ими метаморфизованных базитов по составу и возрасту, приуроченность к одним и тем же участкам площади, довольно интенсивный метаморфизм тех и других — все это дает возможность говорить о связи их с единым магматическим очагом и о принадлежности к двум фазам раннепротерозойского интрузивного цикла. С другой стороны различное отношение ультрабазитов и габброидов к гранитизации и складчатости, возможность того, что пегматитовые жилы, содержащиеся в ультрабазитах, могут быть связаны не с древнеэтановыми гранитами, а с более молодыми, не позволяет делать это утверждение. С. А. Шека (1963) относит ультрабазиты к верхнему протерозою. Из-за противоречивости приведенных соображений к нижнему протерозою ультрабазиты отнесены условно.

Гнейсовые плагиограниты, граниты (²Р₁) и пегматиты (Р₁)

Гранитоиды древнеэтанового комплекса, представленные гнейсовидными лейкократовыми плагиогранитами, биотитовыми, биотит-роговообманковыми, пегматитовыми гранитами и пегматитами на территории листа по распространённости занимают первое место среди всех других дочетвертичных геологических образований. Они образуют в древнейших породах района согласные массивы различной величины. Ими же представлен жильный материал мигматитов, чрезвычайно характерных как для паратейсов, так и для метаморфизо-

ванных габброидов. Об идентичности в генетическом отношении гранитоидов, слогающих массивы, и жильного материала мигматитов свидетельствует их тесная пространственная связь, повсеместные взаимопереходы, общность минерального состава, структур и текстур.

Эти гранитоиды играют большую роль в геологическом строении всей зоны Становика — Джугджура. Если раннепротерозойский возраст их является общепринятым, то относительно генезиса менния геологов расходятся. Впервые древние гранитоиды зоны Становика — Джугджура описал, как известно, Д. С. Коржинский (1935). Он отнес их к интрузивным образованиям и назвал «древнестановыми».

Другие исследователи, изучавшие эти породы несколько позже — В. А. Левченко, Л. И. Красный (1951), вслед за Д. С. Коржинским также считали их интрузивными. Однако в ряде работ уже тогда отмечалась неясность генезиса древних гранитоидов и предполагалось, что определенную роль при их образовании играли процессы гранитизации. В настоящее время образование древнестановых гранитоидов в значительной степени связывается с явлениями ультраметаморфизма (Мошкин, 1962 и др.), хотя некоторые геологи по-прежнему стоят на точке зрения магматогенного происхождения пород.

На территории листа не получены прямые данные, говорящие о магматогенной природе древнестановых гранитоидов, напротив — многие черты их свидетельствуют о том, что это ультраметаметные образования. Об этом свидетельствуют их взаимоотношения с вмещающими породами, особенности их состава, текстур и структур.

Гранитоиды образуют различные по размерам тела — от пластообразных мощностью в несколько метров, до массивов в сотни квадратных километров, имеющих нечеткие очертания и очень неоднородное строение: структура, текстура и состав пород часто и иногда резко меняются, в них встречаются пакки и отдельные горизонты гнейсов и амфиболитов, полочастость которых всегда параллельна гнейсовидности гранитоидов. С вмещающими породами гранитоиды связаны через мигматиты. На территории листа обнаружены все известные морфологические типы мигматитов, из них особенно часто встречаются различные разновидности послонных мигматитов, часто темные, значительно реже пегматиты, аматиты и др. Повсеместное развитие мигматитов, преобладание среди них послонных и темных, широкое развитие анатектиковых гранитов (являющихся также своего рода темными мигматитами) свидетельствует о проявлении в районе высокого степеней мигматизации.

Взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами можно наблюдать во многих обнажениях по всем крупным рекам района. Характер контакта между ними самый разнообразный — от едва заметных переходов до резких границ, причем резких контактов, как и секущих, несравненно меньше, чем согласных, с постепенными переходами. Чаще всего можно видеть постепенные переходы на протяжении 2—7 м по падению от вмещающих пород к темным мигматитам через послонные мигматиты, а темных мигматитов в свою очередь — к почти массивным породам гранитного или пегматитового состава. В периферических частях темных мигматитов иногда наблюдаются порфиро-бластические очковые обособления полевого шпата, образующие цепочки или толосы.

Массивы гранитоидов вблизи границы с мигматитами часто содержат реликты вмещающих пород различной величины и формы. Обычно это линзо-видные или пластообразные тела мощностью до 0,5—3 м, залегающие согласно с мигматитами, а также согласно и с тектурными направлениями в гранитах. Как правило, они представлены амфиболитами, реже биотит-роговообманковыми гнейсами, превращенными в краевых частях в тонкопочувствительные мигматиты или обогащенными порфирами розового полевого шпата. Нередко встречаются темнеющие, едва заметные реликты субстрата. Местами граниты обогащены значительным количеством крупных, очевидно, реликтовых зерен роговой обманки, ориентированных в одном направлении. Иногда темнеющие минералы образуют в них (даже в центральных частях массивов) четкие тонкие слойки, в виде пунктирных линий, прослеживающиеся на значительные расстояния.

В составе массивов и жильного материала мигматитов преобладают граниты. Но большую роль играют и пегматиты; они образуют как самостоятельные ные согласные или реже секущие жилы, так и обособления в гранитах линзовидной, гнездообразной или неправильной формы, не имеющие с ними, как правило, резких границ. Мощность жил колеблется от 0,5 до 5 м. Нередко они будинированы.

Граниты по внешнему виду, составу и структурам довольно разнообразны. Это светло-серые или розовато-серые породы преимущественно среднезернистого сложения. Нередки аplitовидные и пегматитовидные граниты. Особенно широко распространены порфировидные, окочевая структура гранитов, обусловленная наличием порфиризов розового полевого шпата размером до 0,5 см в поперечнике или присутствием линзовидных агрегатов зерен кварца. Текстура гранитов преимущественно полочастая, линзовидно-полочастая или линейно-параллельная, реже массивная. По составу они меняются от лейкократовых плагитогранитов до гранитоидов, в которых содержание калиевого полевого шпата может достигать 60%, биотита — 15%, роговой обманки — 12%. Граниты, богатые калием, более характерны для жильного материала мигматитов, особенно восточной части района. Нередко можно наблюдать постепенные переходы лейкократовых гранитов в меланократовые. Среди последних преобладают биотитовые граниты. Наблюдается определенная зависимость состава темнеющей части гранитов от состава вмещающих пород. Роговообманковые граниты, например, развиты в окружении роговообманковых гнейсов и амфиболитов; иногда в них встречаются реликты амфиболитовидного пироксена.

Под микроскопом граниты обнаруживают в основном гранобластовую зучастую структуру, часто встречается порфириобластовая структура с гранобластовой или лепидогранобластовой структурой основной массы, а также blasto-кактактическая структура. В юго-западной части территории листа гранобластовая структура плагитогранитов (местами, очевидно, реоморфизованных) иногда переходит в гипидноморфнозернистую.

Плагитоклазы имеют состав кислого олигоклаза (до 12—15% An), иногда альбита, который, возможно, связан с более поздними процессами ультраметаморфизма. Они представлены ксеноморфными зернами с зазубренными извилистыми краями. На границе с калиевым полевым шпатом альбитизированы. Часто от замещения калиевым полевым шпатом остаются лишь его скелетные формы. Полигенетические двойники (обычно тонкие) видны редко. В большинстве случаев плагитоклаз не двойникован. Калиевый полевой шпат обычно нерешеччатый. Чаще всего он выделяется в виде порфириобластов неправильной формы или прожилковидных зерен в промежутках между другими минералами. Широко развиты антипертиты, сложные заливообразные границы с плагитоклазом свидетельствуют о замещении последнего калиевым полевым шпатом. Полевые шпаты в основном свободны от вторичных образований; пегматизация, сосоритизация, серицитизация, эпидотизация развиты локально. Кварц содержится в количестве от 10 до 40%. Он корродирует зерна других минералов, а также образует пойкилитовые вроски в полевых шпатах. Часто зерна кварца образуют агрегаты линзовидных или прожилковидных форм, ориентированные параллельно текстурным направлениям в гранитах.

Биотит представлен ксеноморфными чешуйками коричневого или буровато-коричневого цвета, корродированными всеми силикатными минералами, хлоритизирован. Роговая обманка образует зерна неправильной, изредка короткостолбчатой формы, бледно-зеленого и голубовато-зеленого цвета, часто корролируемые, замещена биотитом и хлоритизирована.

Кроме перечисленных минералов, в составе гранитов присутствуют мусковит (до 50—100%) и гранат. Последний составляет порфириобласты изометричной формы или агрегаты мелких зерен до 2 см в поперечнике. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рудами.

Состав пегматитов преимущественно кварц-полевошпатовый. Реже встречаются биотитовые, мусковитовые, амфиболитовые пегматиты с содержанием темнеющих минералов до 10%. В амфиболитовых пегматитах роговая обманка развивается в виде одиночных удлиненных (до 1—10 см) кристаллов, ино-

для ориентированных параллельно контактам жил. Эти образования встречаются обычно в роговообманковых породах и относятся, очевидно, к типу перматов скрепления. Часто в перматитах присутствует магнетит в виде кристаллов размером до 1,5 см в длину, иногда наблюдается редкая выпукленность пирита. Сложение перматитов преимущественно среднее и крупнозернистое. Участками в них развиваются разномасштабные или блоковые структуры, местами — структуры кварц-мусковитового и кварцевого замещения. Особенно перматитов является отсутствие в большинстве жил зональности. Во многих жилах установлены широкотолстые и изомеричные участки мелкозернистых биотитовых гранитов. Часто можно видеть постепенные переходы от гранита к перматиту, разрастание перматита по граниту, реакционное замещение гранита порфириобластами плагиоклаза. Все это может свидетельствовать о существовании метасоматического образования перматитов.

Согласные и секущие жилы гранитов и перматитов с резкими контактами встречаются довольно редко. По известной классификации ультраметаморфных пород (Судовиков, 1959), они, вероятно, относятся к жильной фации ультраметаморфного комплекса, возникшей позднее основной массы перматитов, в регрессионную заключительную фазу ультраметаморфизма.

* * *

Описанные гранитоиды являются преимущественно ультраметаморфными образованиями. Об этом говорят их взаимоотношения с вмещающими породами, текстурные особенности, а также их состав, в значительной степени зависящий от вмещающих пород. Минералообразование в гранитоидах имело направленность, обычную при процессах гранитизации: замещение пироксена амфиболом, амфиболом — биотитом, биотита — кислым плагиоклазом, развитие калиевого полевого шпата, кварца и альбитизация плагиоклаза. Акцессорные минералы гранитоидов тождественны таковым вмещающих пород. Период ультраметаморфизма в истории полиметаморфизма древнейших пород района был важнейшим по масштабам и характеру преобразований. В этот период породы гнейсового комплекса и метаморфизованные габброиды были почти повсеместно превращены в мигматиты. Мигматизация (в широком понимании этого слова) проявилась в различной степени — от нижней, с которой связано образование метакристаллов полевого шпата, до верхней, обусловившей появление широких полей анатектитовых гранитоидов.

Процессы, которые привели к этим огромным изменениям в составе и строении гнейсовых толщ и габброидов, принято называть ультраметаморфическими, но с точки зрения минералообразования они являются регрессивными, так как характеризуются возникновением в породах субстрата более низкотемпературных минералов по сравнению с существовавшими ранее. От регионального прогрессивного метаморфизма процессы ультраметаморфизма во времени, безусловно, несколько оторваны: они наложены на уже метаморфизованные породы — на различные гнейсы и амфиболиты, однако развивались, они, очевидно, в единую с ним оротеническую эпоху, в период наиболее интенсивного проникновения извне флюидов, без которых, как известно, процессы гранитизации в больших масштабах невозможны. В связи с тем, что примеры синкинематичности мигматизации наблюдались во многих обнажениях, ультраметаморфизм комплекса пород отнесен, как и породы субстрата, к нижнему протерозою. Это время формирования древнестановых гранитоидов подтверждается анализами абсолютного возраста во многих районах зоны Ставоуика — Джугджура (Виноградов, Тугаринов, 1960; Гиммельфарб и др., 1963).

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

На территории листа раннемеловые интрузии подразделяются сравнительно широко распространением. По времени формирования среди них выделяются две интрузии, первая из которых сложена биотитово-роговообманковыми гранитоидными, гранитами, кварцевыми монзонитами, вторая — лейкократовыми

биотитовыми, гранитами. Образцы разнообразие по величине и форме массивы, они занимают в общей сложности приблизительно пятую часть площади листа, причем 75% ее приходится на долю гранитоидов первой фазы.

Биотит-роговообманковые гранодиориты, граниты, кварцевые монзониты (1^3 Si_1^2)

Эти гранитоиды составляют крупные массивы к востоку и западу от границы листа. Сравнительно незначительные части этих массивов выходят на поверхность в юго-восточной (300 км²), северо-восточной (110 км²) и западной (180 км²) частях рассматриваемого района. Кроме того, в центральной части его гранитоиды составляют ряд сравнительно небольших обособленных тел (площадью от 13 до 85 км²), вытянутых в северо-западном направлении. Такое же направление контактов характерно и для других массивов. Закономерная ориентировка в одном направлении интрузивных тел, имеющих слабо извилистые, часто прямолинейные контакты, подтверждает существование в настоящее время взгляды на форму и характер залегания интрузий, согласно которым эти интрузии трещинные. Они или приурочены к пологим трещинам и залегают в виде плитообразных залежей (Дзевановский, 1959) или используются при своем внедрении системы пересекающихся разломов и имеют грибообразную форму (Красный, 1960). Эти интрузии при неглубоком эрозийном срезе могут образовывать большие по площади выходы на дневную поверхность.

В отличие от древних гранитоидов эти интрузии резко дискордантны, имеют однородное строение, четкие контакты с вмещающими породами, ксенолиты последних они содержат, как правило, лишь в узких приконтактных зонах. Среди описываемых гранитоидов преобладают гранодиориты, которые постепенными переходами через кварцевые монзониты связаны с гранитами. Граниты и кварцевые монзониты приурочены в основном к центральным частям массивов.

Характер контакта гранитоидов с вмещающими породами в коренной обнажении наблюдается лишь по р. Мульмуге. Контакт гранодиоритов с биотит-роговообманковыми и роговообманковыми гнейсами там довольно сложный. Он представляет собой незначительную по ширине зону, в которой гнейсы насыщены частыми прожилками гранодиоритов мощностью 3—5 см. Наряду с этим здесь же наблюдается и контактизация гранодиоритов с образованием тейсовидных текстур. Гранодиориты содержат большое количество ксенолитов гнейсов размером до 0,5—1 м в длину, имеющих обычно несные, расплавленные контакты.

По внешнему облику гранодиориты, кварцевые монзониты и граниты очень сходны. Они имеют светло-серый, серый цвет и желтоватый, розоватый или зеленоватый оттенки. Структура их меняется от неравномерносреднезернистой до порфировой, очень редко бывает крупнозернистой. Порфировая структура отмечена в краевых частях массивов. В гранодиоритах часто встречаются шпиревые обособления размером до 3х5, 15х20 см, характеризующиеся повышенным содержанием роговой обманки и биотита.

Гранодиориты имеют гипидиоморфнозернистую структуру, состоят из плагиоклаза №№ 28—40 (40—60%), калиевого полевого шпата (от 5 до 20%), кварца (до 10—20%), роговой обманки (до 8—10%), биотита (2—8%). Из акцессорных минералов присутствуют главные образцы сфен и рутила, изредка — апатит и циркон. Вторичные образования представлены серпиком, пелитом, хлоритом (до 15%), эпидиотом и поизитом.

Кварцевые монзониты отличаются от гранодиоритов структурой, некоторым преобладанием биотита над роговой обманкой и характеризуются разным содержанием калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Минеральный состав их следующий: калиевый полевой шпат (35—50%), плагиоклаз (35—45%), кварц (8—15%), биотит (3—5%), роговая обманка (2—4%). Акцессорные минералы и вторичные образования аналогичны таковым гранодиоритов.

Биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые граниты характеризуются сравнительно большим содержанием кварца и калиевого полевого шпата, альбит-олитоклазовым составом платноклаза. Калиевого полевого шпата в них 40—65%, платноклаза 10—35%, кварца до 30%, роговой обманки 3—4%, биотита 2—5%.

Гранитоиды в краевых частях массивов часто имеют постепенные переходы к их порфировым разновидностям — гранит-порфирам и гранодиорит-порфирам; последние особенно характерны для массивов, развитых в северо-западной части площади и в междуречье Гоганич — Тугаул. Гранит-порфиры характеризуются микрогранитовой, микропегматитовой, микрографической структурой основной массы и следующим соотношением вмещающих минералов (от 0,2 до 1,7 см в поперечнике): платноклаз — 50—60%, калиевый полевой шпат — 15—20%, кварц — до 10%, биотит — 5—10%, роговая обманка — 5—8%. Гранодиорит-порфиры имеют микрогранитовую и аллотриоморфнозернистую, участки микропегматитовую структуру основной массы: минеральный состав вмещающих минералов следующий: платноклаз (55—95%), калиевый полевой шпат (2—35%), кварц (до 2%), роговая обманка (до 5%), биотит (2—8%).

Химической лабораторией ДВГУ выполнены силикатные анализы гранодиоритов. Результаты анализов, пересчитанные по методу А. Н. Заварицкого (табл. 2) показывают, что гранодиориты сходны с гранодиоритом Дзиги, отчасти от него несколько повышенным содержанием глинозема и щелочей и пониженным содержанием железа и магния, что может быть объяснено деаортитизацией платноклазов и несколько меньшим против нормального количеством цветных минералов.

Описанные гранитоиды пространственно неразрывно связаны с крупными интрузиями так называемых удских гранитов, широко развитых в зоне Становика — Джугджура.

Данные о возрасте этих гранитоидов противоречивы: В. Н. Молкин и Ю. А. Албров (1959) считают их дораннемоловыми на том основании, что на их размытой поверхности в верхнем течении р. Уды залегают конгломераты с флорой неомока, на территории листа N-52-IX, по данным В. Н. Подолгачева (1962), на удских гранитоидах залегают нижнемоловые порфиры; по данным же А. Г. Каца (1963), они раннемоловые, так как на территории листа N-52-1 ими прорывается эффузивно-туфовая толща, залегающая на флористически охарактеризованных нижнемоловых конгломератах. Поэтому раннемоловый возраст удских гранитоидов определен условно, хотя на территории рассматриваемого листа он подтвердился анализами абсолютного возраста гранодиоритов, выполненных в ДВГУ Т. К. Ковальчук (Несеренко, 1960) калий-аргоновым методом (без поправки на воздушный аргон); возраст гранитоидов 120—130 млн. лет.

Лейкократовые биотитовые граниты (^{73}Sr)

Эти граниты встречаются в различных частях района сравнительно небольшими по площади массивами, штоками, дайками и жилами. Наиболее крупные выходы их (площадью до 50—60 км²) расположены в междуречье Бранты и Утугай и в бассейне р. Ойлонде. Множество мелких выходов гранитов отмечено в юго-восточной части района.

Лейкократовые биотитовые граниты имеют довольно разнообразный внешний облик, который характеризуется светло-серым, желтовато-серым, бледно-розовым или розовым цветом, мелкозернистой, неравномерно-среднезернистой, порфировидной или порфировой структурой. Некоторые мелкие тела сложены гранитами пегматидного облика. Текстура пород массивная. Отличительными признаками гранитов также являются светло-серый с голубоватым или фиолетовым оттенками, иногда дымчатый кварц (до 25—45%), микролитовые пустоты размером до 1—2 см с друзами небольших кристаллов кварца и полевых шпата, а также незначительное содержание биотита (единичные чешуйки, редко до 5%). Под микроскопом они обнаруживают гипидиоморфнозернистую, местами микропегматитовую или микрографическую структуру и следующий

Таблица 2

Химические анализы гранодиоритов

Номера проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
1771	67,57	0,55	16,22	0,50	2,22	0,08	1,68	3,80	4,28	3,29	0,23	99,87
5067в	66,84	0,58	16,23	1,57	1,76	0,09	1,88	3,48	3,83	2,63	1,10	100,28
35156	64,97	0,67	16,66	1,18	3,14	0,11	2,24	4,21	4,60	2,73	0,27	100,78

Пересчет по методу А. Н. Заварицкого

Номера проб	a	c	b	s	f'	m'	c'	n	φ	t	Q	a/c
1771	14	3,7	3,5	76,8	46,5	48,7	4,8	66,3	7,3	0,7	19,6	3,8
5067в	12	4,2	7,2	76,6	15,7	42	43	68,5	18,7	0,7	24	2,8
35156	13,2	4,0	8,6	74,2	45,3	43	11,7	71,8	45	0,82	17,2	3,2

состав полевых шпатов: калиевый полевой шпат — 40—70%, альбит — олигоклаз 12—29%, Ан — 0—20%. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, роговой обманкой, рутилом и цирконом; вторичные образования — пегитом, хлоритом, альбитом, энigmatом, серицитом, мусковитом.

В краевых частях массивов граниты приобретают, как правило, порфировидную или порфировую структуру. Наиболее характерны эти структуры для гранитов, состоящих апикальные части массивов в междуречье Бранты и Улугая и в верховье р. Лев. Кохани. Довольно часто среди них встречаются гранит-порфиры. Порфировые выделения в последних представлены кварцем (70—80%), калиевым полевым шпатом (10—15%), плагиоклазом (10—15%) и единичными чешуйками биотита. Основная масса имеет микрографическую структуру и состоит главным образом из калиевого полевого шпата и кварца, в незначительном количестве присутствуют биотит и рутильный минерал.

В табл. 3 приведены результаты химических анализов лейкократовых биотитовых гранитов, выполненных центральной химической лабораторией ДВГУ. Пересчеты анализов произведены по методу А. Н. Заварицкого.

Из таблицы видно, что лейкократовые биотитовые граниты относятся к классу пород, пересыщенных глиноземом. Резкое различие их по содержанию извести обусловлено, очевидно, переменным количеством плагиоклазов. Граниты сходны с аляскинскими и гранатовым аллитом классификации Дэли. Отличие их от аляскинских заключается в полном отсутствии в последнем окиси железа и сравнительно незначительном содержании магнетита. Высокий коэффициент аспатности гранитов (0,7—0,8) в сочетании с альбитизацией калиевых полевых шпатов их дает основание связывать с ними редкометалльную минерализацию (лантан и церий), выявленную в юго-восточной части района.

Более молодой возраст лейкократовых биотитовых гранитов, по сравнению с раннемоловыми гранитоидами, описанными выше, доказывается как полевыми наблюдениями, так и результатами определения абсолютного возраста. Жилы и прожилки лейкократовых гранитов в биотитово-роговообманковых гранитах и гранодиоритах неоднократно наблюдались непосредственно в зоне контакта тех или других пород. К раннему между лейкократовые биотитовые граниты относятся на основании анализа абсолютного возраста образцов гранита бассейна р. Улугир. По данным этого анализа, выполненного в лаборатории ДВГУ Т. К. Ковальчук (Нестеренко, 1960) калий-аргоновым методом (без поправки на возмущенный аргон), возраст гранитов 114 млн. лет. Однако учитывая то, что на территории листа N-52-IX (Подолгов, 1962) подобные граниты прорывают раннемоловые эффузивы, необходимо допустить возможность их позднемолового возраста.

Жилые породы

С раннемоловыми гранитоидами генетически связан обширный комплекс жилых пород. Для установления связи каких-либо из них с теми или иными раннемоловыми интрузивными образованиями оснований нет. Предполагательно гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры и аллиты можно связать с гранодиоритами, а кварцевые порфиры, фельзит-порфиры и пематиты — с лейкократовыми биотитовыми гранитами. Порфиристы, вероятно, наиболее молодые из всех жилых пород, так как наблюдались раньше по отношению к последним контактам. Дайки и жилы этих пород в изобилии встречаются в береговых обнажениях всех крупных рек. Нередко они обтекаются, образуя поля (в междуречье Улугая и Тутугда, на левобережье р. Прав Кохани в ее верховьях встречаются и другие. Часто они контролируют разломы соответствующих направлений. Мощности их колеблются в широких пределах — от десятков сантиметров до нескольких сотен метров. Ниже приведена краткая характеристика жилых пород в порядке их распространения.

Гранодиорит-порфиры (у Sn Sn) образуют дайки мощностью от 5 до 200 м. Они представляют собой зеленовато-серые породы массивной текстуры, содержащие во вкрапленниках размером до 2—3 мм в поперечнике плагиоклаз (60—80%), роговую обманку (20—25%), биотит (5—8%), кварц

Таблица 3

Химические анализы лейкократовых биотитовых гранитов

Номера проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ
2862	77,12	0,19	12,7	0,46	0,98	0,04	0,35	0,07	3,94	4,80		100,65
5304	75,26	0,08	13,58	0,30	0,90	0,02	0,13	1,15	3,84	5,59	0,43	100,28

Пересчет по методу А. Н. Заварицкого

Номера проб	a	c	b	s	f'	m'	a'	n	φ	t	Q	a/c
2862	14,7	0,12	2,8	82,4	43	20,4	36,3	55	13,6	0,23	35,1	122,5
5304	14,4	1,3	1,6	82,3	64	12	24	55,4	16	0,08	35	11

(единичные зерна). Микрогранитовая основная масса сложена плагиоклазом (55—60%), кварцем (35—40%) и хлоритом. Соотношения вкрапленников и основной массы колеблются от 1:1 до 2:1. Акцессорными минералами являются рудный и сфен.

Гранит-порфиры (гп Сп) в обнажениях встречаются сравнительно редко. Судя по делению, мощность жил достигает 30—180 м. Это серые породы с розоватым или желтоватым оттенком. Текстура их массивная. Во вкрапленниках размером до 0,8 см присутствуют кафельный полевой шпат (20—70%), кварц (до 20%), плагиоклаз (0—60%), биотит (0—5%), роговая обманка и рудный минерал. Основная масса имеет микрофеллитовую структуру.

Кварцевые порфиры (кп Сп) состоят из кафельных тел мощностью до 20—60 м. Они имеют светло-серый, желтовато-или розовато-серый цвет, массивную текстуру, в приконтактовых частях иногда флюидальную. Вкрапленники размером до 0,4 см представляют водно-прозрачные кварцы (40—60%), плагиоклазом (10—50%), кафельным полевым шпатом (0—30%), хлоритизированным биотитом (единичные чешуйки). Основная масса значительно преобладает над вкрапленниками. В составе алотрипоморфнозернистой, участками сферолитовой основной массы преобладает плагиоклаз, в меньшем количестве присутствуют кафельный полевой шпат и кварц.

Фельзит-порфиры (фп Сп) — буро-коричневые породы, иногда с зеленоватым оттенком, массивной, редко флюидальной текстуры. Они образуют дайки мощностью от 1 до 25 м. Порфировые выделения в них представлены плагиоклазом и кафельным поевым шпатом. Основная масса микрофеллитовая, алотрипоморфнозернистая или микрогранитовая и состоит главным образом из зерен плагиоклаза и кафельного полевое шпата, реже встречаются кварц, биотит и роговая обманка.

Дiorитовые порфиры (ди Сп) состоят из дайк мощностью от 1,5 до 100 м, реже до 200 м. Это зеленовато-серые, темно-серые породы массивной текстуры. Вкрапленники в них представлены плагиоклазом (60—80%), роговой обманкой (20—35%), биотитом (3—15%), кварцем (0—1%), кафельным поевым шпатом (единичные зерна). Структура основной массы призматически зернистая, близкая к интерсеральной или трахитовой; сложена она плагиоклазом и буровато-зеленой роговой обманкой с примесью мельчайших зерен рудного минерала. Акцессорные минералы — апатит и сфен.

Порфиры (фп Сп) — плотные темно-серые с зеленоватым оттенком породы массивной текстуры, образуют жильные тела разнообразного простирания мощностью от 0,05 до 20—30 м. Во вкрапленниках присутствуют зерна роговой обманки игольчатых форм, до 0,3 см в длину и белого плагиоклаза до 0,1 см в поперечнике, единичные зерна пироксена. Основная микропризматическая масса состоит из тех же минералов, а также рудного и хлорита, присутствующих иногда в значительном количестве (до 8—10%). Отношение вкрапленников в основной массе равно 1:2, в отдельных случаях вкрапленников не более 1%.

Петматиты, тесно связанные с раннемеловыми лейкократовыми гранитами, резко отличаются от описанных выше раннепротерозойских петматитов. Образуют жилы мощностью 2—3 см, очень редко до 3,5 м, они встречаются только в этих гранитах. Эти петматиты характеризуются резким преобладанием кафельного полевое шпата (60—65%), присутствием габброидов, дымчатого кварца (25—35%), незначительным содержанием плагиоклаза (до 5%), биотита и мусковита. Структура их неравномерно- или крупнозернистая, текстура массивная. Иногда наблюдались переходы от лейкократовых биотитовых гранитов к петматиту, петматитовые оторочки в прожилках раннемеловых гранитов.

Апатиты образуют редкие маломощные (до 2 см) жилы в раннемеловых биотит-роговообманковых гранодиоритах. Это светло-серые, почти белые породы, имеющие аплитовую, участками микрографическую структуру и прерывисто-полосчатую текстуру. Они состоят из кварца (40—50%) и кафельного полевое шпата (45—55%). Акцессорны представлены плагиоклазом, биотитом, рудным минералом, цирконом.

Территория листа расположена в зоне раннепротерозойского складчатого обрамления Адигского шита (зона Становика — Джугджура). В пределах этой зоны проявились главный образ протерозойские фазы тектогенеза и значительно слабее мезозойские. Основные структуры на территории листа сформировались в процессе протерозойской складчатости.

Главной пиклительной структурой района является Брятинская синклиналь, занимающая почти всю территорию листа и сложенная породами мультиминской, утугайской и гудытской свит. Породы иланской серии в ретональном плане находятся на крыле крупной антиклинали, развитой в пределах площади листов N-52-XIII и N-52-XIV. Эти структуры разделены крупной интрузией раннепротерозойских габброидов. Последние, образуя в породах брятинской серии межпластовую интрузию, вместе с ними участвуют в строении синклинали и в то же время являются дискордантными по отношению к структурам иланской серии.

Для пород иланской серии характерна очень сложная (вплоть до гофрировки и пильчатости) складчатость северо-западного простирания. Преобладают изоклиналильные складки, осевые плоскости которых наклонены в сторону ядра антиклинали под углами 30—40°.

Ось Брятинской синклинали проходит в восточной половине района. Дугообразно изгибаясь, она меняет простирание с юго-восточного (в северо-восточной части района) на меридиональное с небольшими отклонениями от последнего сначала к юго-западу, а затем к юго-востоку. Шарнир синклинали, слабо удаленный, под пологим углом погружается в северном направлении. На территории листа расположено главным образом западное крыло синклинали. Слагающие его породы имеют преимущественно северо-западное простирание с падением на северо-восток. Породы восточного крыла имеют северо-восточное простирание. Это представление о тектонической структуре района в целом согласуется с данными В. Ф. Зубкова, отмечавшего в 1953 г. в среднем течении р. Утугай и в верхнем течении р. Бряты крупную синклинальную структуру.

Западное крыло синклинали осложнено складками второго порядка. Северо-западной части района на нем развиваются сопряженные синклинальные и антиклинальные складки северо-западного простирания. Ширина этих складок колеблется от 10 до 20 км. Ядро синклинальной складки сложено породами утугайской свиты, а в ядре антиклинальной складки сложено метаморфизованные габброиды. Замок синклинальной складки находится в долине р. Дёсс. При движении по нему с севера на юг в береговых обнажениях наблюдается постепенное изменение залегания участвующих в складчатости метаморфизованных габброидов, падающих сначала в юго-западном, затем в юго-восточном и, наконец, северо-восточном направлении. Отсутствие по р. Дёсс пород утугайской свиты может быть объяснено как возмущением шарнира складки, так и приподнятым положением крупного тектонического блока, расположенного в крайней северо-западной части площади. Шарнир антиклинальной складки погружается в юго-восточном направлении, поэтому метаморфизованные габброиды, выходящие в ее ядре, в этом направлении сменяются породами вышеизложенной утугайской свиты.

Кроме этих сравнительно крупных складок на крыльях Брятинской синклинали широко развиты складки более высоких порядков. Судя по разрезам, составленным по береговым обнажениям и линиям торных выработок, там встречаются складки шириной от 0,3—1 м до 1,5—2 км самых разнообразных форм — прямые, косые, флексуриобразные, опрокинутые, изоклиналиные. Непосредственно в обнажениях наблюдались складки шириной до 50 м. Этой различной по форме складчатостью высоких порядков объясняется, очевидно, большое разнообразие как в направлении, так и в величине углов падения пород. Последние колеблются от 10 до 80° при преобладании средних — от 30 до 60°. Значительное распространение на восточном крыле синклинали элементов залегания, указывающих на юго-восточное падение пород (от ядра синклинали), обусловлено наличием опрокинутой изоклиналиной складчатости.

Последний, вероятно, указывает на запрокидывание крыла на северо-запад. Это предположение подтверждается складками волочения в биогитово-рогово-обманковых гнейсах по р. Мульмуте, рисунок которых указывает на опрокинутые залегание пород.

Сложная складчатость имеет место в области центрально-восточного замкнутого Брынтинского синклиналя (в нижнем течении рр. Лев и Прав. Кохани), где элементы залегания пород очень изменчивы. Сложно построено также западное крыло синклиналя в междуречье Бранты и Утутай, на широте нижнего течения р. Десс. Быстрые и резкие изменения в направлении простирания и величине углов падения гнейсов отражают сложные изгибы слоев, обусловленные, очевидно, мелкими поперечными складками, а также приспособлением пластичных гнейсовых толщ к массиву ультрабазитов, участвовавшему в складчатости как жесткая глыба.

Мелкие складки, в том числе складки волочения и течения, встречаются довольно часто. Ширина их обычно не превышает 0,6 м. Характерно, что они приурочены главным образом к участкам наиболее интенсивной миктитизации гнейсов, что говорит о синкинematичности процессов миктитизации и графитизации. Широко развиты в районе структуры будинажа, указывающие на различное физическое состояние пород во время складчатости. Наиболее часто будинируются амфиболиты, роговообманковые гнейсы, граниты и пертиты. Будины имеют прямоугольную, овальную или линзовидную форму. Длина их колеблется от 0,1—0,4 до 1,5 м, мощность от нескольких до 30—40 см. Междуплитное пространство обычно выложено жильным материалом гранитного или пертитового состава, расстояние между будинами изменяется от 5—8 см до 1—1,5 м. О дифференциации послонных движений во время складчатости свидетельствуют сравнительно редкие пегматитовые прожилки мощностью от 0,5—0,8 до 2—2,5 см.

Раннеметалловые вулканогенные образования и отложения верхнеосотанской подволты залегают практически горизонтально.

Чрезвычайно широко на территории листа развиты дизъюнктивные нарушения. Почти на каждом повороте реки в береговых обнажениях отмечались дробленые, миктитизированные, часто окварованные, пиритизированные или элигитизированные породы с зеркалами скопления, образующие зоны мощностью от 0,2—1,5 м до 50—80 м и реже до 500 м. Крупные нарушения выявлены дешифрированием аэрофотоснимков. В большинстве случаев они подтверждены полевыми наблюдениями. Нередко нарушения контролируются призматическими отрезками долин, крутыми уступами на склонах гор, выданных. Наиболее широко распространены разломы широтного и северо-восточного простирания, значительно меньше — северо-западного. Как правило, они имеют крутое падение сместителей — под углами 55—80°. В редких случаях наблюдаются навалы с углами падения 30—25° (р. Мульмута).

Видимые в настоящее время разрывные нарушения являются, очевидно, результатом сравнительно молодых (мезозойских и послемезозойских) движений, которые привели к подновлению древних и образованию новых разломов. Многие древние нарушения, служившие в раннем протерозое путями проникновения флюидов, превратились в зоны миктитизации и сейчас как разрывные нарушения не фиксируются. Значительная часть нарушений северо-западного направления, вероятно, долготажущих, часто подновлявшихся, залечена раннеметалловыми гранитоидами. О более древнем возрасте северо-западных нарушений по сравнению с широтными и северо-восточными свидетельствуют также следующие данные. На аэрофотоснимках бассейна рр. Лев и Прав. Кохани видно, что разломы северо-западного простирания пересечены разломами северо-восточного и широтного простирания и смещены по ним в горизонтальной плоскости на 150—370 м.

Самыми протяженными в районе являются нарушения широтного простирания. Они контролируются мощными (до 4 км) полосами тектонитов и перескают складчатые структуры в северо-восточной, центральной и юго-восточной частях территории листа. Наиболее четко выражены северо-восточная (в верховьях р. Лев. Кохани) и особенно центральная (в среднем течении рек Лев. и Прав. Кохани) зоны дробления. На востоке они примыкают к крупным

(протяженностью более 100 км) широтным разломам и, очевидно, фиксируют их западные продолжения. Это подтверждается субширотным простиранием сбрасывателей по р. Прав. Кохани (аз. пад 200° угол 70°). По-видимому, эти дизъюнктивные относятся к числу крупных долготажущих разломов. Древний возраст их, в частности, подтверждается тем, что раннеметалловые интрузии они не затрагивают. Подновленные участки этих зон легко дешифрируются на аэрофотоснимках, контролируются катаклазитами, миконитами, а также дайковыми телами и покровами эффузивов.

По нарушениям происходили смещения самых различных амплитуд. Непосредственно в обнажениях фиксировались небольшие (до 1—2 м) смещения сбросового характера. О значительных вертикальных амплитудах смещения при блоковых подыжках по разломам, вероятно, до нескольких сот метров могут свидетельствовать следующие данные. В верховьях р. Лев. Кохани и тектонических клиньев на дневную поверхность выведены метаморфозованные табороды. К крупному грабену приурочен широтный отрезок р. Утутай. С севера и юга грабен ограничен широтными разломами, фиксируемыми уступами в современном рельефе.

С разрывными нарушениями в районе тесно связаны проявления дислокационного метаморфизма, который особенно сильно отразился на древних образованиях. Он сопровождался расщеплением и минеральными преобразованиями (диафторезом): хлоритизацией роговой обманки и биотита (иногда очень интенсивной), мусковитизацией полевых шпатов и биотита, а также кварцевым метасоматозом, проявлявшимся как совместно с мусковитизацией и хлоритизацией, так и самостоятельно. Поэтому в зонах разломов, часто можно встретить мусковитовые гнейсы или сланцы, образовавшиеся по древним гранитоидам или биотитовым гнейсам, и хлоритовые сланцы, возникшие в результате диафтореза амфиболитов, роговообманковых или биотитовых гнейсов. Дизъюнктивные нарушения и связанные с ними диафториты возникли, очевидно, в разные периоды — от протерозоя до настоящего времени, но особенно интенсивно диафторез проявился, по-видимому, в домезозойское время, так как крупные зоны диафтореза срезаются мезозойскими интрузиями. Подновление же этих зон происходило, вероятно и в мезозое: возраст образования диафторированного гранат-биотитового гнейса гудынского свята с р. Утутай, определенный аргонным методом в лаборатории ДВГУ (Ковальчук, 1960), оказался равным 157 млн. лет.

История геологического развития района в общих чертах представляется в следующем виде.

В начале протерозоя рассматриваемый район, как и вся зона Становика — Джугджура, имел геосинклинальный режим с интенсивным накоплением осадков, сносимых с архейской консолидированной складчатой зоны. Накопление осадков перемежалось, вероятно, с подводными налиями вулканических лав основного состава, превращенных впоследствии в амфиболиты. Как во всякой длительно развивающейся геосинклинальной области, процесс накопления осадков и прогибания земной коры здесь, вероятно, неоднократно сменился поднятием ее и разрывом накопленных отложений. Последующие складчатость и интенсивный метаморфизм в значительной степени зашумевали первые в осадконакоплении и не позволяют с достаточной достоверностью установить их существование. Один из таких перебоев на основании косвенных доказательств предполагается между породами брынтинской и илиганской серий. О значительности этого перегиба и возможном несогласии может свидетельствовать различный вещественный состав этих серий, а также разный характер взаимоотношений последних с интрузией табородов майского-джангинского комплекса, которые слалют согласные тела в породах брынтинской серии и являются дискордантными по отношению к структурам илиган-раннепротерозойского складкообразования, вероятно, совпадающим во времени с завершением формирования брынтинской серии. Несколько позже, в процессе погружения и метаморфизма отложений, а также согласных тел табородов по разломам в них проникли ультрабазиты второй фазы того же комплекса.

Во время преимущественного поднятия земной коры — в кувьминацион-ный период раннепротерозойского тектонеза — все ранее сформировавшиеся метаморфические породы были интенсивно нигматизированы, гранитизированы, перекристаллизованы и одновременно собраны в складки, в общих чертах сохранившиеся до настоящего времени. После консолидации размывались в период складчатости и ультраметаморфизма гнейсовых толщ, метаморфизованных габброидов и возникших на их субстрате гранитоидов район постепенно превратился в возвышенную горную страну.

Геологическая история района в промежутке от протерозоя до нижнего мела не ясна. Вероятно, в это время он представлял собой устойчивую область сноса. На проявлении складкообразовательных процессов в Монголо-Охотской геосинклинали район реагировал лишь блоковыми движениями по разломам, задолженным в протерозое, а также образованием новых разломов.

В начальную стадию мезозойского тектонеза глобальные движения земной коры активизировались. Эти движения сопровождались внедрением крупных телерогатных гранитоидных интрузий. По мнению Ю. К. Дзевановского (1959) и Л. И. Красного (1960), интрузии приурочены к догложившим глубинным разломам, задолженным в позднем протерозое. На территории листа они слатогут удлиненные массивы, ориентированные в одном направлении и секущие древние складчатые структуры.

После некоторого перерыва, во время которого район подвергался интенсивному действию процессов денудации, вскрытых раннемеловые интрузии, активные блоковые движения возобновились. На этот раз они сопровождалась изгибанием лав среднего состава и отложением туфогенного материала. Подводящими канатами для эффузиев, как и для интрузий, служили разломы, задолженные в предыдущие этапы тектонеза и подновлявшиеся последующими движениями. Затем произошло внедрение сравнительно небольших интрузий лейкократовых биотитовых гранитов, также использовавших ослабленные тектонические зоны.

С нижнего мела и до настоящего времени тектоническая жизнь в районе опять стабилизируется — он испытывает лишь незначительные медленные поднятия, чередующиеся с опусканиями. Поднятия и последовавшая за ним денудация привели к почти полному уничтожению эффузиев и их туфов. Опускание района в неогеникчетвертичное время фиксируется накоплением на поверхности денудационного выравнивания отложений верхнескалахской послесвисты. Об относительно спокойной тектонической обстановке в этот период свидетельствует практически горизонтальное залегание раннемеловых вулканических образований и верхнескалахских отложений. В результате последовавшего в средне-верхнечетвертичное время поднятия эти отложения были почти полностью смыты. Неравномерность поднятия во времени отразилась в образовании в речных долинах ряда надпойменных террас. Поднятия продолжались и в настоящее время, о чем говорит энергичная глубинная эрозия основных рек района. Однако поднятие испытывает, очевидно, не весь район: в его центральной части (в верхнем течении рр. Тугаул и Прав. Кохан), где террасы в речных долинах отсутствуют, и аккумулятивные процессы преобладают над эрозийными, возможно, происходит опускание.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф района в целом представляет собой древнюю поверхность выравнивания, которая образовалась в результате длительных процессов денудации в условиях стабильности, установившихся в районе после проявления мезозойского тектонеза. В настоящее время она характеризуется энергичным эрозийным врезом, который начался, вероятно, в среднечетвертичное время и привел к образованию каньонообразных долин, расчленивших поверхность выравнивания на узкие, вытянутые в субмеридиональных направлениях водораздельные гряды мелкосопочных или низкотеррас.

Поднятие района, обусловившее глубокий врез и ведущее к расчленению пеннелезированного в прошлом рельефа, не было равномерным. Раньше или

возможно более интенсивно начала подниматься крайняя северная часть района, где развит преимущественно низкотеррасный рельеф, более расчлененный по сравнению с рельефом остальной территории листа. Исходя из этого, на территории листа выделено два типа рельефа: 1) денудационно-эрозийный низкотеррасный пологосклонный рельеф области поднятий и 2) эрозийно-денудационный холмисто-увалистый рельеф стабилизированной области. Сколькимбудь четкой границы между областями распространения этих типов рельефа провести нельзя. Они отличаются главными образом абсолютными высотами и характером расчлененности мелкими ручьями водораздельных пространств. Крупные реки, пересекая обе области, не имеют заметно характера долин и террас, поэтому описание последних, относящихся к обоим типам рельефа, производится отдельно.

Денудационно-эрозийный низкотеррасный пологосклонный рельеф области поднятий развит в северной, преимущественно в северо-западной части района, занимая примерно четвертую часть его площади. Он характеризуется широкими, сравнительно глубоко врезанными долинами с пологими склонами, матками, округлыми очертаниями водораздельных пространств. Абсолютные отметки водоразделов колеблются от 550 до 700—850 м, редко достигают 920 м, однако преобладают высоты порядка 600—650 м. Относительные превышения колеблются в пределах 200—400 м и редко составляют 500 или 600 м. Куполовидные и плоские вершины водоразделов незначительно возвышаются над седловинами. Форма склонов обычно выпуклая, реже прямая, углы наклон склонов равны 10—15, иногда 20—25. Часто на склонах прослеживаются уступы высотой в 1,5—2 м, обусловленные своим происхождением софидиционных процессов или иногда — молодым разломом.

Склоны плавно переходят в днища долин и только местами отделяются от них крутыми уступами высотой 1,5—4 м. Мелкие ручьи и ручьи имеют зашикообразную и лишь иногда в верховьях в-образную форму долин. Ширина днища долин равна 50—200 м, русел 2—7 м. Русла, как правило, слабо врезаны в глинистые отложения; лишь в притеррасной части (на расстоянии 1—1,5 км от устья) местами в них обнажаются коренные породы. В долинах наблюдается только пойменная терраса, которая незаметно, часто без уступов, соединяется со склонами.

Эрозийно-денудационный холмисто-увалистый рельеф стабилизированной области развит на остальной территории района. Для него характерны широкие разветвленные долины с очень пологими склонами. Водораздельные пространства имеют форму плавных волнистых увалов, средин которых возвышаются отдельные холмы с абсолютной высотой 450—550 м, относительные превышения их составляют 100—120, реже 200 м. Плоские водораздельные вершины раздвинуты мелкими седловинами. Склоны большей частью выпуклые, с углами уклона в 5—6°, редко 8—10°. У подножий они еще более выпуклы, ваются и плавно или (реже) посредством невысоких (1—2,5 м) уступов с уклоном в 15—20° соединяются с днищами долин мелких рек и ручьев. Последние имеют неглубокие долины со слабо врезанными в пойменный аллювий булжастыми меандрами. Ширина долин достигает 600—800 м. Днища их всегда пологовогнутые, надпойменные террасы отсутствуют. В юго-восточной части района на субстрате роговообманково-биотитовых гранитоидов и гранитов развит своеобразный холмисто-увалистый рельеф, отличающийся чрезвычайно сильной изрезанностью склонов гор мелкими распадками. Образование этого рельефа объясняется, очевидно, задолжением последних по трещиноватости гранитоидов.

Для описанных типов рельефа характерны островные горы, выделяющиеся на фоне слабо расчлененной поверхности денудационного выравнивания большой относительной высотой (до 300—330 м) и сравнительно крутыми, выпуклыми склонами. Ручьи, берущие начало в этих горах, и реки, пересекающие их, имеют узкие долины с в-образным поперечным профилем. Этот отпечаток рельефа возник на субстрате изверженных пород, оказавшихся более устойчивыми к выветриванию, чем окружающие их метаморфические породы. В центральной части района он развит на субстрате раннемеловых лейкокра-

товых гранитов, в северо-западной — на субстрате раннепротерозойских ультрабазитов, на левобережье р. Лев. Кохани — на субстрате покровных порфиритов.

Долины крупных рек района — Бранты, Утугай, Дёсса, Мульмути, а также рек Прав. и Лев. Кохани в их нижнем течении — имеют однотипное строение. Форма долин асимметричная или симметричная пологосклонная, значительно реже — широкообразная или V-образная. Они не широкое, до 600 м, но сравнительно глубоко (на 60—80 м) врезаются в поверхность денудационного выравнивания. Блуждающим характером меандр отливается лишь верхнее течение р. Утугай. Интересно поведение меандр рек Лев. и Прав. Кохани: в верховьях и средних течениях они блуждающие, а в низовьях — долинные. Характер меандр меняется довольно резко, что может свидетельствовать об образовании антецедентных участков долин в результате блоковых движений по разломам. В целом врезаемые меандры, вероятно, унаследованы от периода дриадской гидросети, но в ряде мест наблюдается приуроченность их в тектоническим нарушениям или ослабленным зонам. Некоторые участки излучин совпадают с направлением простирания гнейсов. Для всех рек наиболее характерна асимметричная форма долин. В вершинах излучин реки почти всегда образуют скальные берега с высотой обрывов до 20—40 м, противоположный берег, обычно террасированный, полого поднимается до самой водораздельной линии. Тальвеги рек ступенчатые, многочисленны пороги и перекаты, вдоль пологих берегов часто встречаются песчано-галечниковые косы. В долинах крупных рек, кроме пойменной, наблюдаются три надпойменные террасы. В связи с тем, что процесс углубления русла на притоки крупных рек почти не распространяется, можно предположить, что поднятие района и связанное с ним расчленение началось сравнительно недавно.

Пойменная терраса развита в виде узких полос вдоль русла и прерывается лишь в местах прижимов у скальных обрывов. Над уровнем реки она возвышается на 1—4 м, ширина ее доходит до 200—400 м, иногда 1—1,5 км. Характерной чертой поймы рек Утугай, Лев. и Прав. Кохани является резкое сужение (местами до нескольких десятков метров) в нижнем течении, на антецедентных участках долин. Нередко отмечается четкое деление поймы на низкую и высокую, причем на долю последней часто приходится большая часть. Иногда в руслах рек встречаются острова, являющиеся остатками высочайшей поймы. Прирусловая часть поймы, обычно наиболее высокая, расчленена узкими ложбинками. Береговые валы выражены слабо и имеют ограниченное распространение. На небольшом удалении от русла (5—20 м) поверхность поймы выровнена. В местах сочленения со склоном или уступом более высокой террасы в пониженной части поймы встречаются болота, старицы, озера.

Первая надпойменная терраса часто встречается на всем протяжении рр. Бранты, Утугай, Дёсса и Мульмути, в единичных местах — по рр. Лев. и Прав. Кохани. В долинах более мелких рек в 2—2,5 км от устья она переходит в пойменную террасу. Высота ее над средним уровнем реки колеблется от 3 до 6 м, ширина — от 40 до 100 м, но иногда достигает 2 км (р. Утугай в верхнем течении). На всем протяжении террасы поверхность ее имеет уклон в сторону русла. Закранный, бровка и подошва террасы обычно сглажены и плавно переходят в склон и поверхность поймы. Терраса везде аккумулятивная, на ее поверхности часто встречаются болота.

Вторая надпойменная терраса наблюдается в виде отдельных обрывков в долинах рр. Бранты, Утугай, Дёсса и Мульмути. В долине р. Прав. Кохани она встречена лишь у устья руч. Ковакты, а по р. Лев. Кохани — в 5 км ниже устья р. Наминчи. Ширина колеблется от 50 до 400 м, а высота от 8 до 10 м. Слабо волнистая поверхность террасы имеет небольшой уклон в сторону русла, уступ крутой. Везде она аккумулятивная, иногда покатая, а по р. Олдонде — эрозонная.

Третья надпойменная терраса широко развита по рр. Бранте, Утугаю, Дёсу и Мульмуте. По рр. Лев. и Прав. Кохани она встречена лишь в низовьях. Единичные обрывки ее зафиксированы в долине р. Олдонде. Везде терраса эрозонная, аллювиальные отложения незначительной мощности обнаружены

на ее поверхности лишь по р. Олдонде. Поверхность террасы выровненная, слабо наклоненная. Бровка и закраина ее в большинстве случаев выражены резко. Ширина террасы доходит до 2 км. Уступ высотой от 15 до 45 м крутой, ровный. Как и поверхность террасы, он обычно покрыт крупноглыбовым делювием. В излучинах терраса часто подмывается рекой и образует скальные береговые обрывы.

История развития современного рельефа района находится в тесной связи с формированием речных систем Адлана и Зеи, между которыми издавна шла борьба за водораздел, приводившая к перераспределению речной сети, к перемещению главного Адладо-Зейского водораздела. Перевес в этой борьбе, как известно (Билибин, 1956), был всегда на стороне Зейской речной системы, так как она имеет более низкий по сравнению с Адланской базис эрозии. Поэтому перемещение главного Адладо-Зейского (Станового) водораздела происходило с юга на север, в область бассейна р. Адлан. В связи с этим историко-развития современной гидросети района можно представить в следующем виде.

В основных чертах гидросети района была заложена, очевидно, в начале средневеретинной эпохи, когда после длительного периода теплеющей стадии в условиях стабильности, Зейский базис эрозии стал понижаться и начали размываться верхнекаменноугольные отложения. Адладо-Зейский водораздел находился в то время, по-видимому, на широте г. Луи, вблизи северной рамки листа. Реки Дёсс, Бранта, Утугай, Тутаул, Прав. и Лев. Кохани были, очевидно, небольшими, примерно одинаковыми по величине реками, стекавшими в меридиональном направлении с близлежащего водораздела. Причем современные русла Подзейской, Утанак, Октаги и верхнее течение р. Утугай были, по всей вероятности, верховьями рек (соответственно) Утугай, Тутаул, Прав. и Лев. Кохани. Понижение Зейского базиса эрозии окжигало деятельность отступающей эрозии, привело к перехвату реками района части бассейна р. Сутам (притока р. Адлан) и постепенному перемещению на север главного Адладо-Зейского водораздела, на месте которого образовался расчлененный низкотеррасный рельеф. Перераспределение речной сети района в значительной степени способствовало также торговые поднятия, сопровождающиеся блоковыми опусканиями. Так, в северной части района по крупным широтным разломам образовалась большой грабен, в результате чего р. Утугай, используя его, приобрела широтное направление и перехватила верхнее течение р. Лев. Кохани, а верховья рр. Тутаул и Прав. Кохани превратились в левые и правые притоки р. Утугай.

Это местное перераспределение водоразделов, а также перехват части бассейна р. Сутам привели к резкому увеличению дебита крупных рек (Дёсса, Бранты и Утугай), усиленно боковой и главным образом глубинной эрозии, продолжающейся и в настоящее время. Реки же Тутаул, Прав. и Лев. Кохани, оказавшись обезглавленными, потеряли значительную часть своей энергии. Резкое сокращение их дебита привело к господству процессов аккумуляции, заполнению широких долин делювиально-аллювиальными отложениями, к образованию в центральной части района своеобразного холмисто-увалистого рельефа, почти лишенного признаков омоложения.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа с конца прошлого столетия известны россыпные месторождения золота. Работами последнего времени установлены проявления черных металлов (железа, титана, хрома), цветных металлов (меди, свинца, цинка, никеля, кобальта), золота (коренного), редких металлов (олова, вольфрама, молибдена, лантана, церия, тория, рутин), а также проявления неметаллических полезных ископаемых — горного хрусталя, флюорита, барита, сидерита, мусковита. В практически неограниченных количествах имеются каменные строительные материалы — гнейсы, базальты, ультрабазальты, гранитоиды, которые могут использоваться в дорожном строительстве, а также как бутовый и облицовочный материал.

Магнетитовые руды

Проявления железа на территории листа выявлены геологическими (Левченко, 1951; Нестеренко, 1959) и аэромагнитными работами. Они приурочены к метаморфизованным габброидам, роговообманковым и биотит-роговообманковым гнейсам, в различной степени обогащенным магнетитом, реже титаномангнетитом. Большинство из них концентрируется в северо-западной части площади. Из известных 40 проявлений железа на карту нанесено только девять. Остальные из-за незначительного содержания магнетита и весьма ограниченных масштабов оруденения никакого интереса не представляют.

Проявление на левом берегу р. Брянты [9] представляет собой линзу магнетитовой железной руды, согласно заглавную в роговообманковых гнейсах утуйской свиты. Рудное тело прослежено по простиранию горными выработками на 12 м. Мощность его 3,5—4 м, простирание 110°, падение близкое к вертикальному. Магнетит распределен равномерно и представлен кристаллами размером до 2 мм. Содержание железа в руде, по данным химического анализа, достигает 34,96%.

Проявление в правом борту р. Брянты [75] представлено линзой магнетитовой железной руды, заглавную согласно с подосчатостью метаморфизованных габброидов. Длина рудного тела не менее 5 м, мощность 0,8 м. Содержание магнетита, определенное визуально, равно 50—60%.

Проявление на левом борту р. Брянты [17]. В береговом обрыве в среднем массивном габбро фиксируется шпировидное обособление площадью 1,5 м², обогащенное магнетитом. Содержание магнетита составляет ориентировочно около 60% породы.

Проявление в правом борту р. Дёсс [4] приурочено к контакту дайки гранит-порфира с габбро-амфиболитом. Содержание титаномангнетита в габбро-амфиболите, определенное визуально, не превышает 50%.

Проявление на водоразделе рр. Амнуначи и Ильдеус [11]. В деловини наблюдается обломки биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов с содержанием магнетита до 70% и титаномангнетита до 10%. Рудные минералы совместно с биотитом и роговой обманкой образуют в гнейсах прослойки мощностью до 1—1,5 см.

Проявление на левом берегу р. Дёсс [3]. Вкрапленность магнетита и титаномангнетита обнаружена в глыбах габбро-амфиболита. Содержание рудных минералов, по данным минералогического анализа штучной пробы, не превышает 55%.

Проявление на левобережье р. Брянты [42]. Среди пород Мульмутинской свиты в деловини встречены обломки амфиболового гнейса с вкрапленностью магнетита. Количество магнетита, по данным минералогического анализа, составляет 19%.

Появление на левобережье р. Брянты [48]. В деловинных обломках метаморфизованных габброидов минералогическим анализом штучной пробы установлено содержание 12,8% титаномангнетита.

Проявление в истоках р. Ильдеус [2]. В деловини обнаружены обломки габбро-амфиболита с вкрапленностью магнетита, содержание которого, определенное минералогическим анализом штучной пробы, равно 11,6%.

Титан

В коренном обнажении проявления титана обнаружено лишь на водоразделе рек Лев. Кохани и Намнчи. Там канавой вскрыт пласт ильменитосодержащего габбро-амфиболита мощностью 1,5 м. Ильменит содержится ориентировочно в количестве 40—50% породы.

Титаносодержащие минералы — сфен, рутил, анатаз, ильменит — обнаружены в шлихах из аллювиальных отложений почти повсеместно. Сфен и рутил встречаются во многих шлихах в количестве от единичных зерен до весовых содержаний, однако не превышающих обычно 500 г/м³. Содержание анатаза

в шлихах не превышает единичных зерен. Ильменит присутствует почти во всех шлихах. Содержание его колеблется от единичных зерен до 0,1—1,5 кг/м³, реже до 10—16—32 кг/м³ (бассейн р. Подлейского). Незначительное содержание титана (не более 0,01—0,1%) установлено спектральным анализом во всех лонных пробах.

Широкое распространение титаносодержащих минералов обусловлено тем, что они присутствуют в качестве акцессорной примеси как в древних гнейсах и габброидах, так и в молодых гранитоидах. Устойчивых ореолов рассеяния они нигде не дают. Содержания их в шлихах, как правило, невысокие, поэтому вряд ли можно предполагать наличие в районе крупных промышленных концентраций титана.

Хром

Единичные зерна хромита обнаружены в разрозненных шлихах, отобранных по рр. Ильдеус, Дёсс и Брянта (Зубков и др., 1952). Источником его является массив ультрабазитов между речью Ильдеус — Брянта, в которых он находится в качестве акцессорного минерала.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь

Спектральным анализом медь выявлена во многих деловинных металлометрических пробах в количестве от следов до 0,01% и почти во всех лонных пробах — от следов до 0,006%, реже — до 0,01 и 0,02%. Шлиховым обогащение по р. Лев. и Прав. Кохани обнаружены единичные зерна малахита (Зубков, 1953).

Ореол рассеяния меди в бассейне р. Мульмуты [67] площадью 14 км² характеризуется следующим содержанием меди в деловинных пробах: 0,01% (пять проб), 0,02% (четыре пробы), 0,03% (одна проба). На этом участке развиты мигматизированные биотит-роговообманковые гнейсы и метаморфизованные габброиды, рассеянные многочисленными маломощными зонами дробления. В пределах зон породы хлоритизированы, эпидотизированы, притритизированы и иногда обожжены. С такими зонами и связано, очевидно, повышенное по сравнению с фоновым содержание меди в пробах. Северная часть ореола совпадает с ореолом рассеяния свинца. Наряду с медью в этом же ореоле в отдельных пробах отмечается содержание цинка и никеля в количестве до 0,01%.

Свинец

Проявления свинца в районе установлены анализом штучных проб, спектрометаллометрическим опробованием деловин, а также шлиховым опробованием. «Фоновое» содержание свинца в лонных и деловинных спектрометаллометрических пробах колеблется от 0,001 до 0,003%. Единичные знаки (2—8 зерен) галенита обнаружены в двух шлихах по второму снизу правому притоку р. Олдонде и в одном шлихе — по р. Брянте.

Проявление в левом борту р. Дёсс [6]. В метаморфизованных габброидах горными работами вскрыта зона брекчирования и окварцевания, содержащая густую вкрапленность пирита и редкую — галенита. Длина рудного тела 20 м, мощность до 0,35 м. Содержание свинца в борозловых пробах, по данным спектрального анализа, составляет 0,01% — 1%, меди — 0,01%. Выбег рудного тела метаморфизованные габброиды порваны дайками гранит-порфиров; с последними, вероятно, генетически и связано оруденение.

Проявление в левом борту р. Мульмуты [69] приурочено к зоне дробления в метаморфизованных габброидах. В штучной пробе весом 0,9 кг, взятой из этой зоны, обнаружено более 100 зерен галенита размером от 0,01 до 1 мм.

Из 500 дельтовидных спектрометаллометрических проб, отобранных по сетке 100×20 м при дельтазации, свинец содержится только в семи (0,01—0,02%), медь — в пяти (0,01—0,03%). Эти пробы приурочены к борту р. Мульмуги, где обнажаются многочисленные зоны дробления, очевидно, незначительно обогащенные рудными минералами.

Проявление на левобережье кп. Рыбного [24]. Здесь в протоке дельтовидного обломка кварц-полевошпатовой породы весом 1,2 кг было обнаружено до 150 зерен галенита размером до 0,05 мм. Проявление приурочено к зоне контакта раннепротерозойских гранитоидов с раннекембрийскими биотит-рогово-обманковыми гранитами, насыщенными кварц-полевошпатами и кварцевыми жилами мощностью от 0,1 до 10 м. Содержание свинца в жилах не превышает 0,003%.

Проявление в левом борту р. Брянты [47]. Галенит в количестве 16 зерен обнаружен в штуфной пробе весом 1,3 кг, отобранное из маломощной зоны дробления в дайки кварцевой порфира.

Проявление в левом борту р. Утугай [53]. В штуфной пробе из жилы кварцита раннепротерозойского и обожженного раннекембрового гранита, прорывающего роговообманковые гнейсы Мульмугинской свиты, минералогическим анализом установлено пять зерен галенита.

Ореол рассеяния на левобережье р. Лев. Кохани [56]. Площадь ореола (5 км²) сложена метаморфизованными габброидами, прорванными интрузией раннекембровых гранитов. Дайками гранит-порфиров и фельзит-порфиров. Повышенное содержание свинца в количестве от 0,01 до 0,06% обнаружено в пределах ореола в 120 спектрометаллометрических пробах.

Ореол рассеяния в среднем течении р. Прав. Кохани [59] имеет площадь 6 км². В четырех спектрометаллометрических пробах содержание свинца составляет 0,01%, в трех 0,03%, в одной 0,1%. Проявление свинца генетически связано, очевидно, с дайками гранит-порфиров, прорывающих на площади ореола биотитовые гнейсы угайской свиты.

Ореол рассеяния свинца в бассейне р. Мульмуги [68] площадью 4 км² частично совпадает с ореолом рассеяния меди. Повышенное содержание свинца (от 0,01 до 0,06%) отмечено в шести пробах, отобранных через интервалы 100—500 м.

Цинк

Цинк отмечен в большинстве металлогенических проб из аллювия и дельтовия в количестве от 0,001 до 0,006%. Лишь в некоторых разрозненных пробах содержание его достигает 0,01—0,03%. В одном из штихов, взятых в верхнем течении р. Прав. Кохани, обнаружены единичные зерна сфалерита (Зубков, 1953).

Никель и кобальт

На территории листа известна два участка с проявлениями никеля в коренных обнажениях и три ореола рассеяния никеля и кобальта, выделенные по данным металлогенического опробования дельтовия и аллювия. Никелем и кобальтом заражена вся территория листа. Они присутствуют почти во всех металлогенических пробах в количестве от следов до 0,001—0,002%. Это объясняется, очевидно, широким развитием в районе метаморфизованных габброидов. Выделенные ореолы приурочены к площадям развития интрузий ультрабазитов и габброидов, содержащих жильные тела ультрабазитов, и, безусловно, генетически связаны с последними.

Проявления никеля на правом берегу р. Брянты [18]. Мягкая вкрапленность пентландита была обнаружена в 1961 г. сотрудником ДВГИ СО ДВФАН СССР С. А. Цехой в жилах пироксенитов и перидотитов, секущих расщеливающиеся габброиды. Пентландит слатает клинообразные зерна размером до 0,9 мм с зубчатыми краями. Обычно он развешивается от периферии к центру зерен пирротина. Из других сульфидов присутствуют пирит, халькопирит и марказит. В руде было установлено не более 0,2% никеля и не более 0,34—

0,45% меди. В 1962 г. Брянтинской поисково-разведочной партией ДВГУ (В. А. Кулинов, М. В. Храпцов) в районе этого проявления было выявлено дополнительно до 20 жил ультрабазитов мощностью 10—50 м. Простирание жил северо-восточное, падение юго-западное, крутое (70—80°). По простиранию они прослежены на расстоянии до 60 м. Содержание сульфидов в них, определенное визуально, достигает 5—10%.

Проявления никеля на левобережье р. Брянты [19] обнаружены В. А. Кулиновым и М. В. Храпцовым в 1962 г. На участке площадью около 1 км² в оливиновых габбро выявлено до 10 жил пироксенитов и перидотитов. Мощность жил 4—8 м, по простиранию они не прослежены. По предварительным данным, содержание сульфидов в ультрабазитах достигает 10%. Преобладает пирротин (до 9%), пентландит — 0,5—1% от количества пирротина. Никель, по данным спектрального анализа, присутствует в количестве 0,1—0,3%.

Ореол рассеяния никеля и кобальта в бассейне левых притоков р. Брянты [1] на территории листа имеет площадь 38 км². Он характеризуется содержанием никеля в донных пробах в количестве от 0,002% (четыре пробы) до 0,003 (11 проб), 0,004 (одна проба), 0,006% (11 проб) и в дельтовидных пробах в количестве 0,002—0,01% (восемь проб) и 0,03% (одна проба). Кобальт присутствует в пробах в количестве от 0,001% (пять проб) до 0,003% (12 проб). На площади ореола развиты метаморфизованные габброиды, содержащие множество жильных тел рудоносных ультрабазитов. В этот ореол входят описанные выше проявления.

Ореол рассеяния никеля и кобальта в бассейне р. Брянты [16] площадью 56 км² представлен донными пробами с содержанием никеля от 0,001% (семь проб) до 0,002 (восемь проб), 0,003 (14 проб), 0,004 (одна проба), 0,005% (одна проба), кобальта от 0,001 до 0,003% (10 проб) и дельтовидными пробами, в которых никель обнаружен в количестве 0,01—0,03% (семь проб), а кобальт в количестве 0,001—0,003% (семь проб). Ореол приурочен к крупному массиву ультрабазитов между речью Ильдус — Брянта.

Ореол рассеяния никеля в среднем течении р. Утугай [20] площадью 32 км² включает в себя донные пробы с содержанием никеля 0,001—0,003% (шесть проб), 0,004—0,005% (19 проб), 0,006% (одна проба). Этот ореол также, вероятно, связан с ультрабазитами, слагающими вместе с габбро небольшой массив.

БАЛГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото

Понками и добычей золота на территории листа занимались с 90-х годов прошлого столетия и до 1930 г. золотопромывальники (известно семь фамилий), хитиники и «вольеры» старатели, с 1928 по 1931 г. Зейское, а с 1931 по 1944 г. Дамбукинское приискское управление треста «Амурзолото». В 1946 г. поисково-разведочные работы вела Брянтинская партия (П. А. Сушков) Амурской экспедиции геологоразведочной конторы треста «Золоторазведка». В результате всех этих работ в районе выявлено пять незначительных проявлений рудного золота, 31 промышленное и девять непромышленных россыпных месторождений золота. В россыпях добыто (по очень неполным данным) 148 кг золота. Забалансовые запасы, подсчитанные только по восьми месторождениям, равны 132 кг. По многим россыпям сведения о количестве добытого золота и его содержании не сохранились.

Проявления рудного золота были обнаружены П. А. Сушковым по р. Дёсс. Опробирный анализом слёды (до 500 мг/т) золота установлены в коренных обнажениях окварцованных и пиритизированных габброидов [5], гранитов [13], гнейсов [38]. Такое же содержание золота обнаружено в обломке магнетитосодержащего пематита [43] и в обломках катаклазированного, осветленного порфирида с охристыми пустотами выщелачивания [35].

Россыпные месторождения золота известны по рр. Брянта, Утугаю, Дёссу, Прав. Кохани и небольшим притокам этих рек. Россыпь по ключу Дубльуглакта [77] относится к бассейну р. Унахи.

В долине р. Бранты имеется девять небольших россыпей золота, восемь из них обрабатывались.

Россыпь в 18 км ниже устья р. Утагли [79] — «коса Седло» — Левобережная» обрабатывалась бутарами на площади 20×50 м.

Россыпь в 11 км ниже устья р. Утагли [76] принадлежит к типу аллювиально-русловых. Добыча золота производилась с паромов.

Россыпь в 0,1 км ниже устья р. Утагли [74] также относится к типу аллювиально-русловых. В 1910—1914 гг. золотопромышленник Федоров производил здесь небольшие эксплуатационные работы. С паромов золота добывалось также в 1939—1940 гг.

Россыпь в 0,1 км выше устья р. Утагли [73] является долинно-аллювиальной. Незначительные работы по добыче золота производились на косе правого берега.

Россыпь в 26,5 км выше устья р. Дёсс [44] также долинно-аллювиального типа. На косе левого берега в 1937 г. обрабатывалась площадь размером 50×10 м.

Россыпь в 38 км выше устья р. Дёсс [36] находится на косе правого берега. Здесь обрабатывалась площадь размером 60×15 м.

Россыпь в 42 км выше устья р. Дёсс [34] — «коса Ракова» — является аллювиально-долиново-русловой. Довольно большие работы производились в русле (двумя паромами) и на косах в 1937 г.

Россыпь в 48 км выше устья р. Дёсс [29] — «коса Кравцова» относится к типу долиново-аллювиальных. На косе левого берега в 1937 г. одной бутарой обрабатывалась площадь размером 20×50 м.

Россыпь в 67 км выше устья р. Дёсс [7] — «Увальная россыпь» принадлежит к типу аллювиально-русловых. Открыта она в 1938 г. Содержание золота колеблется от 1425 до 5176 $мг/м^3$ на пласт мощностью от $0,8$ до $1,6$ м. Золото средней крупности, форма пластинчатая, слабо окатанная. Изредка встречаются самородки до $1-2$ г. Проба 890. Запасы незначительные и не обеспечивают работу драги даже на год.

В том же 1938 г. была произведена паромная разведка долины р. Бранты от «Увальной россыпи» до северной рамки листа, но промышленных результатов она не дала. В 1939 г. на участке от $55^{\circ}13'$ до $54^{\circ}45'$ была пройдена 41 майноват линия, по $1-2$ майны в каждой линии. Содержание золота в пробах не превышало 45 $мг/м^3$ на массу, многие пробы оказались пустыми. В 1944 г. 10 майновых линий (по две-четыре майны в линии) были пройдены на участке от устья р. Утагли до россыпи «Косы Седло-Левобережной». Содержание золота в пробах также оказались непромываемыми (от 0 до 159 $мг/м^3$).

Три россыпи золота находятся по небольшим притокам Бранты — рр. Утагли, Дубровинскому, Сиваки.

Россыпь по р. Утагли [71] наиболее крупная. Здесь добыто $48,342$ кг золота, в том числе в 1908 г. — $0,842$ кг, в 1929—1930 и 1934—1935 годах — 12 кг, в 1939—1940 гг. — $35,5$ кг, найден самородок весом в 250 г. За время эксплуатации среднее содержание золота на пласт колебалось от 2221 до 4422 $мг/м^3$, мощность пласта — от $0,6$ до $1,0$ м и мощность торфов — от $3,4$ до $3,6$ м. Считается возможной дальнейшая механическая золотодобыча, а также переработка бутарины.

Россыпь по р. Дубровинскому [72] разрабатывалась до 1928 г. В 1928—1929 гг. пройдено две линии шурфов, которые дали содержание золота от 563 до 1190 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,2-0,8$ м. Мощность торфов $2,2-2,8$ м. Россыпь по р. Сиваки [36] разрабатывалась в 1937—1938 гг. За это время было пройдено три линии шурфов. Содержание золота колебалось от 167 до 1482 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,2-1$ м, или от 17 до 365 $мг/м^3$ на массу. Мощность торфов $1,2-2,6$ м.

В долине р. Утагай известно четыре россыпи золота.

Россыпь в нижнем течении [83] разведана в 1930 г. Впоследствии частично выработана при содержании золота до 900 $мг/м^3$ на пласт мощностью до $0,7$ м. Ширина промышленной струи равна 15 м.

Россыпь в $47,5$ км ниже р. Утанак [51] работалась хищниками в дореволюционное время. В 1930—1931 гг. пройдено четыре буровых линии по косе и семь шурфовых линий в напойменной террасе. В результате этих работ установлено, что россыпь представляет собой струю длиной 300 м и шириной 10 м. Запасы золота, составляющие $2,217$ кг при среднем содержании 1056 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,75$ м, впоследствии, вероятно, были выработаны.

Россыпь в $7,5$ км ниже р. Утанак [22] до 1929 г. обрабатывалась хищниками. Разведками 1930 г. вдоль по косе левого берега установлена золотонесная площадь длиной 150 м, шириной 10 м. Запасы достигают 1 кг при среднем содержании 1056 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,7$ м. В 1931 г. против косы по руслу на отрезке в 1050 м были пройдены четыре буровые линии. Золото в большинстве проб отсутствует, некоторые пробы содержат до 18 $мг/м^3$ золота на массу.

Россыпь в $4,5$ км ниже р. Утанак [23] на правобережной косе. Работами 1930 г. установлено, что она представляет собой струю длиной 500 м, шириной 10 м. Запасы золота равны $3,696$ кг при среднем содержании 1056 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,7$ м. Ранее россыпь работалась хищниками. В 1931 г. тремя буро-шурфовыми линиями установлено содержание золота в русле против косы до 416 $мг/м^3$ на массу.

В 1930 г. по руслу р. Утагай на участке от $54^{\circ}45'$ до $54^{\circ}42'$ с. ш. было пройдено 47 майноват линий. В большинстве отобранных проб золото отсутствует и лишь в редких пробах составляет $0,5-1,5$ г/м³. В 54 майноват линиях, пройденных в том же году на участке $54^{\circ}59' - 54^{\circ}48'$ с. ш., содержание золота в пробах оказалось еще меньшим — в основном «пусто», иногда $1-7$ $мг/м^3$ на массу. В 1930—1931 гг. на участке $54^{\circ}48' - 54^{\circ}44'$ с. ш. семь буров-шурфовых линий дали содержание золота до 240 $мг/м^3$ на массу.

По небольшим ручьям, притокам р. Утагай известно шесть следующих россыпей.

Россыпь р. Банкачи — Салтырь [86] разрабатывалась в 1930—1931 гг. Пройдено девять шурфовых линий. Содержание золота в пласте колебалось от 170 до 575 $мг/м^3$, местами достигал $2,3$ $мг/м^3$. Мощность пласта $0,6-3,2$ м, мощность торфов $1,2-5$ м.

Россыпь р. Банкачи [85] обрабатывалась до 1930 г. В 1931 г. пройдена одна линия шурфов. Содержание золота достигает 580 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,2-1,6$ м.

Россыпь на водоразделе ручьев Рубановского и Банкачи [84] — «Нагорная Марь» — разрабатывалась в 1931 г. Здесь пройдено две линии шурфов. Содержание золота не превышает 51 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,2$ м.

Россыпь р. Ками [81], по данным работ 1930—1931 гг. (три шурфовые линии) характеризуется содержанием золота до 68 $мг/м^3$ на пласт мощностью $1,2$ м.

Россыпь р. Рубановского [82] эксплуатировалась еще до 1907 г. После революции до 1930 г. золотопромышленником Михайловым добыто 9 кг золота. В 1930—1931 гг. приник, перешедший в ведение «Союззолота», дал $6,196$ кг золота. С 1939 по 1944 г. здесь на площади 600×60 м добыто $29,6$ кг золота при содержании его от 200 до 3840 $мг/м^3$ на пласт мощностью $0,8-1$ м. Россыпь р. Михайловского [27] разрабатывалась в 1909—1911 гг. золотопромышленником Михайловым, а с 1916 г. и до революции — Недоноковым. Разведочными работами 1930—1931 гг. (четыре линии шурфов) установлено содержание золота до 453 $мг/м^3$ на пласт.

По р. Дёсс семь косовых россыпей [57, 46, 45, 39, 37, 33, 30], в которых добыча золота производилась в 1910—1912 гг. золотопромышленником Липиным, хищниками и «вольными» старателями. Площади обрабатывавшихся россыпей не превышали 200×20 м при содержании золота до $400-500$ $мг/м^3$ на массу мощностью $0,2-0,6$ м.

Россыпь «косы Левобережной» по р. Дёсс [32] обрабатывалась в 1930—1940 гг. при содержании золота до 1 г/м³ на массу мощностью до 1 м.

В 1938 г. производилась паромная разведка долины р. Дёсс на участке $68-30$ км от устья (пройдено 44 майноват линии по $1-2$ майны в каждой ли-

нии), в результате которой выявлены следующие четыре аллювиально-русло-вые россыпи золота.

Россыпь в 19—50,5 км от устья [15] имеет протяженность около 12 км. Запасы золота 52,5 кг при содержании 438 мг/м³ на массу мощностью 0,87 м. Россыпь в 30 км от устья [41] представляет собой струю длиной не более 0,8 км. Запасы золота 12,5 кг. Содержание 370 мг/м³ на массу мощностью 1 м. Россыпь в 60 км от устья [8] протяженностью 1 км имеет запасы золота 5,8 кг при содержании 245 мг/м³ на массу мощностью 0,75 м.

Россыпь в 58 км от устья [12] имеет длину 0,8 км. Запасы золота равны 1,7 кг при содержании 335 мг/м³ на массу мощностью 0,55 м.

На 30-километровом участке нижнего течения р. Десс в 1939 г. было найдено 33 майновых лини, золото в русле в основном отсутствует и лишь иногда содержится в количестве до 82 мг/м³ на массу.

Россыпь по р. Ильдеус [14] — наиболее крупному притоку р. Десс — считается вырабатанной золотопромышленником Лапным в дореволюционное время. Содержание золота в россыпи колеблется от 972 до 6348 мг/м³ на пласт мощностью 0,4—1 м. Последующие разведки — в 1928—1929, 1935—1936, 1940—1941 гг. промышленных результатов не дали. Судя по ним, содержание золота в долине р. Ильдеус не превышает 64 мг/м³, лишь иногда достигая 164 мг/м³ на массу.

В бассейне р. Прав. Кохани известны две сравнительно крупные россыпи, разрабатывавшиеся в прежние времена — в долине р. Прав. Кохани и по р. Чер-стому [64] и по нижнему левому притоку р. Голачи [60].

Россыпь по р. Прав. Кохани [63] разведывалась в 1903 г. Моготским товариществом (Попов, Львов). В 1904—1905 гг. золотопромышленником Поповым было добыто 5,6 кг золота при содержании его от 2 до 15 мг/м³, мощности песков до 0,8 м и торфов до 2,5—3 м. Разведкой 1940—1941 гг. установлено, что россыпь имеет длину до 3,5 км, запасы золота равны 53,3 кг при среднем содержании 1480 мг/м³ на пласт мощностью 0,44 м и средней мощности тор-фов 3,76 м.

Россыпь по р. Черкес [61] — бывшему кт. Матвеевскому — начала разра-батываться в 90-х гг. прошлого столетия золотопромышленником Сорокиным. С 1903 по 1920 г. разрабатывалась различными лицами. Известно, что в 1900—1901 гг. и с 1904 по 1910 г. здесь добыто 49,305 кг золота при среднем содер-жании 1167—2604 кг на 1 т породы, мощности песков 0,5—1,8 м, торфов 1,8—3,2 м. Россыпь считается выработанной. В 1928—1929 гг. пройдено шесть ли-ний шурфов, которыми установлено, что содержание золота не превышает 170 мг/м³ на массу.

Россыпь по р. Бульбуга [77], относящемуся к бассейну р. Унахи, до 1928 г. обрабатывалась справа от русла на протяжении 250 м, в 1928—1931 гг. разрабатывалась одной шурфовой и шестью буровыми линиями. В 1931 г. здесь добыто 0,358 кг золота при содержании до 7473 мг/м³ на пласт.

Шлиховые пробы с золотом, отобранные при геологической съемке в 1951 и 1959—1961 гг., распределены на территории листа более или менее равно-мерно. Содержание золота в них колеблется от 1 до 12 зерен, размеры зер-рен — от 0,03 до 3 мм. В большинстве случаев золото представлено тонкими слабо окатанными пластинками, реже — неправильными зернами.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Олово

Олово в районе обнаружено только спектрометаллометрическим обследо-ванием. Как в донных, так и в делювиальных пробах оно встречается редко, обычно в количестве до 0,001%, иногда в разрозненных пробах содержание олова увеличивается до 0,006—0,008%. Более высокие содержания в кучно расположенных донных пробах позволили выделить небольшой поток рассея-ния олова.

Поток рассеяния в истоках р. Октаги [89], Повышенные содержания оло-

ва фиксируются в 10 пробах, отобранных через 120 м, из них 0,01% олова установлено в трех пробах, 0,02% — в двух, 0,03% — в трех, 0,06 и 0,3% — в двух. Поток рассеяния расположен в центральной части крупного массива раннемоловых биотит-роговообманковых гранитов, прорванных множест-вом мелких тел лейкократовых гранитов. С последними, вероятно, и связано проявление олова.

Вольфрам

Присутствие на территории листа шеелита выявлено шлиховым обследо-ванием. Шеелит обнаружен в 80 шлихах, основная часть которых образует в бассейне кт. Утанак четко выделяющийся ореол рассеяния. В бассейнах дру-гих рек редкие шлихи содержат от 1 до 10 зерен шеелита.

Ореол рассеяния в бассейне кт. Утанак [25] представлен 54 шлихами с содержанием в них шеелита от 15 до 150 зерен. Ореол находится на площади развития преимущественно гранат-биотитовых гнейсов туаданской свиты. Шее-лит, возможно, выносится из золотоносных кварцевых жил.

Молибден

Проявления молибдена установлены в районе минералогическим и стек-тральным анализом пяти штурфных проб, а также металлотермическим опро-бованием донных осадков и делювия. Единичные зерна молибдита обнару-жены в двух шлихах, отобранных по рр. Брыня и Утугай. В подавляющем большинстве спектрометаллометрических проб как донных, так и делювиаль-ных, молибден отсутствует, в некоторых разрозненных пробах содержание его колеблется от 0,0001 до 0,001%.

Проявление в левом борту р. Утугай [49] расположено на контакте биоти-товых гнейсов с жилой гранита. Вблизи контакта гнейсы милонитизированы. Мощность зоны милонитизации 20 см. В штурфной пробе (весом 0,27 кг) из этой зоны обнаружено 46 зерен молибдита.

Проявление в правом борту р. Утугай [26]. Единичные зерна молибдита выявлены в штурфной пробе окварцованных и ожесточенных биотитовых гней-сов, отобранной в зоне дробления мощностью до 50 м.

Проявление в правом борту р. Мулукити [70]. В штурфной пробе давле-ного обожренного роговообманкового гнейса, отобранной вблизи контакта с крупной интрузией раннемоловых гранодиоритов, установлены зерна молиб-денита.

Проявление в среднем течении р. Лев. Кохани. В делювиальных обломках катаклазированных метаморфизованных габброидов минералогическим анали-зом обнаружены единичные зерна молибдита. Проба отобрана вблизи кон-такта габброидов с покровом раннемоловых порфиров.

Проявление в левом борту р. Утугай [53] связано с зоной дробления и хлоритизации в раннепротерозойских гранитоидах. Содержание молибдена в зоне дробления составляет 0,001—0,01%, меди 0,01—0,1%.

Поток рассеяния на левобережье р. Туага [54] характеризуется присут-ствием молибдита в количестве 0,001% (15 проб) и 0,002% (четыре пробы). Пространственно и, очевидно, генетически этот поток рассеяния связан с ран-немоловыми гранодиоритами, прорывающими здесь метаморфизованные габ-броиды.

Лантан и церий

Минералы, содержащие эти редкие металлы (монанит и ортит) обнару-жены в количестве единичных зерен в незначительной части шлихов, но во всех частях района более или менее равномерно. Донные пробы с повышен-ным содержанием лантана и церия приурочены к юго-восточной части района. Там они образуют несколько потоков рассеяния.

Поток рассеяния по кт. Баралуэ [88] характеризуется присутствием лантана в пробах в количестве 0,01% (одна проба), 0,03% (две), 0,06% (семь), 0,1% (восемь), 0,2% (четыре), 0,3% (одна проба), перья — в количестве 0,03% (три пробы) и 0,1% (двенадцать проб). Участок сложен раннеметалловыми гранитоидами, с акцессорными минералами которых (монацитом или ортитом), очевидно, связаны повышенные содержания в пробах лантана и перья.

В потоке рассеяния по кт. Мулак и в истоках р. Канакта [80] содержания лантана равны 0,01 (девять проб), 0,02 (три), 0,03 (три пробы), перья — 0,1% (две пробы). На этом участке развиты главным образом раннепротерозойские гранитоиды, прорванные небольшими телами раннеметалловых лейкократовых гранитов.

Поток рассеяния на левобережье р. Прав. Кохани [87] фиксируется данными пробами, содержащими лантан в количестве 0,01% (шесть проб), 0,02 (одна), 0,03% (одна проба) и перья — в количестве 0,03% (одна проба) и 0,1% (две пробы). Участок сложен раннеметалловыми гранитоидами.

Торит

Торит обнаружен в 78 шлиховых пробах, отобранных в юго-восточной части листа. Подавляющее большинство этих проб концентрируется в бассейнах двух ключей, образуя крупный ореол рассеяния торита.

Ореол рассеяния в бассейне ключей Улапир и Нагады-Октаги [90]. В пределах района торит встречается почти во всех шлихах в количестве от единичных зерен (37 шлихов) до весового содержания (17 проб). Ореол расположен в поле развития крупной интрузии раннеметалловых гранодиоритов и гранитов, прорванных множеством мелких тел лейкократовых гранитов. Торит является, очевидно, акцессорным минералом в этих гранитоидах.

Ртуть

Киноварь обнаружена в единичных разрозненных шлихах, отобранных по рр. Ильдэу, Дёсу и Бранте, в количестве 1—3 зерен. Какой-либо закономерности в их распределении по площади не наблюдается.

НЕРУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горный хрусталь

Проявление горного хрусталя обнаружено на левом берегу р. Утугай [52]. Здесь в нескольких крупных дельтовидных глыбах сильно измененных, окварцованных раннеметалловых гранитов наблюдаются друзы горного хрусталя, выполненные многочисленными пустотами, размером до 2×3 см и трещинами шириной 2—3 см. Кристаллы горного хрусталя имеют правильную кристаллографическую форму, небольшие размеры (до 1,5 см в длину). Обычно они прозрачные, бесцветные или окрашенные в золотисто-желтый цвет.

Флюорит

Флюоритовая минерализация установлена в левом борту р. Утугай [52]. Она приурочена к зоне дробления мощностью 15 м в дайки гранодиорит-порфира. Многочисленные трещины шириной до 2—3 см выполнены молочно-белым кварцем и мелкими (до 2—3 мм в поперечнике) кристаллами флюорита бледно-сиреневого и бледно-зеленого цветов.

Барит

Барит в количестве до 100 зерен выявлен в штуфной пробе катаклазированного пермита, отобранной на правом берегу р. Утугай [28] и в обломках гранитизированных и катаклазированных габроидов, обнаруженных на правом берегу р. Прав. Кохани [52].

Слюда-мусковит

Жилы раннепротерозойских мусковитовых пегматитов инъекционно-метасоматического генезиса широко развиты на территории листа, но они, как правило, имеют незначительную мощность и содержат чешуйки слюды небольших размеров. Жилы мощностью до 2—5 м, содержащие кристаллы мусковита размером до 3×4 см, встречаются сравнительно редко.

В верхнем течении р. Бранты пегматитовые жилы образуют поле [21] размером $4 \times 1,5$ км, вытянутое в широтном направлении. В пределах поля находится не менее ста жил, вмещающими породами являются метаморфизованные габроиды и биотитовые гнейсы. Промышленные жилы единичны. Они, как правило, секущие, имеют мощность от 2 до 7 м. Падают они преимущественно на север под углами $40-50^\circ$. Наиболее мощные жилы характеризуются зональным строением. Преобладает блоковая структура, меньше развиты пегматидная и аллитовая структуры. Жилы сложены главным образом крупными (до 12 см) кристаллами микроклина (до 70%), молочно-белого кварца (15—20%). Мусковит присутствует в количестве до 15% в виде пачек толщиной до 2—5 см, размером до 15×15 см. Кристаллы мусковита бесцветные, без видимых минеральных включений, легко расщепляются на тонкие гибкие пластинки. Местами наблюдается слабая волнистость некоторых пачек слюды.

Пегматитовые жилы аналогичного строения, мощностью до 2—3 м с пластинками мусковита до 2—3 см в поперечнике встречаются и в других местах р. Бранты [проявление № 10, 31, 40].

В левом борту р. Утугай биотитовые гнейсы содержат жилы мусковитового пермита мощностью 5 м (проявление № 50). Димит падения жилы $65^\circ, 66^\circ$. Пегматит крупноблоковый, пластинки мусковита размером до 3×4 см образуют пачки толщиной до 4 см. Содержание мусковита достигает 10% объема породы.

Таким образом, можно видеть генетическую связь большинства проявлений с определенными породами, образовавшимися в определенные эпохи тектогенеза. Проявления железа и титана связаны главным образом с раннепротерозойскими метаморфизованными габроидами, частично — с паратрифидами. Присхождение их, по-видимому, различное — магматическое, аутометаморфическое, инфильтрационно-метасоматическое (связанное с переконцентрацией железа и титана в процессе мигматизации).

Никель, кобальт и хром приурочены к раннепротерозойским ультрабаазитам. Проявления мусковита находятся в жилах раннепротерозойских пегматитов. С гранитоидами раннеметалловых тектоно-магматического цикла непосредственно или пространственно связаны проявления свинца, олова, молибдена, горного хрусталя, флюорита. В раннепротерозойскую и раннеметалловую эпохи происходило образование минералов, содержащих лантан, церий и торий, но повышенные содержания редких земель и тория зафиксированы на участках развития раннеметалловых гранитоидов.

Проблема коренных источников и возраста золота на территории листа, как и в Становой области в целом, не решена окончательно. Еще в 1933 г. Д. С. Коржинский пришел к выводу о связи основной массы золота в Становой области с диафторитами, образовавшимися в результате пневматолитогидротермальной деятельности древнестановых гранитоидов. В. С. Соболев тогда же высказал мысль о существовании значительной золотой минерализации, связанной с мезозойским тектоно-магматическим циклом. Существование мезозойской золотонесущей эпохи, кроме протерозойской, было подтверждено М. И. Ишкисоном (1955). В настоящее время некоторые геологи (Казмин и др., 1962) золотонесущую, связанную с раннепротерозойской эпохой, считают проблематичной. Многие исследователи рассматриваемого района (П. В. Риппас, Э. Э. Анерт, Б. А. Сыропатов, З. А. Самоделок, П. А. Сушков) предполагают связь золота с зонами окварцевания, пегматит-аллитами и амфиболитами. П. А. Сушков, основываясь на данных пробного анализа, кроме того связывал золото с дайками мезозойских кварцево-диоритовых порфитов. Опробование на золото многих зон окварцевания и пегматизации в процессе последующих геологосъемочных работ не дало положительных результатов.

Однако, учитывая данные П. А. Сушкова, пространственную приуроченность наиболее крупных россыпей золота к региональным субширотным разломам, контролирующимся зонами дробления и пиритизации, а также расположение этих россыпей вблизи интрузий раннекаменноугольных гранитоидов, можно присоединиться к мнению Ю. В. Казмина и др. (1962) о том, что в Британском золотом узле (куда входят, очевидно, весь рассматриваемый район) россыпи обязаны своим происхождением главным образом золотому оруденению пид-рогматического генезиса мезозойской эпохи, проявившемуся в зонах дробления и пиритизации. Отсутствие золота в большинстве проб из этих зон можно считать за счет недостаточного детального опробования их и, возможно, за счет недостаточной точности анализов. Пространственная приуроченность большинства россыпей золота к раннепротерозойским образованиям может быть объяснена тем, что последние явились лишь благоприятной вмещающей средой для локализации мезозойского оруденения.

Практическое значение на территории листа могут иметь никель, мусковит, давно установлено промышленное значение золота.

Наиболее перспективными в отношении никеленосности являются участки в верхнем течении р. Брянтъ, где в ультрабазитах выявлены вкрапленные сульфидные руды ликвидноно-магнетического типа с содержанием сульфидов до 10% и промышленным содержанием никеля (до 0,3%). Наличие на этих участках промышленных концентраций никеля вполне вероятно. Небольшие поисковые работы проведены на массивах ультрабазитов между речью Ильдус — Брянтъ и бассейна р. Утатан. Учитывая то, что на этих площадях установлены ореолы рассеяния никеля с таким же содержанием никеля, как и в верхнем течении р. Брянтъ, они заслуживают интереса представителям геологических предприятий в верхнем течении р. Брянтъ, где в жилах мощностью до 2—7 м мусковит содержится в количестве до 15% в виде пластинок до 15 см в поперечнике. Это поле входит в Зейско-Нижинскую петмитоносную зону, на необходимость изучения которой обратил внимание В. А. Махнин (1962). Учитывая возможность обнаружения в северо-западной части района промывленных месторождений никеля и мусковита, эта площадь рекомендуется для постановки поисковых работ м-ба 1:50 000.

Как уже отмечалось, основное золотое оруденение на территории листа приурочено, очевидно, к зонам дробления и пиритизации. Коренные проявления такого типа из-за неравномерности распределения и незащитительного содержания золота, имеют значение лишь как источники небольших промышленных в 30-х годах были довольно детально описаны, поэтому обнаружение в их долинах новых россыпей золота маловероятно. Почти не разведывались долины рр. Лев и Прав. Кохани. Вместе с тем в местах пересечения этими реками крупных зон расщеливания, катаклаза и разломов (в нижнем течении р. Прав. Кохани и в среднем и верхнем течении р. Лев. Кохани) во многих шпихах обнаружено золото, благоприятные геоморфологические условия, поэтому на этих участках долин рекомендуются поиски россыпей золота.

Район в целом перспективен на возможность обнаружения в нем интересных проявлений титана (в виде россыпей ильменита), редких земель и тория (в виде россыпей монацита). Не исключена возможность обнаружения месторождений тория в пневматолито-гидротермальных жильных образованиях раннекаменноугольных гранитов, широко развитых в пределах ореола рассеяния этого минерала. Геологическая обстановка района (обилие основных пород, тесно ассоциирующих с гранитоидами) очень благоприятна для накопления в продуктах пневматолито-гидротермальной переработки осадочных пород скандия (содержание скандия в метаморфизованных табродинах местами в десять раз превышает кларковое).

Поиски же этих металлов рекомендуются лишь в комплексе с поисковыми работами на более перспективные полезные ископаемые (россыпи золота, никель, мусковит).

Многочисленны на территории листа проявления желва. Наиболее крупное из них (линия магнетитовой руды мощностью до 4 м, длиной 12 м, с со-

держанием железа до 35%) на аэромагнитной карте соответствует аномалии в 1000 γ. Учитывая то, что на территории района максимальная напряженность магнитного поля равна 3000 γ, а на территории листа N-52-X месторождение магнетитовой руды с запасами в 1168 млн. т, соответствующее аномалии в 19 500 γ, в настоящее время практического значения не имеет (Сысоев, Югай, 1961), обнаружение промышленных месторождений железа в данном районе можно считать мало вероятным.

Геологическое строение территории листа позволяет признать ее в целом перспективной на молибден несмотря на то, что промышленно интересных проявлений его еще не обнаружено.

Проявления других полезных ископаемых (свинца, олова, меди, горный хрусталь, флюорит), приуроченные к зонам трещиноватости и дробления, также незначительны.

По имеющимся материалам, территория листа не представляется первоочередной для поисков этих полезных ископаемых.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Территория листа входит в горно-складчатую гидрогеологическую область хр. Станового, расположенную в зоне вечной мерзлоты с таликами, в которой на глубине 10—15 м температура грунта колеблется от 5 до —1,5° С. Гидрогеологические условия района поэтому весьма своеобразны: для него характерны подземные воды, связанные с вечной мерзлотой — надмерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. Из них непосредственному наблюдению на дневной поверхности доступны только надмерзлотные воды. Судить же об условиях залегания, режиме и качестве межмерзлотных и подмерзлотных вод без глубоких горных разработок невозможно.

Надмерзлотные воды широко распространены в пределах деятельного слоя рыхлых отложений речных террас, аллювиально-делювиальных образований водораздельных пространств, кроме того, они заключены в трещинах изверженных и метаморфических пород. Мощность деятельного слоя изменяется в зависимости от экспозиции склонов: на южных склонах и, очевидно, под русловыми потоками крупных рек она достигает 2—3 м, на северных склонах и в заболоченных долинах — не превышает 0,5 м. Таким образом, по условиям залегания надмерзлотные воды района могут быть разделены на грунтовые воды аллювиальных отложений речных долин, элювиально-делювиальных образований склонов и водоразделов, а также трещинные воды массивов изверженных и метаморфических пород.

Воды аллювиальных отложений распространены главным образом в пойменных отложениях рек и ручьев, меньше — в надпойменных террасах. Песчано-галечниковый состав террасовых отложений, почти полное отсутствие в их составе глинистых прослоев и глин способствуют инфильтрации атмосферных осадков и увеличению запасов подземных вод в дождливые периоды лета. Водопорный ложем для грунтовых вод террасовых отложений служат породы покровов террас, а также слои вечномерзлотных пород. На поверхности или в участках террас встречается иногда родники с дебитом 0,3—0,5 л/сек. Воды элювиально-делювиальных образований склонов и водоразделов залегают на вечной мерзлоте. Дебиты родников, выходящих в пределах развитых атмосферных осадков. Дебиты родников, выходящих в пределах развитых элювиально-делювиальных образований, незначительны, порядка сотых, реже десятых долей литра в секунду, качество воды хорошее.

Трещинные воды изверженных и метаморфических пород тесно связаны с системами сопряженных трещин различного происхождения (эндо- и экзогенных). Часть этих вод, приуроченная к трещинам отдельностей выветривания и залегающая на небольшой глубине, относится к категории надмерзлотных. Эти воды участвуют в питании поверхностных водотоков в летнее время: дебиты их незначительные (до 1 л/сек). Воды, циркулирующие по трещинам глубокого заложения и многочисленным зонам тектонических нарушений, род-

ники которых выходят в береговых обрывах высотой 20—25 м, возможно, являются межмерзлотными или подмерзлотными.

Режим надмерзлотных вод тесно связан с ходом сезонного промерзания и оттаивания грунтов. Водообильность их зависит от количества выпадающих атмосферных осадков. Несмотря на то, что район хорошо дренируется довольно глубоко врезанными долинами крупных рек, после весеннего снеготаяния и в конце лета в период продолжительных дождей и максимального оттаивания почвы инфильтрация превышает подземный сток, что приводит к повышению уровня вод, заболачиванию речных долин, склонов, а иногда и водоразделов. Летом надмерзлотные воды неглубокие, зимой при промерзании торфяных пород в водах возникает напор, способствующий образованию некоторых мест бугров всучивания (в долинах р. Дёсс, р. Амунчаи, Намичи), трещин на поверхности земли и сезонных наделов мощностью до 1 м, наблюдавшихся по долине рр. Лев. и Прав. Кокани, ручьям Ильдус, Ута-Навалов. Подейский, Намичи и др. К середине конулы ноля надели обычно растаивают. С деятельностью надмерзлотных вод связаны солифлюкционные явления, ведущие к образованию характерных ступенчатых склонов с уступами высотой 0,5—1 м, редко 1,5 м и шириной до 30—50 м.

По своим особенностям надмерзлотные воды пресные, без цвета и запаха, обладают хорошими вкусовыми качествами. Но они носят сезонный характер, так как в условиях холодной и малоснежной зимы сезонная мерзлота почти везде, за исключением отдельных таликов, сплывается с многолетней мерзлотой; водообильность этого типа вод невелика, поэтому они не могут служить для целей крупного круглогодичного водоснабжения. Более обильными и с более постоянными дебитами должны быть межмерзлотные и подмерзлотные воды, приуроченные к зонам крупных тектонических нарушений, широко развитых в районе. Однако какие-либо фактические данные об этом отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Айнберг Л. Ф. К проблеме петрологии кристаллического докембрия Южно-Енисейского кража. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол. 36, № 5, 1959.

Анерт Э. Э. Маршрутные исследования в западной части бассейна реки Зей. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Амурско-Приморский золотоносный район, вып. X 1910.

Билибин Ю. А. Основы геологии россейей. 1956.

Блисковский В. З., Юдович Д. Э. О генезисе амфиболитов центральной части хр. Тасхатах. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Якутской АССР, вып. IV, 1961.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И. О возрасте пематитов Станового комплекса. «Геология», 1960, № 5.

Гимельфарб Г. В., Калганов Е. Н., Федоров Е. Е. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, сер. Становая, лист N-52-III, 1963.

Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.

Дзевановский Ю. К. Мезозойские гранитоиды хр. Станового и их структурное положение. Иф. ст. ВСЕГЕИ, № 7, 1959.

Дзевановский Ю. К. Джугджуро-Становая складчатая область. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, 1958.

Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского шита и хребта Станового. МГК, XXI сессия, докл. советских геологов, проблема IX, АН СССР, 1960.

Другова Г. М., Неелов А. Н. Полиметаморфические докембрийские образования южной части Алданского шита и Станового хребта. Тр. ДАГЕД, вып. 11, 1960.

Кац А. Г., Бородин В. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, сер. Становая, лист N-52-1, 1963.

Косутай А. Основные породы на севере гнейсового поля центральной части метаморфической зоны Хита (во взаимоотношении с метаморфизмом и гранитизацией). Рефер. журн. «Геология», 1961, № 6, реферат № 65 365.

Коржинский Д. С. Пересечение Станового хребта по Амуро-Якутской магистральной и его геологические комплексы. Тр. ВНИГРИ, вып. 41, 1935.

Красный Л. И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Ленинград, 1960.

Красный Л. И., Кириков Д. А., Мошкин В. Н., Нагибина М. С., Сей И. И. Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:1 000 000, лист N-52, Зей, 1960.

Красный Л. И. Юрские и меловые гранитоиды в хребтах Становом, Джугджуре, Прибрежном и вопросы магматизма интрузивных областей. Изв. ВШ. Уч. завед., отд. геол. и разв., 1960, № 3.

Лебедев В. И. Процессы изменения основных пород (в связи с проблемами гранитизации). Вестник ЛГУ, 1955, № 4.

Матес, К. Ремер. Амфиболиты и роговообманковые гнейсы средней части кристаллических пород Пред-Шпесарта и их петрогенетическое положение. Рефер. журн. «Геология», 1956, № 3, реферат № 2920.

Махинин В. А. Мусковитовая минерализация в пематитах Станового хребта. «Советская геология», 1962, № 5.

Мошкин В. Н., Альбов Ю. А. Основные черты мезозойского интрузивного магматизма восточной части Становика. Иф. сб. ВСЕГЕИ, № 17, 1959.

Нагибина М. С., Болховитина Н. А. Стратиграфия мезозойских отложений верхнезейского прогиба. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1960.

Расказов Ю. П. Стратиграфия докембрия хр. Тукурингит. Совет. по разраб. стратигр. схем Забайкалья (тезисы докладов). Ленинград, 1961.

Рипас П. Б. Геологическая карта Зейского золотоносного района. Описание листа III-2, 1900.

Семенов Н. П. Вулканизм и метаморфизм украинского кристаллического массива. Задачи дальнейшего изучения вулканизма и метаморфизма. В кн. «Геология СССР», т. 5, ч. 1, 1958.

Синха. О явлениях каменного метасоматоза в роговообманковых сланцах района Баракана, округ Хазарибат, штат Бихар, Индия. Рефер. журн. «Геология», 1960, № 12, реферат № 26680.

Судовиков Н. Г. Тектоника, магматизм, мигматизация и гранитизация пород Ладжской формации. Тр. ДАГЕД, вып. 4, 1954.

Судовиков Н. Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. Вестн. ЛГУ, 1959, № 6.

Судовиков Н. Г., Неелов А. Н. О возрасте Станового комплекса. Тр. ДАГЕД, вып. 12, 1961.

Федоровский В. С., Малостовский Э. М. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Становая, лист N-52-XIV, 1961.

Харме. Примеры гранитизации плутонических пород. Рефер. журн. «Геология», 1959, № 10, реферат № 20948.

Чемков Ю. Ф. Геоморфология и верхнезевитинские отложения Верхне-Зейской депрессии. В сб. Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., 1957, вып. 2.

Шиханов В. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, серия Джугджурская, лист N-53-III, 1962.

Шоу. Некоторые рекомендации относительно номенклатуры метаморфических пород. Рефер. журн. «Геология», 1960, № 11, реферат № 23468.

Энел. Прогрессивный метаморфизм амфиболитов, северо-западная часть Андрицанских гор, Нью-Йорк. Рефер. журн. «Геология», 1959, № 11, реферат № 23250.

Фондовая

Глуховский М. З., Михайлов Б. А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Ниж. Джалинда, Бол. Даярка и верховьев

Р. Брянт. Лист N-52-II. Отчет о работе партий № 2 и № 3 за 1961 г., 1962. Зубков В. Ф. Геологическое строение бассейнов рек Мульмуги, Мульмукана, Кохани и верховьев рек Утугай и Брянт (Мульмутинская геологическая партия № 523, 1953, 1954).

Игнатьев Г. Г., Фиженко В. В. и др. Отчет об аэропоисковых и наземных работах, проведенных партией № 16 в 1959 г. в северной части Амурской области.

Ильинсон М. И. Общие черты эндогенной металлогении Приамурья и сопредельных частей Дальнего Востока, 1955.

Казмин Ю. В., Кричевец В. И., Носова О. М. Объяснительная записка к сводной геоморфологической карте и карте золотосности района Станового хребта м-ба 1:500 000. Листы O-51-XXXXI-XXXXVI, N-50-VI, N-51-VI, N-52-VI, партия № 11, экз. № 8, ВАГТ, 1962.

Кац А. Г. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые области Станового хребта в пределах верхних течений рек Сугом, Гилой и Унахи. (Отчет о работе партии № 1 ВАГТ за 1961 г.), 1962.

Красный Л. И., Чемяков Ю. Ф. Геология, геоморфология и полезные ископаемые юго-западной части Прибрежного хребта (Отчет о геологических съемочных работах в м-бе 1:200 000 и 1:100 000 на листе N-53 в 1961 г.), 1962.

Кулинов В. А., Храмов М. В. Отчет по поисковым работам на никель, проведенным в 1962 г. в Зейском районе Амурской области (Луганская партия), 1963.

Левченко В. А. Отчет Брянтинской геологосъемочной партии № 345 о геологических исследованиях в средней и нижней частях бассейна рек Брянта, Унаха и Утугай в 1951 г., 1952.

Марченко Г. Г., Мошкин В. Н., Заморев В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Тока и Зен (Отчет о работах Токской партии в 1957 г.), 1958.

Махинин В. А., Печинская Г. А. Объяснительная записка к карте редкометалльных перматитовых полей Дальнего Востока м-ба 1:250 000 (листы O-51, O-53, N-51, N-52, N-53, N-54, M-53), Верхне-Зейская тематическая партия, 1959, 1960.

Минеев Е. В. Отчет о геологопоисковых исследованиях в бассейне верхнего течения р. Брянт и среднего течения р. Десс, произведенных Брянтинской партией № 505 № 1953, 1954.

Мошкин В. Н. Доклад о восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур (кандид. диссерт.), 1962.

Мошкин В. Н., Альбов Ю. А., Борисов В. М., Заморев В. В. Геологическое строение и полезные ископаемые р. Удхын и бассейна верхнего течения р. Май-Подовинной, 1956.

Нестеренко С. П., Фадеев В. А., Пивченко Н. П., Хрушинский Л. А., Щербак Л. И. Отчет о комплексной геологической съемке в северо-западной части листа N-52-VIII (Брянтинская партия, 1959), 1960.

Нестеренко С. П. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа N-52-VIII (Отчет о работах Брянтинской партии в 1960 г.), 1961.

Расказов Ю. П. Геологическое строение юго-восточной части листа N-52-XIX (Усть-Урянская партия, 1958), 1959.

Самодельок З. А. Отчет о работах Брянтинской геологопоисковой партии прииска Дамбуки в районе бассейна рек Брянт и Утугай, 1941.

Подоптелов О. Н. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-западной части листа N-52-IX (Отчет о результатах работ Мульмутинской партии за 1961 г.), Хабаровск, 1962.

Самусин А. И., Самусина С. Н. Отчет о редакционно-уязвочных маршрутах м-ба 1:200 000 поисковых и тематических работ Соловьевской партии за 1960 г. (лист N-51-XVII), 1961.

Скатынский Ю. П. Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточной и центральной частей листа N-52-XIII, 1961.

Сушков П. А. Предварительный отчет Брянтинской геологопоисковой партии Амурской экспедиции за 1946 г., 1947.

Сыропятов В. А. Отчет о проверке заявки на золото на р. Ср. Кохани, 1941.

Сысоев В. А., Югай Т. А. Отчет о результатах геологопоисковых работ на железо, проведенных в бассейне рек Тока, Сивакана, Суджара (Токская поисковая партия, 1960), 1961.

Фадеев В. А., Нестеренко С. П. Отчет о геологической съемке и редакционно-уязвочных работах в западной части листа N-52-VIII (Брянтинская партия, 1961), 1962.

Щека С. А., Зимин С. С. Материалы по никеленосности габбро-дикутовой формации Станового хребта. Инф. отчет по работам 1960—1962 гг. ДПИСО ДВФ АН СССР. Владивосток, 1963.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1
СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЛИСТА N-52-VIII

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1		Кадастры россыпных месторождений золота за 1944—1947 гг.	1948	Фонды треста «Амурзолот», г. Свободный
2		Материалы ГРО прииска Дамбуки	1960	То же
3	Зубков В. Ф., Минеев Е. В., Онопrienко М. С.	Отчет по поисковым разведочным работам Верхининской партии № 438 за 1952 г.	1953	Фонды ДВГУ, № 04036, г. Хабаровск
4	Зубков В. Ф.	Геологическое строение бассейна рек Мульмуги, Мульмугакан, Кохани, верховья рек Утугай и Брянты (Мульмутинская геолого-съемочная партия № 523, 1953 г.)		Там же, № 04379
5	Кулинов В. А., Храмцов М. В.	Отчет по поисковым работам на никель, проведенным в 1962 г. в Зейском районе Амурской области (Тучанская партия)	1963	Там же,
6	Левченко В. А.	Отчет Брянтинской геологосъемочной партии № 345 о геологических исследованиях в средней и нижней части бассейна рек Брянта Унаха и Утугай в 1951 г.	1952	Там же, № 3767
7	Левыкин Н. Ф.	Геолого-историко-экономическое описание объектов добычи и разведки россыпного золота, расположенных на территории западной (центральной) части Дамбукинского прииска треста «АМУРЗОЛОТО»	1947	Там же, фонд № 06483

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материалов, его фондовый номер или место издания
8	Махнин В. А., Печинская Г. А.	Объяснительная записка к карте редкометаллических петмагитовых полей Дальнего Востока м-ба 1:2500 000 (листы О-51, О-53, N-51, N-52, N-53, N-54, М-52, М-53 и М-52 (Верхне-Зейская тематическая партия, 1959 г.)	1960	Фонды ДВГУ г. Хабаровск № 8264
9	Минеев Е. В.	Отчет о геологопоисковых исследованиях в бассейне верхнего течения р. Брянты и среднего течения р. Десс, произошедшихся Брянтинской партией № 505 в 1953 г.	1954	Там же, № 4347
10	Нестеренко С. П., Фадеев В. А., Пивченко Н. П., Хрушинский Л. А., Щербак Л. И.	Отчет о комплексной геологической съемке в северо-западной части листа N-52-VIII (Брянтинская партия, 1959 г.)	1960	Там же, № 08418
11	Нестеренко С. П.	Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части листа N-52-VIII (отчет о работах Брянтинской партии в 1960 г.)	1961	Там же, № 08878
12	Сушков П. А.	Предварительный отчет Брянтинской геологической партии Амурской экспедиции за 1946 г.	1946	Там же, № 06477
13	Сыропятов Б. А.	Отчет о проверке закладки на золото на р. Ср. Кохани	1941	Там же, № 01593
14	Шека С. А., Зимин С. С.	Петрология и рудоносность основных и ультраосновных пород юга Дальнего Востока	1962	Там же,

ПРИЛОЖЕНИЕ 2
СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-52-VIII КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использования зованного материала по списку (прилож. 1)
Благородные металлы					
Золото					
85	IV-2	к.т. Банкачи	Не эксплуатируется	Р	7
29	II-1	р. Брянта, в 48 км выше устья р. Десс (коса Кравцова)	То же	Р	7
34	II-1	р. Брянта, в 42 км выше устья р. Десс (коса Ракова)	" "	Р	7
36	II-1	р. Брянта, в 38 км выше устья р. Десс	" "	Р	7
44	II-1	р. Брянта, в 26 км выше устья р. Десс	" "	Р	7
73	IV-1	р. Брянта, в 0,1 км выше устья р. Улагин	" "	Р	7
74	IV-1	р. Брянта, в 0,1 км ниже устья р. Улагин	" "	Р	7
76	IV-1	р. Брянта, в 11 км ниже устья р. Улагин	" "	Р	7
79	IV-1	р. Брянта, в 18 км ниже устья р. Улагин (коса Седло—Левобережная)	" "	Р	7
77	IV-1	р. Бульбутака	" "	Р	7
32	II-1	р. Десс, в 43 км от устья (коса Левобережная)	" "	Р	7
57	III-1	р. Десс, в 1 км от устья (коса левого берега)	" "	Р	7
46	II-1	р. Десс, в 15 км от устья (коса правого берега)	" "	Р	7
45	II-1	р. Десс, в 20 км от устья (коса правого берега)	" "	Р	7

Продолжение прилож. 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использования зованного материала по списку (прилож. 1)
39	II-1	р. Десс, в 36,5 км от устья (коса правого берега)	Не эксплуатируется	Р	7
37	II-1	р. Десс, в 38 км от устья (коса левого берега)	То же	Р	7
33	II-1	р. Десс, в 43,5 км от устья (коса левого берега)	" "	Р	7
30	II-1	р. Десс, в 45,5 км от устья (коса правого берега)	" "	Р	7
72	IV-1	руч. Дубровинский	" "	Р	7
14	I-1	руч. Ильдеус	" "	Р	7
64	III-3	руч. Каменистый	" "	Р	12
60	III-3	Нижний левый приток р. Готанчи	" "	Р	13
27	I-3	руч. Михайловский	" "	Р	7
63	III-3	руч. Прав. Кохани	" "	Р	13
82	IV-2	руч. Рубановский	" "	Р	7
71	IV-1	р. Улагин	" "	Р	1, 7
83	IV-2	р. Утугай	" "	Р	7
23	I-2	р. Утугай, в 4,5 км ниже устья р. Утанак	" "	Р	7
51	II-2	р. Утугай, в 47,5 км ниже устья р. Утанак (коса Опаринская)	" "	Р	7
22	I-2	р. Утугай, в 7,5 км ниже устья р. Утанак	" "	Р	7
61	III-3	р. Черкес (б. руч. Матвеевский)	" "	Р	7

ПРИЛОЖЕНИЕ 3
СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-52-VIII КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
86	IV-2	р. Банкачи-Салтырь	Не эксплуатируется	Р	7
7	I-1	р. Брянта, в 67 км выше устья р. Десс (Увальная россыпь)	То же	Р	1, 7
84	IV-2	Водораздел ручьев Банкачи и Рубановского (Наторная марь)	"	Р	7
15	I-1	р. Десс, в 39—50,5 км от устья	"	Р	7
41	II-1	р. Десс, в 30 км от устья	"	Р	7
8	I-1	р. Десс, в 60 км от устья	"	Р	7
12	I-1	р. Десс, в 58 км от устья	"	Р	7
81	IV-2	р. Камит	"	Р	7
78	IV-1	р. Сиваки	"	Р	7

ПРИЛОЖЕНИЕ 4
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
Черные металлы				
<i>Магнетитовые руды</i>				
11	I-1	Водораздел р. Амнуначи и р. Ильдеус	Обломки биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов с вкрапленностью магнетита и титаномагнетита	10
9	I-1	Левый борт р. Брянтты	Линза магнетита	10
75	IV-1	Правый борт р. Брянтты	То же	6
17	I-2	Левый борт р. Брянтты	Шлир магнетита в габбро	10
42	II-1	Левобережье р. Брянтты	Обломки амфиболового гнейса с вкрапленностью магнетита	10
48	II-2	Там же	Обломки метаморфизованных габброидов с вкрапленностью титаномагнетита	10
4	I-1	Правый борт р. Десс	Вкрапленность титаномагнетита в габбро-амфиболите	10
3	I-1	Левый берег р. Десс	Глыбы габбро-амфиболита с вкрапленностью магнетита и титаномагнетита	10
2	I-1	Истоки р. Ильдеус	Обломки габбро-амфиболита с вкрапленностью магнетита	10
<i>Титан</i>				
65	III-4	Водораздел рр. Лев. Кохвани и Намничи	Плоск габбро-амфиболита с вкрапленностью ильменита	11

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
------------	------------------------	---	---------------------------	---------------------------------------

Цветные металлы

67	III-4	<i>Медь</i> Бассейн р. Мульмути	Ореол рассеяния	
47	II-1	<i>Свинец</i> Левый борт р. Бранты	Галенит в протолочке катаклазированного кварцевого порфира	10
6	I-1	Левый борт р. Десс	Вкрапленность галенита в окварцованных метаморфизованных габброидах	9
56	II-4	Левобережье р. Кохани	Спектрометаллометрический ореол рассеяния	11
68	III-4	Бассейн р. Мульмути	То же	11
69	III-4	Левый борт р. Мульмути	Галенит в протолочке катаклазированного метаморфизованного габбро	11
59	III-3	Среднее течение р. Прав. Кохани	Спектрометаллометрический ореол рассеяния	11
24	I-2	Левобережье руч. Рыбного	Галенит в протолочке полеволупатово-кварцевой породы	10
54	II-2	Левый борт р. Утугай	Галенит в протолочке раннеметаллового гранита	10
18	I-2	<i>Никель</i> Правый берег р. Бранты	Мелкая вкрапленность пегматидита в жилах пироксенитов и перидотитов	5, 14
19	I-2	Левобережье р. Бранты	Вкрапленность пирротина и пентландита в жилах ультрабазитов	5
1	I-1,2	Бассейн левых притоков р. Бранты	Спектрометаллометрический ореол рассеяния	11
16	I, II-1,2	Бассейн р. Бранты	То же	11
20	I-2,3	Среднее течение р. Утанак	"	11

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
------------	------------------------	---	---------------------------	---------------------------------------

Благородные металлы

13	I-1	<i>Золото</i> Левый борт р. Десс	Следы золота в окварцованном пиритизированном граните	12
35	II-1	Левобережье р. Десс	Следы золота в измененном порфирите	12
43	II-1	Левый борт р. Десс	Следы золота в пегматите	12
38	II-1	Правый борт р. Десс	Следы золота в пиритизированном гнейсе	12
5	I-1	Там же	Следы золота в пидитизированных габброидах с прожилками кварца	12

Редкие металлы

89	IV-4	<i>Олово</i> Истоки р. Октагити	Спектрометаллометрический ореол рассеяния	11
25	I-3	<i>Вольфрам</i> Бассейн р. Утанак	Ореол рассеяния шеелита	10
66	III-4	<i>Молибден</i> Правый борт р. Лев. Кохани	Вкрапленность молибденита в обломках катаклазированных метаморфизованных габброидов	11
70	III-4	Правый борт р. Мульмути	Молибденит в протолочке обожженного роговатообманкового гнейса	11
54	II-2	Левобережье р. Тутулай	Спектрометаллометрический ореол рассеяния	10
49	II-2	Левый борт р. Утугай	Молибденит в протолочке мидонитизированного гнейса	10

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
26	I-3	Правый борт р. Утугай	Молибденит в прото- лочке окварцованного биогитового гнейса	10
58	III-2	Левый борт р. Утугай	Молибден установлен спектральным анализом в раннепротерозойских гранитоидах	6
88	IV-4	<i>Лантан и церий</i> Бассейн р. Баралус	Спектрометромет- рический ореол рассея- ния лантана и церия	11
80	IV-2	Бассейн р. Мутак и исток р. Ковакта	То же	11
87	IV-3	Правобережье р. Прав. Кохани	То же	11
90	IV-4	<i>Торий</i> Бассейн рр. Улатир и Надлы-Октагли	Ореол рассеяния тория	11

Неметаллические полезные ископаемые

55	II-2	<i>Горный хрусталь</i> Левый борт р. Утугай	Друзы кристаллов гор- ного хрусталя в пустотах и трещинах в лейкорда- товых раннеметаморфиче- ских порфирах	10
52	II-2	<i>Флюорит</i> Левый борт р. Утугай	Кварцев-флюорито- вые прожилки в грано- диорит-порфирах	10
62	III-3	<i>Барит</i> Правый берег р. Прав. Кохани	Барит в протолочке ка- тактазированных габ- броидов	11

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку
28	I-4	Правый берег р. Уту- гай	Барит в протолочке катактазированных пер- матита	11
21	I-2	<i>Слюда-мусковит</i> р. Брянта, в 85 км выше устья р. Десс	Мусковит в перматито- вых жилах	8, 10
10	I-1	р. Брянта, в 70 км выше устья р. Десс	То же	10
31	II-1	Правый борт р. Брян- ты, в 48 км выше устья р. Десс	То же	10
40	II-1	Правый борт р. Брян- ты, в 34 км выше устья р. Десс	То же	10
50	II-2	Левый борт р. Утугай	То же	10