

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ ДЖУГДЖУРСКАЯ

Лист 0-53-XXXX

Объяснительная записка

Составители: *В.И. Гольденберг, И.Д. Пузичева,*
Г.Ф. Григораш, Б.С. Неводин
Редактор *В.М. Мордасев*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
7 мая 1964 г., протокол № 21

МОСКВА 1969

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа 0-53-ХХХУ ограничена координатами $56^{\circ}00'$ - $56^{\circ}40'$ северной широты и $136^{\circ}00'$ - $137^{\circ}00'$ восточной долготы и по административному делению относится к Ано-Майскому району Хабаровского края.

На юго-востоке описываемой площади располагается вытянутый в северо-восточном направлении хребет Джугджур, который представляет собой высокое плоскогорье с абсолютными отметками 1400-1600 м, с редкими глубоко врезанными (600-800 м) долинами рек. Параллельно хребту Джугджур, к северу от него, протягивается Кульдуми-Тунум-ская горная цепь с абсолютной высотой вершин 1000-1200 м, которая характеризуется глубокой расчлененностью (превышения достигают 500-600 м). Предгорье Кульдуми-Тунумской цепи, в бассейне р. Мотари, и юго-восточной склон хребта Джугджур, в бассейне р. Лантарь, отличаются более слабой расчлененностью (200-400 м), невысокими (700-900 м) водоразделами с мягкими плавными очертаниями и пологими склонами широкими, часто заболоченными долинами.

Речная сеть района принадлежит, с одной стороны, бассейну р. Мая (реки Ватомга, Магей и др.), с другой - бассейну Охотского моря (реки Лантарь, Муге). Главной водной артерией является р. Ватомга (правый приток р. Мая), протекающая в субширотном направлении по северной части района. Ширина русла колеблется от 40 до 60 м, скорость течения равна в среднем 1,7 м/сек, глубина 2-3 м, река 0,5 м. Главными притоками Ватомги являются реки Овандужа, Айги, Улеска, Нюбку, Тунум, Мотара, дренирующие большую часть описываемой территории. Вдоль по величине река Магей впадает в р. Майкакан. Протекая на юго-западе района в субмеридиональном направлении, она принимает притоки: реки Огоньго, Куна, Чепталон, Игатаца, Б. Ардуган. Скорость течения р. Магей равна 1,5 м/сек, глубина 1-2 м, ширина русла 40-50 м.

Наиболее крупные реки района имеют извилистые русла и широкие (порядка 1,5-5,0 км), хорошо разработанные долины. Реки восточного склона хребта Джугджур: - Мугъ, выходящие в Охотское море, Эретенджа и Оентогин имеют чрезвычайно глубокий врез (до 1000 м), каньонообразные долины (ширина 0,2-0,5 км) с невырастанными продолжительными профилям. Сама река Ланггарь в пределах описываемой территории имеет широкую долину, широкое (до 60-70 м) извилистое русло и глубины, достигающие 1,5 м.

Питание рек осуществляется главным образом за счет весеннего снеготаяния и летних дождей. В наиболее сухой период, в начале лета, крупные реки сильно мелеют, мелкие водотоки пересыхают. Такая же картина наблюдается и поздней осенью. Замерзают реки, как правило, в ноябре, вскрываются в мае. Имеется много небольших озер, преимущественно ледникового происхождения - зани-мавших понижения между моренными холмами. Скопления таких озер приурочены к долинам верхнего течения рр. Батомга, Улеска, Малгей, Тунум. Кроме того, в долине р. Батомга наблюдаются небольшие ставочные озера.

Климат описываемой территории, особенно ее северо-западной части, характеризуется резкой континентальностью. Среднегодовая температура равна 11,0°^х, абсолютная температур достигает 87°С. Зима длится с октября по апрель. Средняя температура морозного периода - 26°, минимальная температура - 56,2° (1956 г.). Весна очень кратковременная и поздняя; в апреле средняя температура имеет отрицательное значение. Лето относительно теплое, но довольно короткое; максимальная температура достигает +30°, средняя температура летних месяцев равна +13°. Количество осадков, выпадающих за год, не превышает 500 мм. Распределение осадков по отдельным месяцам крайне неравномерно, на апрель-июнь приходится 40%, а на январь-март - всего 8% годовой суммы осадков. Летние осадки, связанные с муссонными восточными ветрами, выпадают в виде моросей дождей и реже имеют ливневый характер. На хребте Джугджур и в наиболее высоких участках Кулдуми-Тудумской цепи нередки туманы.

Мелкошумный снежный покров при средней годовой температуре ниже нуля способствует сильному промерзанию грунта и сохранению островной вечной мерзлоты.

х/ Все числовые характеристики приводятся по данным метеостанции в пос. Батомга.

Для впо-восточного склона хребта Джугджур характерен более мягкий климат, обусловленный близостью Охотского моря. В зависимости от местных геоморфологических и климатических особенностей намечаются достаточно четко очерченные вертикальные почвенно-растительные пояса. Пояс лесов, поднимающийся до высоты 1000-1100 м, характеризуется некоторой угнетенностью и видовой бедностью древесных форм. Почти повсеместно произрастает лиственница, только на южном склоне хребта Джугджур покыляется ель, береза. Высота деревьев не превышает 15 м, диаметр стволов в среднем равен 0,20 м. Разреженный подлесок представлен якутской березой (ерничком), кедровым стлаником.

На пологих склонах гор развиваются ступенчатые почвы подзолистого типа, на более крутых - трубооскелетные.

В нижней части лесного пояса в широких долинах рек Батомга, Оланджа, Малгей, Ланггарь произрастают пойменные леса, состоящие из ели, ивы, ольхи и тополя; более богат и подлесок - шиповник, красная смородина, ива, ольха, якутская береза. На широких террасах в долинах Батомга и Тунума расстел основной редкий лес, лиственный подлесок.

Выше границы распространения лесов господствует кустарничко-вышн поле, представленный кедровым стлаником; почвы шебнистые, подзолистого типа. На высоте 1200 м этот пояс сменяется горной тундрой. Распространен покров предствлен лишайником, рододендроником, реже низкорослым стлаником; на увлажненных участках произрастает зеленый лук, незабудки (хр. Джугджур). Здесь развиты трубооскелетные почвы.

Животный мир беден. Из парнокопытных водятся лось, дикий олень, на труднодоступных скалистых вершинах - снежный баран. Часто можно встретить бурндюка, реже - зайца и белугу. В лесах много бурых медведей и лис. Среди обитателей дичи отмечаются рябчик, глухарь, куропатка, из водоплавающих - гусь, утка, гавгара. Реки богаты рыбой (линок, таймень, карась).

На севере рассматриваемого района располагается заброшенный поселок Батомга, где в настоящее время находится только метеостанция. Вассейны рек Батомга, Малгей, Мотары круглый год посещаются звенками-оленеводами. Единственными путями сообщения являются троцы, пригодные лишь для вьчного транспорта (олени, лошади). Наряду с показанными на карте магистральными тропами, соединившими пос. Батомгу с п.п. Маймакан, Ланггарь, Аян и по долинам всех крупных рек имеются небольшие вырубные троцы, продолженные оленеводами и охотниками. По долине р. Ланггарь проходит линия телефонной связи, соединившая Аян с Чумиканом. Единственная посадочная

площадка, пригодная для самолетов типа АН-2, располагается в непосредственной близости от пос. Батомта.

Первые сведения о геологическом строении района, связанные с именами А.Ф. Мидендорфа и Н.Г. Мелницкого, относятся к середине XIX столетия и в настоящее время имеют только исторический интерес (Мельников, 1893; Мидендорф, 1860, 1878).

Начиная с 1934 г., описываемая территория, в основном ее восточная, более доступная часть, часто посещалась различными исследователями. В 1934 г. по рекам Батомта, Ами, Овандже прошел рекотгоспировочным маршрутом А.А. Леонтович, смельчавший здесь широко развитие порфиритов, гранодиоритов и гранитов, условно отнесенных им к верхней уре (Леонтович, 1937).

В 1936 г. сотрудниками Угурской конторы треста "Золоторазведка" В.П. Тшебцем и Е.В. Ивановым проведена маршрутная геологическая съемка по рекам Лантарь, Батомта, Мотара и др. Они отметили широко распространение эффузивных пород, выгнутых полой севверо-восточного простирания и слатыхших Кулдули-Тунумской цепи. Излиние эффузивов связывалось с сердей разлохов северо-восточного простирания.

Первые были приведены сведения о золоторосности рек Тунума, Матер, Мотары, Огольго (Тшебец, 1936 ф).

В 1937 г. в бассейне р. Лантарь К.В. Антоновым проводилась геологическая съемка масштаба 1:500 000. Выделены наподобие древние кристаллические сланцы (кварцево-сидланые, амфиболито-кварцевые), отнесенные, без достаточных оснований, к протерозою, интрузии гранито-гнейсов и гнейсо-гранитов, анортозитов и нижнеюрских гранодиоритов и кварцевых диоритов (Антонов, 1937 ф).

Вышеуказанные исследования, благодаря последующим более

детальным работам, утраченным в настоящее время свое значение. В 1939-1939 гг. по р. Лантарь, левобережье р. Тунум, в верховьях рек Батомта и Улеска проводили геологическую съемку масштаба 1:200 000 геологи ДВГУ А.А. Леонтович, Н.А. Раков и В.П. Митин (Леонтович, 1940). Им был собран богатый фактический материал и создана достаточно точная, для того времени, геологическая карта на глазомерной основе. В пределах листа 0-53-XXXX эффузивно-туфогенные образования расчленены на две свиты. Нижняя свита, характеризуемая средним составом лав и туфов, датировалась верхней юрой - нижним мелом; верхняя свита, представляющая лавы и туфыми кислого состава, отнесена условно к верхней мелу. Среди интрузивных образований выделены каледонские анортозиты, расчленованные позднекаледонские адамелиты и мезозойские гранитоиды (граниты, гранодиориты, диориты), проявлявшие породы ниж-

ней эффузивно-туфогенной свиты. Из полезных ископаемых отмечены рудопромышленные титаномангнетиты в бассейне р. Мута. Более поздними исследованиями было установлено, что анортозиты следует связывать с раннепротерозойскими интрузивными циклами, а нижнюю эффузивно-туфогенную свиту, которая, как выяснилось, проявляла мезозойскими, по А.А. Леонтовичу, гранитоидами (бассейны рек Ованджа, Улеска, Батомта, Ньюку), правильнее относить к нижнему мелу (Молкин, 1961; Гольденберг, 1958ф).

В 1947 г. на значительной территории, частично захватываемой и лист 0-53-XXXX, проводилась изучение Дзугджурского анортозитового массива партии Геологического института АН СССР в составе А.П. Лебедева, Н.В. Павлова и др. (Лебедев, Павлов, 1957). В строении массива выделено три зоны (лабрадоритовая, анортозитовая и таборо-норитовая), в общих чертах подтвержденные дальнейшими исследованиями.

В 1955 г. на основании данных А.А. Леонтовича о титаномангнетитовом оруденении, геологами Дальстрон (Хаскинское ГРУ) И.Н. Трумпле и др. проведена геологическая съемка масштаба 1:100 000, сопровождавшаяся наземными электроразведкой и магнитометрией (И.В. Шварц). Следуя в основном А.А. Леонтовичу, они не внесли ничего принципиально нового; предложенное ими деление эффузивного комплекса на три эффузивно-туфогенные свиты, выделение ранне-, средне-, и позднемезозойских интрузий и др. не всегда обоснованы, и в настоящее время не могут быть приняты. Более ценные данные были получены в отношении полезных ископаемых. И.Н. Трумпле в бассейне р. Бранджи обнаружил рудопромышленные мелы, связанные с зонной пневматолито-гидротермальных изменений; на Онекоттине и Орото - климента, приуроченного к телам амфиболитизированного климента - нитового таборо. Магнитометрическими работами на водоразделе рек Онекоттин и Бранджа открыты аномалии, связанные с дайками (?), пироксенитов, так и анортозитами с титаномангнетитом (Трумпле, 1958ф; Шварц 1956ф). Эти сведения были использованы при составлении описываемой карты полезных ископаемых.

В 1956 г. на обширной территории, частью которой является рассматриваемый район, проводилась аэромангнетитная съемка партии Алданской экспедиции Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ) под руководством Е.Г. Херувимовой. Выявлен ряд небольших аномалий, при наземной проверке которых выяснилась их связь с вкрапленностью магнетита в туфах (Херувимова, 1957ф; Гольденберг, 1958ф).

В течение 1957-1959 гг. кондиционную геологическую съемку и поиски масштаба 1:200 000, а затем редакционно-узнавочные маршруты производила партия Алданской экспедиции ВАГТ под руковод-

СВЯТОМ В.М.ГОЛЬДЕНБЕРГА (ГОЛЬДЕНБЕРГ, 1956г., 1959ф.). РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПОЛОЖЕНЫ В ОСНОВУ ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ И ОБЪЯСНИТЕЛЬНОЙ ЗАПИСКИ К НЕЙ. ПОЛУЧЕНЫ НОВЫЕ СВЕДЕНИЯ, УТОЧНИВШИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА. ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ РАСЧИСЛЕННЫ НА ЧЕТЫРЕ СВИТЫ: КИРЯКАНСКУЮ (ВНЕСЛЕДСТВЕННАЯ НЕМУЙКАНСКУЮ), СУЩЕСТВЕННО ПОДФИРИТОВОГО СОСТАВА, МАГЕЙСКУЮ, ПРЕДСТАВЛЕННУЮ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ЛАВАМИ И ТУФАМИ КИСЛОТО СОСТАВА, МЕВАЧАНСКУЮ, СОСТОЯЩУЮ ИЗ БАЗАЛЬТОВ, И НАГИМСКУЮ - ИЗ ТУФОВ ШЕЛОЧНОГО СОСТАВА, С ПОКРОВОВОМ БАЗАЛЬТОВ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ. УСТАНОВЛЕНО ПРОДЫВАННЕ ГРАНИТОИДАМИ КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ МАГЕЙСКОЙ СВИТЫ (ВЕРХНЕЙ ЭФФУЗИВНО-ТУФОВОЙ, ПО А.А.ЛЕОНТОВИЧУ).

РЕЗУЛЬТАТЫ РЕДАКЦИОННО-УВЯЗОЧНЫХ РАБОТ 1959 Г. ПОЗВОЛИЛИ В ЗНАЧИТЕЛЬНОЙ СТЕПЕНИ ДЕТАЛИЗИРОВАТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ КАРТУ, ВЫДЕЛИТЬ МОТАРИНСКУЮ СВИТУ И ГИПАОБИСАЛЬНЫЕ ТЕЛА КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТОИДАМИ ДЖУТДЖУРСКОГО КОМПЛЕКСА.

В 1958 Г. НА ТЕРРИТОРИИ ОПИСЫВАЕМОГО РАЙОНА МАРШРУТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, СОПРОВОЖДАВШИЕСЯ РЕДИОМЕТРИЧЕСКИМИ РАБОТАМИ, ПРОВОДИЛИСЬ МЕТАЛЛОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ПАРТИЕЙ ВСЕТЕИ ПОД РУКОВОДСТВОМ В.М.ТЕРЕНТЬЕВА. ВДОЛЬ РАСТОМА БЫЛА ВЫДЕЛЕНА ЗОНА ДИАФФОРМИРОВАННЫХ И РАССТАНЦОВАННЫХ ПОРОД И, НА ОСНОВАНИИ ДАННЫХ ПРЕДЫДУЩИХ ИССЛЕДОВАНИЙ (ЛЕБЕДЕВ, 1957) И СОБСТВЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ, ПРОИЗВЕДЕНО РАСЧИСЛЕНИЕ АНОРТОЗИТОВОГО МАССОВА НА ТРИ ЗОНЫ (ТЕРЕНТЬЕВ, 1959ф.). ПРИ СОСТАВЛЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ ЛИСТА 0-53-XXXX И ОБЪЯСНИТЕЛЬНОЙ ЗАПИСКИ ИСПОЛЬЗОВАНЫ ТАКЖЕ НОВЫЕ ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ (ЛИСТ 0-53-XXXX И XXXVI (СТАВЦЕВ, 1962ф); ГОЛЬДЕНБЕРГ, 1961ф). ЧТО КАСАЕТСЯ ПРЕЖДЕ ВСЕГО ОСНОВАНИЯ НИЖНЕМЕЛОВЫГО ВОЗРАСТА НЕМУЙКАНСКОЙ СВИТЫ И РАННЕНИЖНЕМЕЛОВЫГО ВОЗРАСТА ГРАНИТОИДОВ, РАНЕЕ ПРЕДПОЛОЖИТЕЛЬНО ОТНОСИМЫХ К ПОЗДНЕМУ ПАЛЕОЗОВУ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА, КАРТА МАГНИТНОГО ПОЛЯ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СХЕМА, А ТАКЖЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ПОЛНОСТЬЮ УВЯЗАНЫ С ОТВЕТСТВУЮЩИМИ КАРТАМИ И СХЕМАМИ СОСЕДНИХ РАЙОНОВ.

СТРАТИГРАФИЯ

ТЕРРИТОРИЯ ЛИСТА 0-53-XXXX СЛОЖЕНА ПОЧТИ НАДЕЛО МАГМАТИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ, ПРИЧЕМ НА ДОЛИ ЭФФУЗИВНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКИХ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПРИХОДИТСЯ ОКОЛО 60% ПЛОЩАДИ. ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ, РАСПРОСТРАНЕННЫЕ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТЯХ ОПИСЫВАЕМОЙ ТЕРРИТОРИИ, РАСЧИСЛЕННЫ НА ШЕСТЬ СВИТ (СНИЗУ ВВЕРХ): НЕМУЙКАНСКУЮ, МАГЕЙСКУЮ, МОТАРИНСКУЮ, МЕВАЧАНСКУЮ,

ОУЛИНСКУЮ И ХАКАРИНСКУЮ. ПОРОДЫ ТРЕХ НИЖНИХ СВИТ, СЛАГАЮЩИЕ ОСНОВНУЮ ЧАСТЬ РАЗРЕЗА И ОБЪЯЗАННЫЕ СВОИМ ОБРАЗОВАНИЕМ МЕЗОВОЙСКОМУ ВУЛКАНИЧЕСКОМУ ЦИКЛУ, ХАРАКТЕРИЗУЮТСЯ ОЧЕНЬ ПОЛОТНЫМИ (1-2°) ЗАЛЕГАНИЯМИ; ЛИШЬ ВОЗЛИКИ РВУШКИ ИХ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ И НА КРУПНЫХ ОТДЕЛЬНЫХ СКАЛОК УГЛИ НАДЕННЫ ДОСТИГАЕТ 15-20°. ВЕРХНИЕ ТРИ СВИТЫ, ИМЕЮЩИЕ ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ВОЗРАСТ, ЗАЛЕГАЮТ ПРАКТИЧЕСКИ ГОРИЗОНТАЛЬНО. СРАВНИТЕЛЬНО НЕБОЛЬШИМ РАСПРОСТРАНЕНИЕМ ПОЛЗУТСЯ РЯДКИ ОТЛОЖЕНИЯ ЧЕТВЕРИЧНОГО ВОЗРАСТА РАЗЛИЧНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ.

МЕЗОВОЙСКАЯ ТРУПЦА

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Н Е М У Й К А Н С К А Я С В И Т А (Страт.)

Породы немуйканской свиты представлены в основном андезитовыми порфиритами и в меньшей степени туфами и туфообращенными порфиритами, имеют ограниченное распространение; небольшие поля их отмечаются в верховьях р.Челасин, на правобережье р.Улесна, в среднем течении р.Катей, на левобережье р.Тунум и в бассейне р.Мотара. На северном склоне хр.Джуджур порфириты немуйканской свиты ложатся на размытую поверхность раннепротерозойских анортозитов.

Андезитовые порфириты плотные массивные породы зеленоватосерого, почти черного и коричнево-серого цвета, обладающие порфирной структурой и массивной, иногда миндалекаменной текстурой. Во вмещающих кальцитом и скаполитом, моноклинический пироксен (титанавицит), биотит, роговая обманка. Основная масса состоит из расплавленного хлоритизированного стекла, обогащенного рудной пылью, и микролитов платиноклаза олигоклаз-андезитового состава; структура гиадопидиловая, платиноклазовая, интерсерьезная или фельзодациловая. Среди акцессорных минералов отмечаются сфен, апатит, титанокалечит, редко пиркон. В зависимости от состава вмещающих выделяются разновидности: пироксен-платиноклазовые, платиноклазовые, пироксен-биотит-платиноклазовые, роговообманково-платиноклазовые порфириты. Спектральным анализом андезитовых порфиритов установлено присутствие никеля, ванадия, кобальта, марганца, титана, хрома, меди и галлия в количествах, не превышаю-

ших кварцове содержание этих элементов в аналогичных породах. В единичных пробах отмечены следы свинца, скандия, циркония.

В настоящее время полным объемом образования немуйканской свиты наблюдаются в бассейне р. Тулум, где они представляются чередованием покровов зеленоватого-черных пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и коричневатого-серых плаггиоклазовых миндалекаменных порфиритов. Мощность немуйканской свиты на этом участке колеблется от 100 до 500 м, увеличиваясь к северу.

В бассейне рек Челасин, Улеска, Мотара немуйканская свита сложена порфиритами, отличающимися от вышеописанных присутствием ярко-зеленого дегрессита, выходящего миндалины. Кроме того, в бассейне р. Мотара, наряду с пироксен-плаггиоклазовыми, выявляются пироксен-биотит-плаггиоклазовые разновидности порфиритов.

Несколько иной характер разреза немуйканской свиты наблюдается в бассейне р. Матей. Здесь в основании ее развиты пироксен-плаггиоклазовые порфириты, выше сменяющиеся роговообманково-диатриоклазовыми и затем зеленоватого-серыми труднообломочными туфами и туфобрекчиями порфиритов. Видимая мощность не превышает 250 м. Общая мощность немуйканской свиты колеблется от 100 до 600 м.

М а т е й с к а я с в и т а (Стр. 79)

Выходы матейской свиты, представляющей липаритовыми порфиритами и их туфами с редкими прослоями осадочных и туфогенно-осадочных пород, занимает обширную площадь северо-западные хр. Джугдур. Матейская свита залегает согласно на порфиритах немуйканской свиты и с разрывом — на раннепротерозойских анортозитах.

Наиболее полный разрез матейской свиты наблюдается в пределах Кулдуми-Тунумской цепи (бассейн р. Дагтомта, нижнего течения рек Мотара, Тулум и среднего течения р. Матей).

Здесь имеет место заметная приуроченность к нижней части (примерно 150-250 м) разнообломочных туфов смешанного состава с редкими прослоями андезитовых порфиритов мощностью до 20-30 м.

Туфы смешанного состава, обладающие зеленоватого-светло-серой или темной, часто пятнистой окраской, состоят из остроугольных или темной, часто пятнистой окраской, состоят из остроугольных обломков порфирита, диорит-порфирита, шлака и реже порфира, кварца, арциллита, цементированных хлоритизированной пеллозой массой. Вблизи контакта с гранитоидами Джугдурского комплекса туфы сильно уплотнены и приобретают темно-серый цвет и некоторое сходство с андезитовыми порфиритами. Андезитовые порфириты, слогающиеся прослоями в туфах, аналогичны порфиритам немуйканской свиты.

Вверху туфы смешанного состава постепенно сменяются липарито-

выми порфиритами, их туфовазами и туфами, слогающими папку мощностей в 350-400 м, причем туфогенные разности тяготеют к верхним частям матейской свиты.

Липаритовые порфиры, характеризующиеся светлой окраской серых и красноватых тонов, состоят из серицитизированного плагиоклаза (№ 25-28), пелитизированного калиевого шлака, кварца, присутствующих как во вкрапленниках, так и в основной массе. Кроме того, во вкрапленниках наблюдается иногда биотит, и очень редко, моноклиновый пироксен и роговая обманка. Акцессорные минералы — фен, циркон и апатит. Породы обладают порфиритовым сложением и глинитовой, фельзитовой, микрофельзитовой, микролитовой, криптокристаллической и изредка трахитовидной структурой основной массы. Химический анализ липаритового порфира (табл. I) свидетельствует о том, что породы относятся к нормальному ряду и обогащены окисью натрия, по сравнению со средним составом аналогичных пород по Р. Дели.

Таблица I

Название поро-ды	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	Сумма		
Липаритовый порфирит	75,02	0,16	13,19	0,28	3,18	0,06	0,17	0,55	4,29	3,50	0,24	100,64

Туфовазы липаритовых порфиров отличаются наличием обломков кристаллов (плаггиоклаз, кварц) и пород (липаритовые порфиры и порфириты). Туфы кислого состава состоят из остроугольных обломков липаритовых порфиров, цементированных разломочной пеллозой массой.

Несколько иное строение имеет матейская свита в верховьях рек Мотара, Ланда, Ованджа и в низовьях р. Тулум, где основное значение приобретает крупнообломочные литокластические туфы смешанного состава. Крупнообломочные литокластические туфы представляют остроугольными обломками порфиров, порфиритов и вулканического стекла от 0,5 до 10 см в поперечнике. Иногда встречаются также лапилли и вулканические болды; обломки цементированы пеллозой.

Далее на северо-запад туфы сначала частично, а затем на левобережье р. Мотара (в бассейнах рек Бутин и Колдакон) полностью замещаются своеобразными диловато-серыми и светло-коричневыми

туфоловами кислого состава, причем мощность матайской свиты сокращается здесь до 60 м.

К юго-востоку от осевой линии Кульдуйи-Туумской цепи строение матайской свиты испытывает менее резкие изменения, заключенные в том, что на правобережье р. Опоньго в ее составе резко преобладающими оказываются липаритовые порфиры и их туфоловы за счет полного исчезновения туфов смешанного состава. Однако уже в бассейне р. Иктанди липаритовые порфиры и их туфоловы замещаются туфами кислого состава, залегавшими на туфах смешанного состава.

В ряде мест (бассейн рек Мотары, Данды, Овланджи) среди туфоловов встречаются реже прослой осадочных и туфогенно-осадочных пород мощностью от 2 до 20 м, приуроченные главным образом к нижней и средней частям матайской свиты.

Все осадочные и туфогенно-осадочные породы обладают зелено-вазо-серой, реже темно-серой окраской. Первые из них представляют травелинтами и песчаниками, состоящими из хорошо окаймленных отсортированных зерен кварца и полевого шпата, спеменированных глинистым материалом и в исключительных случаях — карбонатным. Среди туфогенно-осадочных пород выделяется туфопесчаники и туфолевролиты, в составе которых, наряду с окаймленными зернами кварца и полевого шпата, присутствуют остроугольные обломки эффузивных пород. Обломки и зерна спеменированы пепловой массой с примесью глинистого вещества.

Общая мощность матайской свиты колеблется от 60 до 700 м.

М о т а р и н с к а я с в и т а (стр. 17)

Мотаринская свита представлена андезитовыми, дацитовыми порфирами и липаритовыми порфирами, перекрывающимися матайской свитой. Наиболее крупные поля выходов мотаринской свиты отмечаются на водоразделах рек Мотара и Ботомта, Батомта и Айли, в верховьях рек Овланджа и Аскани. Поля выходов андезитовых и дацитовых порфиритов, разобщены с полями выходов липаритовых порфиритов и дацитовых порфиритов.

В бассейне р. Мотары преобладают темно-серые и фиолетово-серые порфиры андезитового и дацитового состава с четко выделяющимися крупными кристаллическими полевыми шпата и биотита, иногда с мелкими зернами пироксена (в андезитовых порфирах). Здесь они составляют покровы мощностью порядка 200-250 м.

Андезитовые порфиры характеризуются четкими порфирными

сложением и пилотажной и микролитовой структурой основной массы. Они состоят из платиоклаза (№ 48-52), пироксена (авгит), присутствующих как во кристаллических, так и в основной массе. Часто во кристаллических отмечается биотит. В дацитовых порфирах во кристаллических, наряду с платиоклазом, присутствует биотит, в основной массе нет пироксена, но отмечается некоторое количество кварца (10-15%).

На водоразделе рек Батомта и Айли в составе мотаринской свиты преобладают фиолетовые, иногда стекловатые дацитовые порфиры с отклонением до платиоклазовых и реже пироксен-платиоклазовых андезитовых порфиритов. Примерно на той же широте, к востоку, на водоразделе рек Овланджи и Айли, в мотаринской свите главную роль играют фиолетовые дацитовые порфиры. Они залегают на туфах матайской свиты и незаметно переходят вверх по разрезу в липаритовые порфиры того же цвета, а в верховьях р. Овланджи липаритовые порфиры резко преобладают. Липаритовые порфиры характеризуются фиолетовой и реже коричневазо-серой окраской, имеют четко выраженное порфирное сложение. Кристаллические представлены платиоклазом, реже кварцем и биотитом. Основная масса состоит из платиоклаза (60%), кварца (20%), калиевого полевого шпата (10-15%) и кислого вулканического стекла и обладает тивиновой или микрофелзитовой структурой основной массы. Таким образом породы относятся к платиолипаритам.

Мощность мотаринской свиты около 300 м.

Кроме, в верховьях рек Улгиты и Таика, в мотаринской свите развиты миндалекаменные разновидности андезитовых и дацитовых порфиритов. В миндаликах (размером от нескольких мм до 10 см) присутствуют главные образцы хлорит, реже кварц, халцедон, опал. Мощность миндалекаменных порфиритов достигает 200 м.

Общая мощность свиты изменяется от 200 до 300 м.

В заключение следует подчеркнуть, что во многих полях развития мотаринской свиты преобладают дацитовые порфиры с отклонением либо в сторону липаритовых порфиритов, либо андезитовых порфиритов. Причем, все указанные породы обладают очень сходным внешним обликом: фиолетовой или коричневазо-серой окраской, стекловатой основной массой и четко выделяющимися кристаллическими полевыми шпата. Как в андезитовых порфирах, так и в липаритовых порфирах ведущим минералом является платиоклаз. Дациловые порфиры из разных полей, связанные с постепенным переходом, с одной стороны, с липаритовыми порфирами, с другой — с андезитовыми порфирами, обладают близким химическим составом, что видно из приведенных ниже химических анализов (табл. 2).

Таблица 2

Название породы, место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Сумма
Андезитовый порфирит, р.Огоньго	60,69	22,88	0,34	4,62	2,56	0,25	0,87	2,48	2,96	1,6	0,42	99,67
Дацитовый порфирит, водораздел рек Мотора и Тунум	68,97	16,31	0,40	0,85	2,22	0,9	0,47	2,46	4,04	3,92	0,28	100,82
Дацитовый порфирит, верховье р.Гаик	64,16	17,13	0,40	1,72	3,77	0,13	0,98	4,15	4,52	2,09	0,22	99,27
Дацитовый порфирит, верховье р.Овланджи	62,85	18,81	0,40	1,93	2,74	0,13	0,83	3,67	3,91	3,21	0,54	99,2

Таким образом, описанные выше покровы лав средне и кисло-го состава залегают повсеместно на туфах кислого и смешанного состава магейской свиты, нигде не встречаясь один выше другого, перекрыты условно палеогеновыми базальтами и прорваны они и теми же гранитоидами. Все это, наряду с петрографической и химической их близостью, позволяет относить их к единой свите и считать, что андезитовые и дацитовые порфириты, развитые на западе описываемой площади, к востоку фациально замещаются липаритовыми порфиритами и дацитовыми порфиритами.

Однако, не исключена возможность, что последние в верховьях рек Овланджи и Таик относятся к магейской свите и слатяют локально развитые потоки кислой лавы, во многом схожей с лавами более основного состава, излившимися несколько позже и вышедшими в Мотаринскую свиту. В связи с этим отнесение липаритовых порфиров и дацитовых порфиритов указанных участков к мотаринской свите несколько условно.

Образованная немужиканской, магейской и мотаринской свиты составляют единый вулканоогенный комплекс и непрерывно прослеживаются на северо-востоке к северу терригория, где в верховьях р.Арбай среди туфов низов немужиканской свиты найдены К.Г.Чешкиной отпечатки *Neozamites verchovianensis* Uachr. Последний, по заключению В.А.Вахромеева, известен лишь из нижнемеловых отложений Приверховья и Зырянского бассейна (Ставец, 1962 ф.). Кроме того, в бассейне р.Калтан из туфов магейской свиты В.В.Скоковенко определены споры и пыльца нижнемеловых растений. Там же обозначены магейской свиты перекрываются туфами голоножской свиты, содержащими споры и пыльцу верхнемеловой флоры (Ставец, 1960ф.).

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ (?) СИСТЕМА

К палеогеновой системе условно отнесены три верхние свиты эффузивного комплекса - мевачанская, бутинская и хакаринская, характеризующиеся сравнительно свежим обилием слатящих их пород.

Мевачанская свита (P₃mv)

Мевачанская свита развита главным образом в бассейне р.Мотара. Кроме того, мелкие разрозненные участки ее развиты, преимущественно в отдельных вершинах, отменяются на водоразделах рр.Батомги и Агли, Челасина и правого притока Овланджи, Чептагона и Иктанди и Евгачана. Эффузивы мевачанской свиты перекрывают раннепротерозойские анортозиты и докато с незначительными угловыми

несогласием на олаво дислоцированные нижнемеловые породы.

Мевачанская свита представлена базальтами (платиобазальтами и оливинитами), андезит-базальтами и подчиненно андезитами. Вышеуказанные породы имеют очень близкий состав и сходный внешний облик; черный, реже темно-серый цвет, не всегда четко выраженная порфировая, изредка гломеропорфировая структура, массивное сложение, иногда наблюдаются микралекаменные разности с редкими минералами величиной от 1 до 3 мм, выходящими кальцитом, хлоритом и кварцем.

Спектральным анализом базальтов мевачанской свиты обнаружено присутствие никеля, ванадия, таллия, хрома, марганца и титана в количествах, не превышающих кварцевые содержания этих элементов в андезитичных породах. В единичных пробах отмечены следы меди.

Андезиты обладают специфической стекловатой или гилотидилитовой основной массой с редкими включениями платиоклаза, широксена (ромбического и моноклинного), биотита. Базальты, оливиновые базальты характеризуются увеличением количества включений № 53-63, в микролитах № 60-65), наличием оливины, а также интерсервальной структуры основной массы. Андезит-базальты и платиобазальты отличаются наибольшими вариациями в составе включенных и микролитов, процентного содержания широксена и оливины, а также характером структур. Вторичные изменения пород очень незаметны, выражаются в слабой хлоритизации основной массы, скалолитизации и кальцитизации платиоклаза; местами вторичные изменения отсутствуют.

В просторанственном распределении этих пород намечается некоторая закономерность; андезиты распространены на правобережье р. Челасин и на водоразделе рек Бугачан и Чептагон; в направлении на северо-запад туфов становится все меньше; существенно преобладают андезит-базальты.

Мощность мевачанской свиты колеблется от 100 до 200 м.

Б у г и н с к а я с в и т а (Fig 69)

Бугинская свита согласно переключает мевачанскую свиту и представлена в основном лавами и туфами платиотрахитового состава. Она имеет ограниченное распространение и сохранилась в виде останцов на вершинах водоразделов по обе стороны руч. Бугин и на правобережье р. Мотара.

Схематический разрез бугинской свиты выглядит следующим образом.

В ряде мест (левобережье руч. Бугин) в основании бугинской свиты прослеживаются светлоокрашенные кристаллокластический туф платиотрахитового состава с большим количеством вулканических бомб андезитов размером до 20 см. По простиранию эти туфы замещаются туфодами того же состава, внешне почти не отличающимися от туфов. Мощность 10 м.

Верхняя часть бугинской свиты (80 м), как правило, представлена туфодами платиотрахитов с меньшим количеством бомб, постепенно переходящими в платиотрахиты. Лишь в одном участке наблюдается отклонение в сторону кислого состава — в туфах в довольно значительных количествах появляются осломки кварца (до 10-15%).

Мощность бугинской свиты на левобережье руч. Бугин, составленная 10 м, увеличивается к юго-востоку (правобережье р. Мотара) до 80 м.

Платиотрахиты и их туфоданы представляют собой светлоокрашенные (розово-серые, розовые) породы с шероховатой поверхностью, с отчетливо выделяющимися включениями полевого шпата (50%) и темнопетлиных минералов (20%). В туфодах, кроме того, много осломков андезитов, имеющих таллолитовую структуру основной массы; значительно реже наблюдаются небольшие неправильные осломки диорит-порфитов и микрофелзитов. Полевой шпат представлен платиоклазом (№ 35-40); нередко видны зональные зерна, центральная часть которых сложена дробрадором, а кривая — андезитом. Размер зерен не превышает 2-3 мм. Форма разнообразна: от правильных клиновидных кристаллов до округлых ослыденных и осколовчатых зерен. Большой частью развивается калиевый полевой шпат. Среди темнопетлиных минералов отмечаются биотит, пироксен и преобладающий над ними амфибол. Амфибол представлен обыкновенной роговой оманкой (с: Mg = 10%) ярко-зеленого цвета, длинно-призматическо-го табулуса. Размер зерен его превышает 1,5-2 мм. Зерна опалитизированы и нередко замещены хлоритом. Биотит образует тонкие пластинки размером до 3 мм. Обычно биотит интенсивно опалитизирован и превращен в агрегат магнетита и хлорита. Пироксен, состоявший около 1-2%, представлен авгитом; размер зерен — 0,6-1,0 мм. Основная масса платиотрахитов и их туфодан, на долю которой приходится около 20%, представлена нераскристаллизованым и слабо раскристаллизованным стеклом, пропитанным светлыми окислами железа, что придает породе розоватый оттенок. Она состоит из микролитов калиевого полевого шпата и платиоклаза. В раскристаллизованных разностях структура аллотриоморфно-

зернистая, с участками сферолитовой. Сферолиты состоят из кальцевого полевого шпата и хлорита. Вторичные изменения в большинстве случаев отсутствуют, лишь изредка развивается хлорит преимущественно по темноватым.

Туфы плагиотрахов отличаются от описанных туфов и лав зеленовато-серой окраской, что обусловлено большей степенью изоморфности, выражающейся в хлоритизации основной массы. В составе обломков присутствуют те же минералы и породы, что и в туфоловах. Связующая масса туфов состоит из пепла с характерными рогулячатыми формами обломков стекла, почти совершенно не раскристаллизованного.

Х а к а р и н с к а я о в и т а (Рез. Нб)

Хакаринская свита, венчающая эффузивный комплекс, развита лишь на крайнем северо-западе, на левобережье р. Ч. Бутин, где сохранилась в виде разрозненных, очень небольших по площади скальных останков. Хакаринская свита, представляющая коллекцию темного-серыми, почти черными базальтами, анатогичными базальтам мезачанской свиты, согласно перекрывает плагиотраховы бутинской свиты.

Видимая мощность хакаринской свиты составляет 60 м. Собранные на территории листа О-53-XXXX материалы указывают, что отложения мезачанской, бутинской и хакаринской свит перекрывают кислые эффузивные нижнего меда и отлежены от них угловым стратиграфическим несогласием, знаменующим собой значительный перерыв в накоплении вулканических пород, к которому приурочено внедрение интрузий гранитов позднемезолового и позднемеолового возраста; последние в районе оз. Дайкаленок (лист О-53-XXXX) Гольденберг, Неволин, 1959 ф) перекрываются базальтами мезачанской свиты. Описанные свиты сопоставляются с аналогичными по составу и условиям залегания базальтами и андезитами ульинским и ланжинской свит, развитыми северо-восточнее раскватриваемого района, в бассейне р. Улья и Ланжинских горах, близ п. Окоток, где определяется их палеолоновый возраст (Утнев, 1952 ф). Там они залегают на верхнемезоловых флюристически охарактеризованных эффузивах кислого состава, а галька их находится в рыхлых песчано-глинистых отложениях с эоцен-миоценовой флорой.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Континентальные рыхлые образования различных генетических типов, развитые преимущественно в долинах крупных рек, относятся предположительно к среднечетвертичным, верхнечетвертичным и современным отложениям.

Среднечетвертичные (?) отложения (Q₁?)

К среднечетвертичным условно отнесены ледниковые отложения, представляющие моренную мощность до 10 м и эрратическими валунами. Последние широко развиты на плоских водораздельных пространствах Кульдуми-Тунжуской цепи, в бассейнах рр. Батомта и Тунум на высоте 900-1200 м. Эрратические валуны на геологической карте не показаны, область их развития отмечена на геоморфологической схеме. Моренные отложения, состоящие из валунов, окрепленных бурой суглинком, также располагаются на водоразделе на высоте 900-1000 м и отмечены лишь на левобережье р. Батомта, в 8 км западнее устья р. Нюбкү. Среди эрратических валунов и валунов в моренных отложениях преобладают анортозиты и эффузивные породы; наряду с ними нередко встречаются песчаники, кварциты и мраморизованные известняки нижнего и среднего палеозоя, полности отсутствующие на северном склоне хребта Джугтдур как на данной территории, так и за ее пределами. Эти породы широко развиты на кто-восточном склоне на площади листа О-53-XXXX.

Сходство состава эрратических валунов и валунов моренных отложений, а также одинаковое типометрическое положение, свидетельствует о приблизительной синхронности их образования.

Значительное распространение эрратических валунов на водораздельных пространствах Кульдуми-Тунжуской цепи, а также присутствие среди них пород, чуждых северному склону хребта Джугтдур, свидетельствует о покровном характере отложения, которое по времени, скорее всего, может быть сопоставлено с макимальным покровным оледенением Сибиря среднечетвертичного возраста.

Верхнечетвертичные отложения (Q₂)

В наиболее полном объеме верхнечетвертичные отложения изучены в приустьевой части р. Джарданжи, где в обрыве впадиной долины террасы наблюдается разрез (снизу вверх):

1. Несортированный валуник, скрепленный вязким бурым суглинком. В его составе, наряду с плохо окатанными валунами и глыбами анортозитов, гранитов, горфиров, порфиритов и туфов со

следами ледниковой штриховки, встречаются хорошо окатанные валуны песчаников, арктилитов и мраморизованных известняков, поступающие сюда, по всей вероятности, из размытой морены покрывного оледенения. Видимая мощность валунника от 4 до 6 м.

2. Грубосложные валуно-галечные и песчаные отложения с маломощными (несколько сантиметров) прослоями глины и суглинков. Мощность около 12 м.

3. Несортированный валунник, состоящий из плохо окатанных валунов и глыб местных пород (анортозиты, афлуазиты), скрепленных бурым суглинком, с линзами гравия и крупнозернистого песка. Видимая мощность 2 м.

Видимая суммарная мощность 18-20 м.

Наличие валунов, несоортированности, отсутствия слоистости, позволяет рассматривать отложения слоев 1 и 3, как ледниковые, объясняемые своим происхождением двумя стадиями оледенения горно-долинного типа, а слоистые отложения слоя 2 - как афлуазильные, образовавшиеся в межледниковье.

Подобный же разрез верхнечетвертичных отложений наблюдается в обнавах второй напойменной террасы на левобережье р. Матай, против устья р. Иктанды.

Кроме того, верхнечетвертичные отложения ледникового и речного происхождения отмечаются в долинах рр. Батомга, Турум и др.

Особенно большего развития ледниковые образования, приналежащие, по-видимому, в основном более поздней стадии горно-долинного оледенения (прекрасная сохранность ледниковых форм), наблюдаются в верховьях р. Улеска и в долине р. Батомга, выше устья р. Улеска. Здесь их мощность достигает местами 40-70 м.

Типичные водно-ледниковые отложения, представляющие зандровидные песками, отмечены на правом берегу р. Батанджа при устье впадения в него правого ее притока.

Верхнечетвертичный возраст описываемых отложений определяется на основании следующих данных. Оледенения приурочены к днищам и нижним частям склонов современных долин, что свидетельствует о том, что время их образования отделено от времени образования средневерхнечетвертичной морены покрывного оледенения весьма продолжительным эрозийным процессом. Описываемые современные отложения перекрываются аллювием 3-6-метровой напойменной террасы. Наличие большого количества спор *Tschorodites arvensis* и *Salsapollenia sibirica*, указывает на суровые климатические условия, которые типичны для верхнечетвертичного времени.

Современные отложения (Q_{IV})

Среди современных отложений отмечены афлуазильные и делювиальные (не показанные на геологической карте, вследствие малой мощности), а также афлуазильные. Последние складывают пойма высотой 0,5-2 м и первую напойменную террасу (3-6 м). К нижней части разреза поймы и первой напойменной террасы приурочены валуны и галька, а к верхней - пески и суглинки с линзами валуно-галечного материала.

В связи с тем, что описываемые отложения вложены в верховья р. Улеска и Батомга в морены горно-долинного верхнечетвертичного оледенения и содержат споры и пыльцу древней растительности умеренно-холодного климата, их можно отнести к современным.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы занимают около 40% описываемой площади, весьма разнообразны по своему составу и возрасту. Среди них выделяются (в возрастной последовательности): 1-раннепротерозойские анортозиты и габбро-нориты; 2-позднепалеозойские габбро; 3-раннекаменноугольные гранитоиды (Улский комплекс); 4-позднекаменноугольные гранитоиды (Джугджурский комплекс); 5-палеогеновые диориты.

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

Анортозиты и габбро-нориты (v⁸ P₁) занимают обширную площадь на ште и впадо-востоке территории листа 0-53-XXXX, в бассейне р. Матай. В пределах описываемой территории располагается лишь небольшая часть крупнейшего в мире Джугджурского габбро-анортозитового массива, имеющего в современном эрозийном разрезе вытянутую в северо-восточном направлении форму. На северо-западе массива перекрывает афлуазильно-туфогенными образованиями намыканской и матейской свит нижнеугольного возраста. На впадо-востоке анортозиты прорваны нижнеугольными гранитоидами, местами граничат с ними по круглопалачим и вертикальным разломам.

В строении массива в пределах описываемой территории принимает участие довольно разнообразный комплекс пород от мономинеральных разновидностей анортозитов до габбро и габбро-норитов. Среди пород анортозитового ряда выделяются две основные разновидности: лабрадориты и пироксеновые лабрадориты. В распределе-

ни этих пород по массиву наблюдается следующая картина: на фоне почти повсеместного преобладания мономинеральных лабрадоритов постепенно к юго-восточной окраине массива повышается роль пироксеновых лабрадоритов и габбро-норитовых разновидностей. Это позволяет намечать в пределах массива три зоны, показанные на прилагаемой схеме (рис.1).

Впервые эти зоны были выделены А.Л.Лебедевым и Н.В.Ларговым, а затем В.М.Терентьевым, В.А.Рудником и др. (Лебедев, 1957; Терентьев, 1959 ф.). На указанной схеме рисовка этих зон произведена по фактической материалу А.А.Леонтовича, Н.А.Ракова и др., многократно пересекавших Джугджурский анортозитовый массив при геологической съемке масштаба 1:200 000 (Леонтович, 1940 ф.).

В пределах первой "лежкократовой" зоны, тяготеющей в основном к северо-западным частям массива, почти не встречается широких обособлений габбро-норитового состава. Однако, уже на левобережье р.Евгачан среди крупнокристаллических перматовидных лабрадоритов выявляются шири округлой формы размером от 0,5 до 2-3 м в диаметре, сложенные габбро-лабрадоритами, имевшими послепенные переходы к обычным лабрадоритам.

В пределах второй "мезократовой" зоны, в верховьях р.Евгачан, в бассейне р.Тунум, наряду с лабрадоритами, широко распространение приобретает пироксеновые лабрадориты. В значительной большей количестве здесь встречаются и широкие обособления эллипсоидальной или шаровой форм размером от 1-2 до 15-20 м, сложенные как мезократовыми среднекристаллическими габбро-норитами, так и крупнокристаллическими габбро-норитами и перматовидными габбро-лабрадоритами. Иногда в пироксеновых лабрадоритах наблюдаются широкие обособления, имеющие вид параллельных друг другу полос, при этом одни из них сложены названными выше породами, а другие в центральной части темными мелкокристаллическими меланократовыми габбро-норитами, переходящими к периферии сначала в среднекристаллические габбро-нориты эвтекситового сложения, а затем в массивные габбро-нориты. Полосовидные шпоровые обособления второго типа выявлены обычно в северо-восточном направлении и обладают круглым (70°) падением к северо-западу; мощность их не превышает 1-2 м. Кроме того, довольно часто здесь наблюдаются жиловобразные тела крупнозернистых пироксенитов, представляющие собой, по-видимому, также крупные шпоровые обособления.

В пределах третьей, наиболее "меланократовой" зоны, тяготеющей к юго-восточной части массива, в верховьях рек Фрагеленджа и Онектогин, по р.Мута еще более увеличивается значение пироксеновых лабрадоритов и габбро-норитов. Однако и здесь лабрадориты

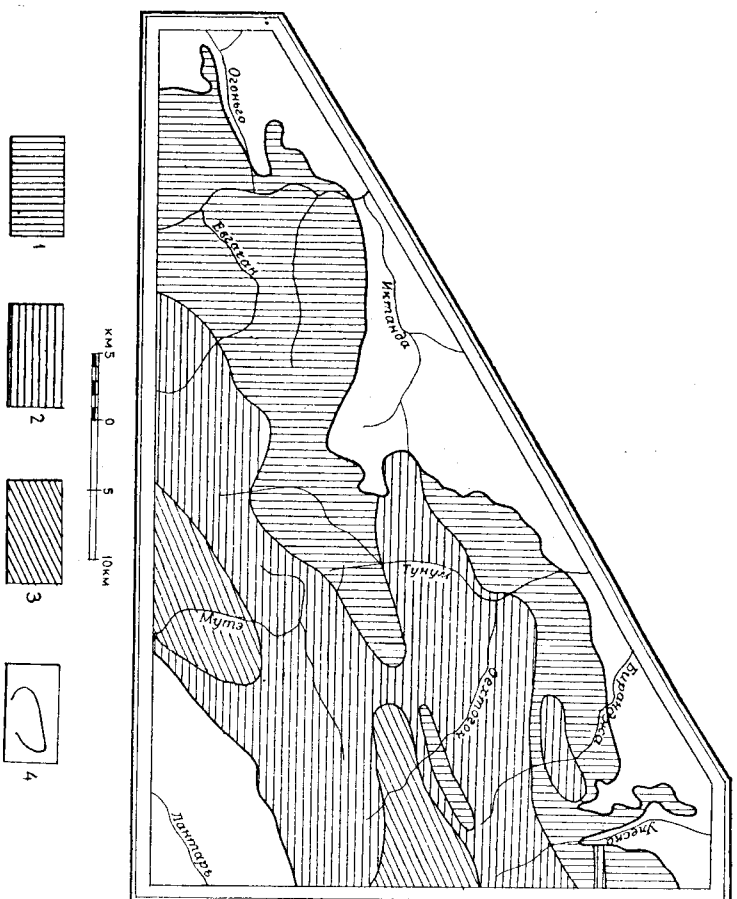


Рис.1. Схема расчленения Джугджурского анортозитового массива. Составлена В.И.Толдженбергем по материалам А.А.Леонтовича и Н.А.Ракова

1 - лабрадориты с редкими обособлениями пироксеновых лабрадоритов и габбро-норитов; 2 - лабрадориты и пироксеновые лабрадориты с редкими обособлениями габбро-норитов; 3 - пироксеновые лабрадориты и габбро-нориты с обособлениями лабрадоритов; 4 - площади распространения разновидностей анортозитов

пользуются достаточно широким распространением.

Лабрадориты представляют собой светло-серый, иногда лило-ваго-серую массивную монокристаллическую породу, состоящую из плагиоклаза ряда лабрадора (№ 50-64) и обладающую крупнозернистым, нередко гигантозернистым сложением.

Пироксеновые лабрадориты отличаются от лабрадоритов присутствием темноцветных минералов (до 5-7%), представляющих автилом и гиперстеном, находившимися нередко в пермалоидных орста-никах и заполнявшими промежутки между кристаллами плагиоклаза.

Лабро-нориты. По количеству темноцветных минералов среди габро-норитов массива выделяются две разновидности - мезократовые. Мезократовые и габро-нориты - это среднезернистые зеленоваго-серые породы с массивной или текстовой текстурой, обладающие как типично габровой, так и пойкилоидной структурой. Меланократовые габро-нориты, содержащие около 70-80% темноцветных минералов, представляют собой мелкозернистые темно-серые, почти черные породы с типичноморфнозернистой структурой, обусловленной изоморфизмом пироксена по отношению к плагиоклазу. Породы состоят из плагиоклаза (андезин-лабрадор) и находящегося в разных количественных соотношениях моноклинного и ромбического пироксена; иногда отмечается незначительное (1-2 зерна) содержание кварца.

Наряду с этими основными разновидностями, встречаются и переходные: габро-лабрадориты, габро-норит-лабрадориты (10-15% темноцветных минералов) и др.

В породах анортозитового массива рудные минералы, встречающиеся довольно редко, представлены титанмагнетитом, реже шпиритом и пентландитом.

Для описанных пород характерно повышенное содержание кремния и глинозема, по сравнению со средним составом тех же пород по Р.Дэви (табл.3).

С породами анортозитового комплекса генетически связаны проявления мелнио-никелевой минерализации, известные на территории смежных листов.

В зонах разломов породы анортозитового массива подвергались значительным изменениям. Динамометаморфизм выражается не только в простом катаклазе и миконитизации, но и в образовании сланцеватых пайлорированных пород - кварц-эпидотово-слюдистых и кварцево-слюдистых. Последние приобретают очень характерный внешний облик - обладают белым цветом и массивной или тонкопослойчатой текстурой. В переходных зонах от массивных катаклазитов к сланцеватым наблюдаются микониты с порфирокласто-

Таблица 3 х/

Название породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Лабрадорит	54,1	сл.	29,06	0,32	0,54	0,08	0,81	10,7	2,68	0,86	0,09	0,18	99,43
Лабрадорит	53,00	0,42	29,61	0,39	1,03	0,08	0,36	11,1	2,54	0,86	0,17	-	99,56
Лабрадорит	54,23	0,32	28,74	0,62	2,22	0,05	0,23	8,4	2,96	1,66	0,24	сл.	99,67
Меланократовый габро-норит	48,97	0,5	13,19	4,50	10,06	0,28	13,81	8,32	0,11	0,22	0,24	-	100,20

х/ Анализы произведены лабораторией Красковского опытного завода РОСНИИМСа.

вой структурой. Зоны динамометаморфизма, имеющие северо-восточное простирание, прослеживаются внутри массива в бассейне р. Мутэ и вдоль тектонического контакта, с гранитами.

Возраст анортозитов устанавливается как раннепротерозойский на основании следящих данных, полученных в северной части территории листа N-53, где породы анортозитового комплекса прорывают раннепротерозойские образования и сами, в свою очередь, рвутся древнеэстабовыми (раннепротерозойскими же) гранитами (Молкин, 1961).

П о з д н е п а л е о з о й с к и е (?) и н т р у з и и

Таборо (Np₂g³, микрогаборо и микродиориты (δ Pz₃?). Позднепалеозойские габоро слатяют небольшое штокообразное тело на правобережье р. Бранджа, выделенное по материалам А.А. Леонтовича и дешифрированы аэрофотоснимков. По составу они, очевидно, аналогичны широко развитым на площади листа O-53-XXXXT среднернским зеленоватого-серым габоро, которые состоят из соседствующего платиоклаза (60-70%), сильно хлоритизированного и амфиболизированного моноклинного пироксена (30-35%) и небольшого количества кварца (до 5%), титаномаргнетита и апатита.

С позднепалеозойскими габоро связаны, по-видимому, жилы микродиоритов и микрогаборо, иногда с вырлленностью титаномаргнетита (р. Мутэ). Они представляют собой мелкозернистую зеленую с шелковистым блеском породу, состоящую из нацелого сосуществования платиоклаза и отдалкованного актинолизированного пироксена.

С позднепалеозойскими габоридами связаны проявления титановой минерализации.

Возраст описанных интрузивных образований с большой долей условности определяется как позднепалеозойский на основании следящих данных. На площади листа O-53-XXXXT аналогичные габориды прорывают среднекавказские отложения и сами, в свою очередь, рвутся нижнекавказскими гранитоидами Улского комплекса. Таким образом, время их внедрения определяется не точнее, чем конец палеозоя - начало мезозоя. Предполагается, однако, что они связаны с заключительной фазой терпического тектогенеза Монголо-Охотской складчатой области, имевшей место в карбоне-перми, но не исключен и более молодой (раннемезозойский) их возраст.

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

Улский комплекс

Платиограниты, гранодиориты и лейкогранитовые граниты тейсовицкие (γ δ St₁nd). В геологическом строении описываемой территории раннекавказские интрузивные породы играют незначительную роль. Они представлены платиогранитами, гранодиоритами и лейкогранитными гранитами, слатящими юго-западную оконечность треманского выгнутого в северо-восточном направлении массива, который прослеживается в основном за пределами территории листа, по долине р. Лантарь, а также два небольших массива в долинах рр. Мутэ и Турум. Описываемые гранитоиды образуют раннепротерозойские анортозиты и, в свою очередь, прорываются позднекавказскими габоро-диоритами (р. Лантарь).

Основная роль в строении массивов раннекавказских треманитов принадлежит платиогранитам биотитовым и биотит-мусковитовым. Им сложен массив на р. Мутэ, вытянутый в северо-восточном направлении и имеющий крутые контакты с вмещающими анортозитами. В строении массива в долине р. Лантарь принимает участие более разнообразный пород. Наряду с платиогранитами, здесь отмечаются граниты, а также гранодиориты и кварцевые диориты, развитые по правобережью р. Лантарь. Все породы, слатяя небольшие участки массива, имеют очень постепенные взаимные переходы.

В зонах расчленения гранитоиды преобразены в кварцевослюдистые сланцы, обладающие голосчатой или очковой текстурой. Контактные изменения вмещающих пород (анортозитов) выражаются в окварцевании и амфиболизации.

Платиограниты биотитовые представляют собой крупнозернистые породы светло-серого цвета, иногда со слабым розовым оттенком, с четко выделяющимся мутным серым кварцем. В их состав входит сильно серицифизированный платиоклаз ряда олигоклаз-андезита (60-70%), кварц, нередко гранулированный (30-40%) и темновозеленые минералы, представляющие большей частью биотитом, по которому развиваются хлорит и мусковит, полностью это замещаясь; очень редко встречается роговая обманка. Структура пород гранитовая, катакlastическая и порфирокаlastическая; текстура гнейсовидная, обусловленная линейной ориентировкой темноцветных минералов, реже массивная.

Трансдиориты по внешнему облику почти не отличаются от платиогранитов и характеризуются присутствием платиоклаза

(до 65%), калиевого полевого шпата (до 15%), меньшим количеством кварца (10-15%) и преобладанием среди темноцветных минералов (до 5%) зеленой роговой обманки.

Граниты отличаются от платиогранитов присутствием калиевого полевого шпата (40-45%), количество которого равно или немного превышает содержание плагиоклаза (40-43%), так что по составу они более всего отвечают адаметитам.

Кварцевые диориты полизуются незначительным распротранением и представляют собой беловато-серые крупнозернистые породы, состоящие на 50-70% из плагиоклаза (андезин № 35), кварца (20-25%), роговой обманки (25-15%) и реже биотита (до 5%).

Все названные выше породы имеют между собой постепенные переходы. Они обладают специфическими внешним обликом (крупнозернистое сложение, белый или бело-розовый цвет, линейное расположение темноцветных минералов и почти повсеместный катаклиз) и рядом петрографических особенностей (зелено-бурый биотит и ярко-зеленая роговая обманка, обделенность калиевым полевым шпатом и повышенное содержание кварца). Для всех пород характерно развитие поделчатого кварца, связанного с раннеинжективными гранитоидами. Метасоматов вырешается в замещении плагиоклаза оежиком, решетчатым микроклином и в образовании антитертигов замещения.

С раннеинжективными гранитоидами за пределами района (лист О-53-XXXX) устанавливается связь полиметаллической, молибденовой и вольтрамовой минерализации, а также золотоносности.

Указанные выше взаимоотношения с протерозойскими анортозитами и позднеинжективными таборо-диоритами Джугджурского комплекса позволяют определить возраст описываемых пород лишь в широких пределах. Однако, на смежной к востоку территории (полуостров Ландор-Ниготни), близкие по облику и составу гранитоиды проявляют эффузивно-туфогенные образования джелонской свиты Верхнеурского-нижнеинжективного возраста и содержатся в гальке нижеинжективного-нижнеинжективной свиты в окрестностях г. Нязлы (Гольденберг, 1961 ф.). Это позволяет вполне уверенно определить возраст гранитоидов как раннеинжективной.

П о з д н е н и ж н е м е л о в н е и н т р у з и и Джугджурской комплексы

Гранитоиды Джугджурского комплекса занимают около 15% описываемой территории. Они складываются из массивов, различных по вели-

чине и конфигурации главным образом на северных отрогах хр. Джугджур. Отчетливо выделяется полого развитый позднеинжективных интрузий, представляющая собой цепочку массивов, протянувшаяся почти через весь район от устья рр. Иктанди и Б.Ардучан, где ширина ее составляет около 8 км, к северо-востоку до верховьев рр. Оланджа, Багомта и Улеска, где она расширяется до 35 км. В районе представлены вторая и третья фазы становления позднеинжективного интрузивного комплекса.

Первая фаза, представляющая таборо и таборо-диоритами, отмечается в соседних к северо-востоку районах (Гольденберг, Неволин, 1959 ф.).

Интрузии второй фазы сложены гранитами, трансектитами, транодииоритами, кварцевыми диоритами, диоритами и реже таборо-диоритами; интрузии третьей фазы сложены типическими разновидностями тех же пород: кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, гранодиорит-порфирами.

Граниты, трансектиты, транодииориты, кварцевые диориты, таборо-диориты (70-80% Sr, dJ). Вторая фаза Джугджурского комплекса, пронизывает раннепротерозойские анортозиты, раннеинжективные гранитоиды и нижеинжективные вулканогенные образования. Она образует массивы различной величины и конфигурации. Наиболее крупные из них, площадью от 100 до 250 км², располагались в верховьях рр. Иктанди, Ниоку, Оланджа, Улеска, Багомта, характерны разбиты овальной, несколько вытянутой формой.

Массивы в большинстве случаев имеют круглые контакты, вероятно, выглаживавшиеся на незначительной глубине, что видно по постепенному спаду напряженности магнитного поля на карте графиков ΔT_a (рис. 2). Незглубокий эрозийный срез, подтверждающий наличие в ряде мест остатков пологой кровли. Распределение пород в массивах характеризуется вполне определенной закономерностью. В центральных частях, как правило, преобладают крупнозернистые и среднезернистые граниты, что особенно отчетливо наблюдается в Оланджинском массиве. Иногда широкое развитие приобретает торфировидные разновидности гранитов (массив в верховьях р. Иктанди). В периферических частях, у крупных контактов, с вмещающими породами, граниты становятся мелкозернистыми, а вблизи пологих контактов прослеживаются трансектиты, транодииориты, иногда слывшие большие участки (Улескинский массив) диоритов и таборо-диоритов. Таборо-диоритами и диоритами сложены небольшие массивы в бассейне р. Чунангчан и Ландарь, представляющие собой, по всей видимости, апликальные части не вскрытых эрозией крупных гранитных тел.

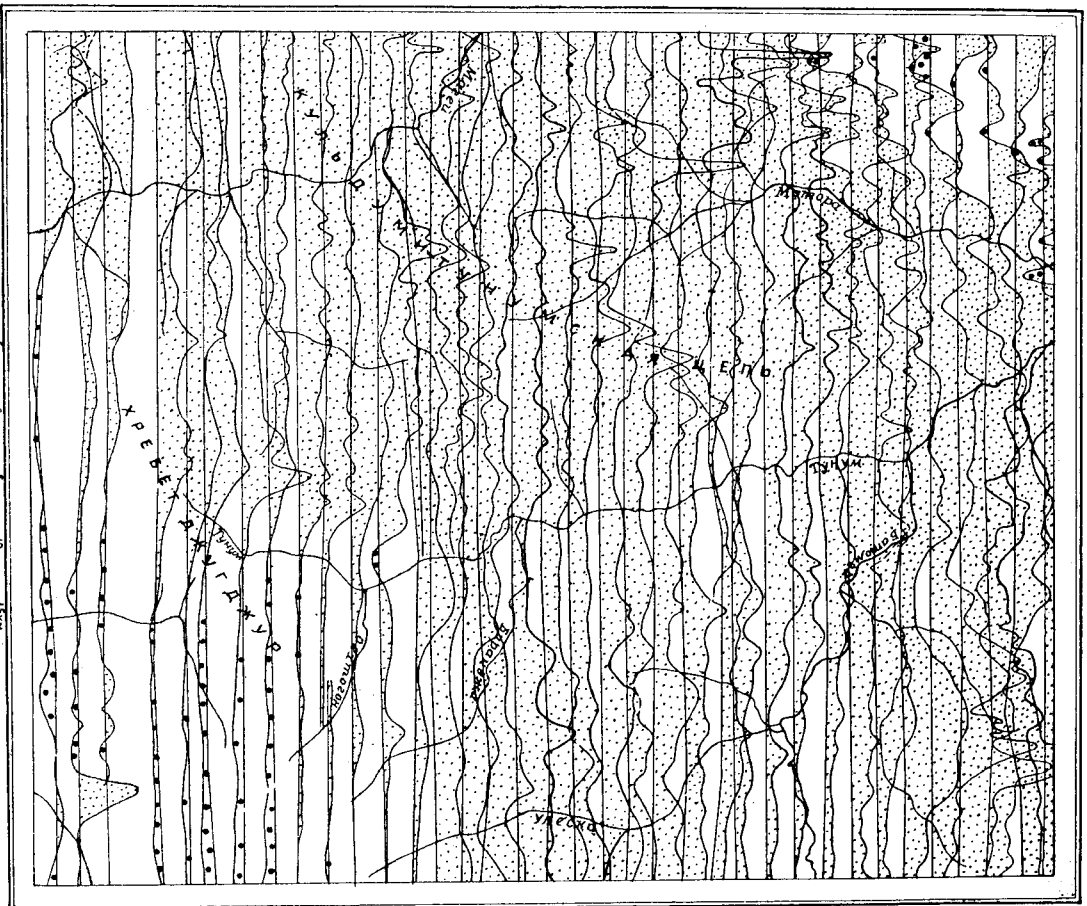


Рис. 2 Карта профилей ΔT_a . Составлена Е. Г. Хервимова
 1 - пологие значения ΔT_a ; 2 - отрицательные значения
 ΔT_a . Вертикальный масштаб профилей: в 1 см 1250 гамм

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород весьма интенсивны. Мощности контактовых ореолов, в зависимости от крутизны контакта, колеблется от нескольких метров до 1,5-2 км. Порфириты в экзоконтактовой зоне превращены в темно-серые, почти черные плотные кварц-плагиоклаз-ситовые рожевики. Кислые породы малейкой свиты подвергнутся интенсивному окварцеванию и энгитизации.

Вблизи контактов во вмещающих породах нередко наблюдаются интрузии гранитного материала. Характерной чертой эндо- и экзоконтактовых изменений является пиритизация. Ширина зон пиритизированных пород иногда достигает 2-3 км.

Граниты представляют собой розовато-серые породы, состоящие из микроперитового калиевого полевого шпата (30-40%), альбит-олитоклаза (20-25%), кварца (25-30%) рожевой обманки и биотита (5-10%). Структура равномернозернистая порфировидная (четко выделяются фенокристаллы белого плагиоклаза).

Трансоксидиты и транодириты связаны постепенными переходами как с гранитами, так и друг с другом. Трансоксидиты отличаются от гранитов меньшим содержанием кварца (до 10%) более сильным розовым оттенком. Транодириты имеют серый цвет и отличаются от гранитов повышенным содержанием плагиоклаза (до 60%), несколько меньшим содержанием кварца (20%) и калиевого полевого шпата (10-15%), реже рожевая обманка (5-10%) и кварц (не более 5%). Характерна призматическзернистая структура с участками микропегматитовой и монтонитовой.

Габбро-диориты отличаются от диоритов и кварцевых диоритов более темной или зеленовато-лиловой окраской, присутствием основного плагиоклаза (андезин-лабрадор до 60-70%) и монотинитового пироксена (до 15-20%), меньшим количеством кварца и калиевого полевого шпата (до 5%). Структура пород габбро-ситовая с участками монтонитовой и микропегматитовой. Эти породы являются гифридными, возникшими за счет ассимиляции гранитной матушкой анортозитов.

По химическому составу X / породы второй фазы имеют повышенное, по сравнению со средними составами тех же пород по Р. Дэйли, содержание окиси натрия, кальция, магния и пониженное содержание окиси калия и железа (табл. 4).

X / Химическое сырье произведено Красноярским оптичным заводом РОСНИКА.

Таблица 4

Название пород	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
Гранит	72,44	0,30	14,69	0,69	1,70	0,08	0,45	1,82	4,17	2,71	0,17	0,05	99,27
Гранодиорит	67,14	0,40	17,13	1,47	2,33	0,14	1,40	2,26	4,23	2,64	-	-	99,14
Кварцевый диорит	67,82	0,40	16,69	1,71	2,22	0,18	1,81	3,62	3,53	1,47	0,21	0,11	99,77
Гранит	70,74	0,40	15,21	0,71	1,70	0,10	0,83	3,25	4,21	2,09	0,36	0,11	99,81
Диорит	56,70	0,90	17,71	1,95	4,96	0,27	3,27	6,28	4,09	1,81	2,01	0,39	100,34

155

Кварцевые порфиры, гранит-порфиры, платиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (Kλ-St-dj) и диорит-порфиры (St-St-dj). Третья фаза связана в ряде мест (рек Иканди, Тлеска, Оганджа) единством областей развития и общностью состава со второй фазой Джугджурского комплекса. Она образуется как самостоятельные тела площадью от 2 до 16-40 км² (фаши сателлитов) в бассейне рек Оганджа, Иканди и Таяк, так и дайки небольшой мощности и протяженности. Они проявляют эффузивные образования нижнеэлювиального возраста, а также описанные выше гранитоиды второй фазы Джугджурского комплекса.

Кварцевые порфиры представляют собой белые, с розовым или сероватым оттенком породы с выделенными на фоне основной массы вкрапленниками (до 2 мм) мутно-серого кварца, редко платио-оклаза и чешуек хлоритизированного биотита. Основная масса состоит из кварца, калиевого полевого шпата, реже платиооклаза и, имеет фельзитовую или гранодиоровую структуру.

Гранит-порфиры обладают розовой, иногда со слабым зеленоватым оттенком окраской; на фоне основной массы, состоящей из калиевого полевого шпата (50%), кварца (30%), кислого платиооклаза (15-20%), реже биотита (0-5%) и меньшей микрогранитовую или гранодиоровую структуру; отчетливо выделяются крупные кристаллы пертитового калиевого полевого шпата и хлоритизированного биотита.

Платиогранит-порфиры и гранодиорит-порфиры отличаются от описанных выше пород более темной окраской. В платиогранит-порфирах отсутствует калиевый полевой шпат и основная масса приобретает пойкилитовую структуру. Гранодиорит-порфиры отличаются от гранит-порфиров отсутствием во вкрапленниках калиевого полевого шпата и соответственным уменьшением последнего в основной массе, а также наличием во вкрапленниках, наряду с биотитом, роговой обманки.

Аплиты пользуются незначительным распространением в поле развития пород второй фазы Джугджурского комплекса: они слагают жилы небольшой мощности (0,2-1 м) и длины (до 5 м) и могут рассматриваться в качестве даек первого этапа (по В.С. Коптеву-Дворникову).

Диорит-порфиры являются наиболее поздними образованиями и относятся к дайкам второго этапа. Они отличаются от описанных выше гранодиорит-порфиров зеленовато-серой окраской, отсутствием кварца и калиевого полевого шпата. Выделяются две разновидности

ности, одна из которых по своему облику напоминает эффузивную породу, почти не отличающуюся от андезитовых порфиритов мотаринской свиты. Это пироксен-плагноклазовые или плагноклазовые диорит-порфириты. Другая разновидность имеет типический облик. Основная масса таких диорит-порфиритов хорошо раскрыта плагикомом и обладает микродиоритовой структурой. Во вскрытвенниках все-гда присутствует плагикомовый андезитовый состав и роговая обманка. Обе разновидности диорит-порфиритов образуют дайки, длина которых достигает 10-15 м, мощность - 2 м, небольшие штоки (20 м²), особенно широко развитые вблизи массивов гранитоидов второй фазы (рр. Ованджа, Батомга, Тунум).

Характерный внешний облик пород Джугджурского комплекса (серия с лиловым или розовым оттенком цвет, массивное сложение) и их петрографические особенности (четкая зональность плагноклава, грубое перлитовое строение и интенсивная пелитизация калиевого полевого шпата, сильно железистый биотит, резкое преобладание пироксена над роговой обманкой, недомешанность кремнеземом и большое разнообразие структур) позволяет отличать их от гранитоидов других комплексов.

С гранитоидами Джугджурского комплекса связаны полиметаллическая, преимущественно свинцовая и медная, гидротермальная минерализация и зонитовость (зоны пелитизации). Формирование интрузий произошло, очевидно, в гипабиссальных условиях при отсутствии температурных и пологих тектонических напряжений (отсутствие релей-созидных и пологих структур), но при довольно высокой активности магмы, обусловившей широкое проявление процессов ассимиляции в энтоконтактовых зонах.

Позднеинжектной возраст Джугджурского комплекса устанавливается на основании следующих данных. В районе г. Найдан (лист 0-53-XXXXI Гольденберг, Невалин 1962 ф) гранитоиды Джугджурского комплекса прорывают и метаморфизуют конгломераты меркской свиты, нижнемогловой возраст которых установлен в бассейне р. Удхын по флоре (Можкин и др., 1957 ф). С другой стороны, по данным А. Л. Ставцева (1963 ф), описанные выше породы на территории листа 0-54-III перекрываются эффузивно-туфогенными образованиями, возраст которых определен по спорам и пыльце как низы верхнего мела (возможно сенман-турон). Следовательно, время внедрения интрузий Джугджурского комплекса определяется как конец нижнего мела.

П а л е о г е н н е (?) и н т р у з и и
Долежит (μβ P₂?). Наиболее молодыми интрузивными образованиями описываемого района являются долежиты, состоящие из-больших массивы и пологие дайки.

Главное поле распространения долежитов находится на северо-западе описываемой территории, в бассейне р. Мотарн, и тяготеет к площади развития палеогеновых базальтов. В пределах этого поля отмечается несколько массивов и дайки у устья р. Мотарн, на р. Бу-тин, на водоразделе рр. Батомга и Мотара. Небольшие массивы наблюдаются в верховьях р. Удхын и на правобережье р. Иктанца. Обычно в плане массивы имеют неправильную округлую или вытянутую форму. Долежиты образуют черным цветом, скрыто- или крупнокристаллическим сложением и массивной текстурой. Среди долежитов выделяются собственно долежиты и порфировидные долежиты. Собственно долежиты имеют остроконечную структуру и состоят из лабрадора (60-70%), пироксена моноклинового и реже ромбического (30-40%), кварца (5, реже до 10%), биотита (5-10%).

Порфировидные долежиты отличаются четко выраженным порфиринным строением. По составу вскрытвенников среди них выделяются оливин-пироксен-плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые и плагноклазовые долежиты. Основная масса, имеющая интенсивную структуру, состоит из микролитов плагноклава (№ 55 - 65), пироксена и реже оливина, замещенного клинкситом; плагноклазовые долежиты отличаются полным отсутствием во вскрытвенниках пироксена и оливина. Обе разновидности выделяются фациальными и отмечаются как в составе крупных - так и в составе мелких массивов.

На основании данных штихового опробования можно предполагать генетическую связь с палеогеновыми порфиритами хромита, ореоли рассеяния которого тяготеет к области их развития.

Массивы и дайки долежитов прорывают нижнемогловые эффузивно-туфогенные образования, но нигде не сопрягаются с палеогеновыми базальтами мезачанской свиты. Общность площадного развития базальтов и долежитов, наряду с петрографическим сходством, указывает на их генетическую связь и позволяет рассматривать последние как образования подолших каналов, синхронные мезачанской свите. Следовательно, возраст описанных интрузий определяется с некоторой долей условности, как палеогеновый.

ТЕКТОНИКА

Территория листа 0-53-XXXXI располагается в зоне Джугджурско-

го глубинного разлома, выходящегося краевым швом между герцинской Монголо-Охотской складчатой областью и досинийской Сибирской платформой (рис.3). Зона Джугджурского глубинного разлома представляет собой крупную региональную структуру, протягивающуюся 400 км и прилегающую на западе к системе глубинных разломов, которые ограничивают с юга Алдунский шит, на северо-западе указанная зона срезается береговой линией Охотского моря (см. рис.3). Ширина зоны Джугджурского глубинного разлома достигает 40-50 км. Большая часть территории листа расположена в пределах этой зоны и лишь северо-западная часть относится к досинийской Сибирской платформе. В пределах большей части описываемой площади северо-западная часть зоны Джугджурского глубинного разлома и Сибирская платформа перекрыты чехлом мезо-кайнозойских вулканических образований, выходящих Преддугджурский наложенный прогиб, принадежающий к системе Охотского вулканического пояса. Лишь в юго-восточной части территории листа обнажаются породы домезозойского фундамента, прослеживающиеся за пределы описываемой площади и составляющие в целом Джугджурское поднятие. Таким образом, в современной структуре района выделяются два крупных элемента: Джугджурское поднятие и Преддугджурский наложенный прогиб, вытянутые параллельно друг другу с юго-запада на северо-восток.

Джугджурское поднятие территориально приурочено, в пределах описываемого листа, к осевой зоне хр. Джугджур. В его центральной части обнажаются наиболее древние породы района - раннепротерозойские анортозиты в северо-западной части они на отдельных участках перекрыты нижнемеловыми эффузивами. Юго-восточная часть Джугджурского поднятия нарушена крупным разломом регионального значения, прослеживающимся по левому склону долины р. Дунгарь.

Заложение Джугджурского поднятия, по-видимому, можно датировать верхней фрой. Об этом свидетельствует состав нижнемеловых конгломератов мериконской эры, развитых в непосредственной близости к востоку от поднятия (лист 0-53-XXXXI Толдынберт, Неволин, 1959ф). Большое количество в этих конгломератах гальки анортозитов и раннесинийских кварцевых порфиров указывает, что области сноса выдвигалась осевая зона хр. Джугджур, где эти породы широко развиты. Полное же отсутствие гальки эффузивных пород, имеющих на Охотском побережье верхнеюрский-нижнемеловой возраст, а следовательно, отсутствие последних в области сноса, свидетельствует, вероятно, о том, что центральная часть хр. Джугджур была приподнята уже в верхнеюрское время. Окончательно Джугджурское поднятие оформилось в неоген-четвертичное время,

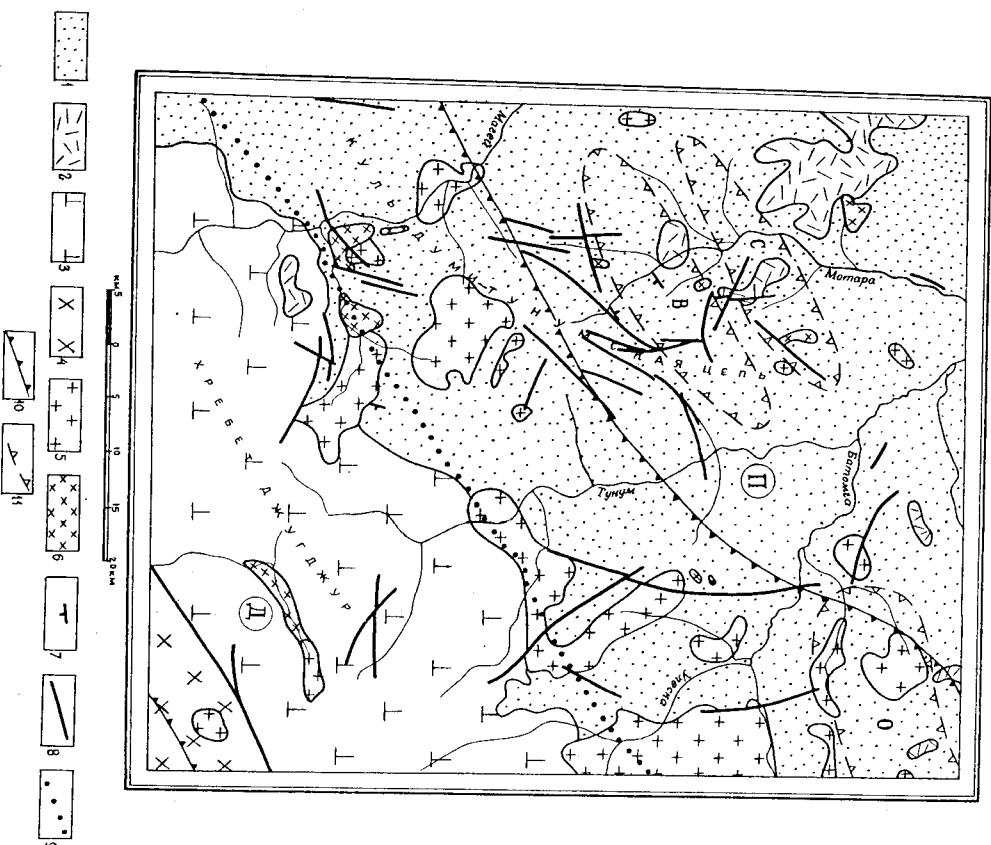


Рис.3. Тектоническая схема. Составлена В.И.Толдынбергом

Преддугджурский прогиб Охотского вулканического пояса (II):
 1 - нижний структурный подъярус, сложенный нижнемеловыми эффузивно-туфогенными породами, дислоцированными в голоцено складки (0 - Овдалькинская брахисинклинали, С - Среднемеридианская синклинали, В - Верхнемеридианская синклинали); 2 - верхний структурный подъярус, сложенный палеогеновыми эффузивами, залегавшими горизонтально.

Джугджурское поднятие (I), интрузивные массивы: 3 - краевой шитон раннепротерозойских анортозитов; 4 - тришинный массив раннекайнозойских гранитоидов; 5 - шлоки позднекайнозойских гранитоидов; 6 - мелкие шлоки палеогеновых докритов.

Прочие обозначения: 7 - просириание пластов с указанием направления падения; 8 - разломы; 9 - граница Преддугджурского наложенного прогиба и Джугджурского поднятия; 10 - предполагаемая граница зоны Джугджурского глубинного разлома и Сибирской досинийской платформы (серпштрихи направлены в сторону зоны Джугджурского разлома); 11 - граница синклинали

когда палеогеновая поверхность выравнивания была поднята на 1000-1100 м.

Предджджурский наложенный прогиб, протягивающийся на 300 км к юго-западу и северо-востоку, в пределах описываемой территории охватывает ее центральную и северо-западную части.

Прогиб выполнен мезо-кайнозойскими вулканогенными образованиями.

С юго-востока он ограничен Джуджурским поднятием. Максимальная ширина прогиба определяется в 50-60 км. На крыльях прогиба пологая эффузивная наклонена в сторону его осевой зоны; на юго-востоке - под углом 5-10°, на северо-западе - под углом, не превышающим 5°.

Для Предджджурского прогиба характерно увеличение мощности туфогенно-эффузивных образований от периферии к центру. Так, мощность магейской свиты возрастает от 50-100 до 700 м. О тенденция к увеличению мощности немукканской свиты говорит несоответствие крутизны наклона плоскости ее контакта с магейской свитой (1-2°) и пологости эффузивно-туфогенных образований (5-10°), что наблюдается на юго-восточном крыле прогиба (водораздел рр. Турум, и Иктанца). При этом наличие порфиритов в центре прогиба подтверждается составом обломков туфобрекчий.

Само по себе увеличение мощности эффузивно-туфогенных образований в определенной области их накопления не может служить доказательством существования прогиба. Однако в сочетании с туфогенно-осадочными породами нижней части магейской свиты, свидетельствующими о возникновении на отдельных стадиях в центральной части района волных бассейнов, указанное увеличение мощности является основным аргументом в пользу существования прогиба во время накопления эффузивов Предджджурья.

Наложенный характер Предджджурского прогиба определяется тем, что он без заметного изменения собственных структурных особенностей накладывается на различные элементы древнего (синийско-палеозойского) структурного плана (листы 0-53-XXX и XXX, Ставпец 1963 ф.).

В строении Предджджурского прогиба выделяются два структурных подъяруса, разделение поверхности углового несогласия. Последнее выполняется на крайнем северо-востоке описываемой площади, в верховьях р. Челасин, где наклоненный к югу под углом около 5-10° контакт немукканской и магейской свиты переходит горизонтально лежащим покровом палеогеновых (?) базальтов. Нижний структурный подъярус сложен нижнемеловыми эффузивно-туфогенными породами немукканской, магейской и мотаринской свиты, смятыми в

пологие складки и прорванными крупными штоками позднемигеловых гранитоидов. О наличии пликативных нарушений первичного залегания пород нижнего структурного подъяруса свидетельствует отмеченный в верховьях р. Мотара, наклон пластов туфогенно-осадочных образований достигавший 5°.

Наиболее отчетливо главным образом по пологостому рисунку на аэрофотооснимках устанавливается крупная брахисинклиналидная Озанджинская складка, расположенная на правобережье р. Багомга и ориентированная в восток-северо-восточном направлении. Форма западного центрального окончания замыкания позволяет судить о морфологии самой складки. Последняя складает сравнительно крутыми крыльями (15-20°) и плоским дном, где породы залегают практически горизонтально. Для этой брахискладки характерно несоответствие ее ориентировки с простиранием Предджджурского прогиба. Не исключена возможность и первичного наклона покровов и слоев туфогенно-эффузивных пород магейской свиты. Однако, такое предположение нам кажется мало вероятным, так как этому противоречит, с одной стороны, хорошо видимый на аэрофотооснимках закономерный изгиб простирания слоев, типичный для центральных окончаний брахискладок с пологими крыльями, с другой - факт пликативного нарушения в залегании туфогенно-осадочных пород в центральной части описываемой площади.

В центральной части Предджджурского прогиба намечаются сопряженные через антиклинальный перевал две пологие синклинальные складки; южная из них (Верхнемотаринская) фиксируется по элементам залегания пластов туфогенно-осадочных пород, северная (Среднемотаринская) - выявлена методом построения геологических профилей. Эти складки ориентированы в северо-восточном направлении, согласно с простиранием главных структурных элементов района. Наклон крыльев складок не превышает 5°.

Вблизи массивов гранитоидов Джуджурского комплекса наблюдаются локальные загибы пластов, устанавливаемое по выходам, вдоль контактов с массивами туфов смешанного состава низов Магейской свиты, в поле выходов лав и туфов кислого состава более высоких горизонтов той же свиты.

Таким образом, можно считать, что для нижнего структурного подъяруса Предджджурского наложенного прогиба характерна складчатость первичного типа, возникшая в результате колебательных движений или при внедрении гранитоидных тел Джуджурского комплекса.

В связи с тем, что в восточной части Предджджурского прогиба (лист 0-53-XXX Ставпец, 1963 ф.) верхнемеловые отложения

Практически не дислоцированы, продвигание описанных складчатых деформаций следует связывать с концом нижнего мела.

Верхний структурный полъядрус складается палеогеновыми (?) эффузивными мезачанской, бугинской и хакаринской свит, залегающими горизонтально и нарушенными лишь в связи с разломами.

Разрывные нарушения в пределах описываемой территории играют сравнительно незначительную роль.

Наиболее крупным из них является разлом, который прослеживается по юго-восточному склону хр. Джугджур вдоль долины р. Даягарь. Этот разлом, а вернее, серия крупных разломов, под острым углом (к востоку от площади листа) или кучинообразно сочлененных друг с другом, сопровождается многочисленными параллельными мелкими разрывами, значительно расширяющими зону интенсивно измененных пород, в пределах которой анортозиты и нижнемеловые гранитоиды интенсивно расчленены и миконитизированы. Ширина зоны динамометаморфизованных пород достигает 5 км. В рельефе разлом выражен в виде резкого уступа и глубоких седловин. Разлом представляется собой крутой сброс с амплитудой вертикального перемещения порядка 800 м.

Разрывные нарушения встречаются на юго-восточной окраине и в осевой зоне Предджугджурского наложенного прогиба. Большинство разломов имеет субмеридиональное или северо-восточное направление. Их пересекают разрывы субширотного простирания, сменяющиеся в свою очередь, единичными северо-западными разломами. Разрывные нарушения нередко хорошо проявлены в современном рельефе (седловины, уступы, борозды), легко дешифрируются на аэрофотоснимках и устанавливаются на местности по зонам катактаза и миконитизации. По характеру перемещений большинство разломов может быть отнесено к катеторди сбросов, лишь по некоторым из них (в основном, по субширотным разломам) происходили, вероятно, и горизонтальные движения. Амплитуда вертикальных перемещений не превышает чаще всего 100-150 м.

Региональный разлом юго-восточного склона хр. Джугджур был заложен, по-видимому, в доверхнемеловое время и обновлен в четвертичное, после образования палеогенового пеннелена. На последующем меловой возраст указывает мощная (несколько километров) зона динамометаморфизованных пород (раннепротерозойских анортозитов и нижнемеловых гранитоидов). Перемещение с амплитудой около 800 м, имевшее место в четвертичном периоде, вряд ли могло вызвать подобную миконитизацию и она, по-видимому, обязана более древним подвижкам вдоль указанного разлома.

Тектонические движения по разломам, секшим палеогеновые

базальты, вероятно, происходили в неоген-четвертичное время. Более молодые разломы отграничиваются от древних меньшей степенью миконитизации и разрывчатости.

В заключение следует отметить чрезвычайно тектоническую активность. Зона Джугджурского глубинного разлома отличается чрезвычайной тектонической активностью. На это указывают: широкое развитие разновозрастных интрузивных массивов или их цепочек, вытянутых в северо-восточном направлении; приуроченность к окраине прогибов бурной вулканической деятельности; зоны расчленения и миконитизации, интенсивные новейшие движения, носившие как своловий так и глыбовый характер. Юго-восточная граница этой зоны располагается в непосредственной близости от описываемой площади, северо-западная граница зоны погребена под эффузивными образованиями Предджугджурского наложенного прогиба и условно проводится по цепочке массивов позднекаменноугольных гранитоидов.

Зона Джугджурского разлома заложилась, вероятно, в раннепротерозойский этап развития района, когда имело место внедрение промальной анортозитовой интрузии. Все прочие разновозрастные интрузии, а также эффузивные образования, приуроченные к зоне глубинного разлома, свидетельствуют о чрезвычайно длительной истории развития последней, являющейся главной структурной, контрольной базисной их внедрение и излияние. Матерьялы по соседним районам, (Гольденберг, Незолин, 1959ф, 1960ф) указывают на то, что зона Джугджурского глубинного разлома являлась устойчивой границей между платформенными и геосинклинальными фазами осадочных отложений в синийское, равне- и среднепалеозойское время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В формировании рельефа описываемой площади основную роль играла ледниковая деятельность, денудация и эрозия. Интенсивность проявления этих процессов была обусловлена тектоническими движениями четвертичного времени. В зависимости от ведущих рельефообразующих факторов выделяются следующие типы рельефа (рис.4).

Палеогеновый денудационный рельеф, сохранившийся в виде реликтов древней поверхности выравнивания на водораздельных пространиях в пределах хребта Джугджур, на левобережье р. Мотары и в междуречье Мотары и Гунума. Эта поверхность надбывается на наиболее высоких останцах района (1300-1600 м), сложенных анортозитами в пределах хребта Джугджур и на 800-900 м в бассейне р. Мотара на эффузивных породах палеогена. Поверхность выравнивания представляет собой полого возвышающую равнину с отдельными куполовидными вершинами, возвышающимися на 40-80 м. Палеогеновый

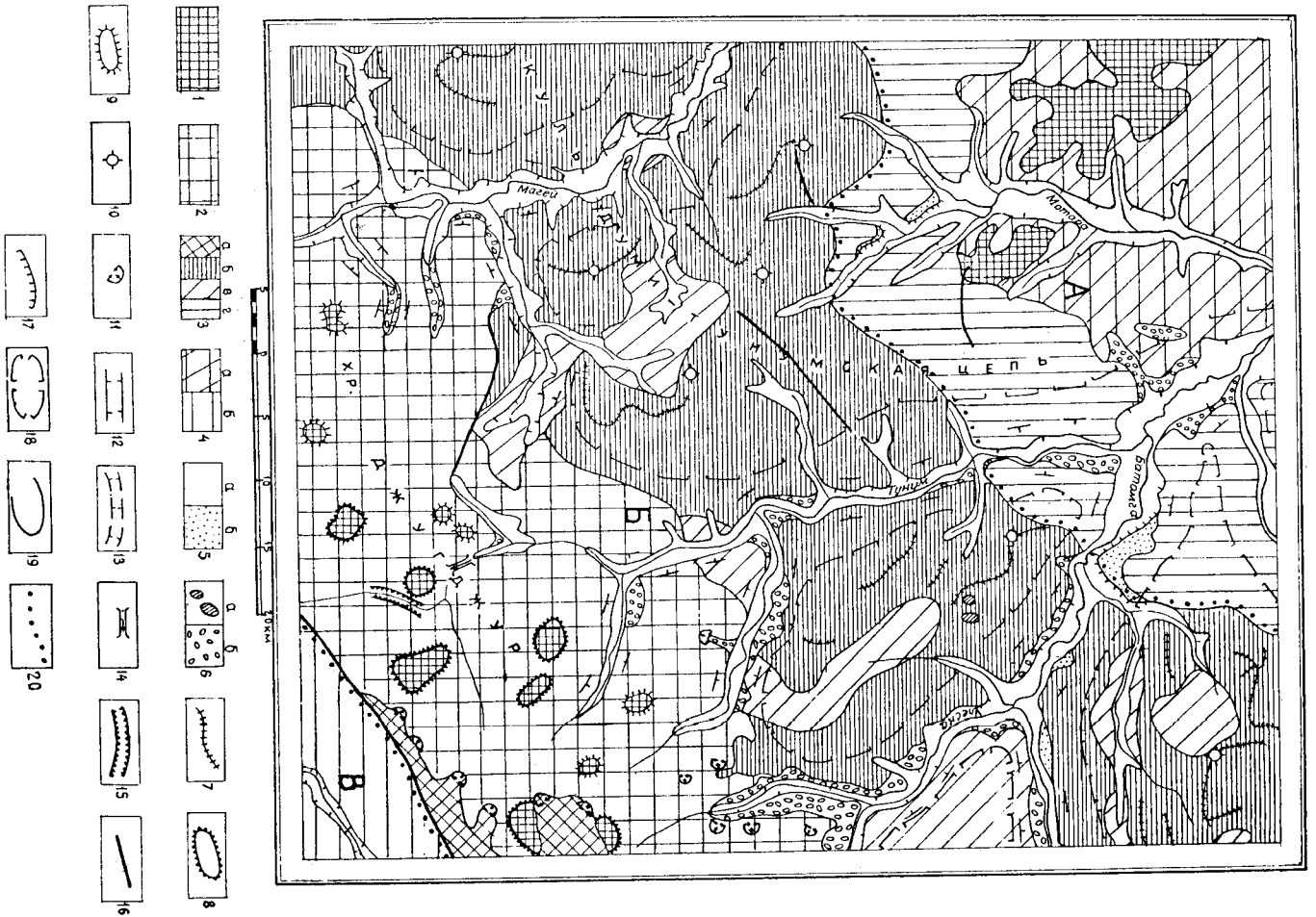


Рис. 4. Геоморфологическая схема. Составлена Б.С.Незловым

Типы рельефа и его возраст: 1 - палеогеновый денудационный рельеф (урезня поверхность выравнивания); 2 - ордовичевертичный эрозивно-денудационно-экарапационный, слабо расчлененный рельеф с платообразными водоразделами и реликты глубоко врезан- ными долинами; 3 - верхнечетвертичный денудационно-эрозивный рельеф с подплатоми; 4 - сильно расчлененный холмистый рельеф со скалистыми зубчатыми водоразделами, глубоко врезаннами долинами с реликтами скучлигтурных линиковых форм, развитый на выгоревших и глубоко врезаннами речными долинами, развитый на нижнемеловых эффузивных породах кислого состава, 5) умеренно расчлененный рельеф с пологими округлыми водоразделами и глубоко врезаннами реч- ными долинами, развитый на триасовых Джугджурского комплекса, 6) расчлененный холмистый рельеф с узкими водоразделами и глубо- кими долинами, развитый на нижнемеловых эффузивно-туфовенных по- родах; 7 - верхнечетвертичный эрозивно-денудационный рельеф: а) слабо расчлененный рельеф с пологосклонными задоложенными до- линами и широкими плосковышними водоразделами, б) бронированными базальтами, в) расчлененный рельеф с округлыми скаженными широ- кими водоразделами со следами экзарации пологосклонными долинами, развитый на триасовых Улского комплекса; 8 - верхнечетвертич- ный-современный эрозивно-аккумулятивный рельеф широких днах реч- ных долин; 9) пойма и первая напойменная терраса (0,5-6 м), 10) вторая напойменная терраса (12-22 м); 6 - средне-верхнечет- вертичный денудационно-аккумулятивный рельеф: а) остаток морены по- кровного (среднечетвертичного) оледенения, б) морена горно-долин- ного (верхнечетвертичного) оледенения.

Прочие обозначения: 7 - скалистый водораздельный гребень; 8 - платообразная вершина; 9 - угловатая конусовидная вершина; 10 - островчатая вершина; 11 - денудационный кар; 12 - широкое дна- ще речной долины; 13 - троповая долина; 14 - перевал (стрелка указывает направление перепада); 15 - каньон; 16 - уступы в рельефе, обусловленные крупными неоген-четвертичными тектониче- скими нарушениями; 17 - уступы речных террас; 18 - граница обла- сти развития аррагаческих вулканов; 19 - граница типов и подтипов рельефа; 20 - граница между областями развития по интронивной- сти провалами новейших движений (А - область минимального подни- жения, Б - область максимального поднятия, В - область умеренного опускания)

возраст поверхности выравнивания установлен за пределами рас-
сматриваемой территории на левобережье р. Чедасин и на хр. Джур-
кан по данным опорово-пильцевого анализа проб эдрияльских сут-
линков (Ставлев, 1963ф, Гольденберг 1963ф).

Среднечетвертичный эрозивно-денудационно-экарационный
рельеф характерен для хр. Джурджур. Облик рельефа определяется
широкими водораздельными просторанствами, редкими но глубокими
(600-800 м) речными долинами, а также многочисленными седнами
экарации (экарационные ложбины и ванны, барьяны джн, нунагасы).
В эрозивном расчленении рельефа наблюдается резко выраженное
несоответствие: долины рек бассейна Батомги (северо-западный
склон Джурджура) имеют U-образную форму и пологий продольный
профиль с широкими расплывчатыми водосборами в верховьях; доли-
ны притоков р. Лантарь (кпо-восточный склон Джурджура) отличаются
ся каньонообразной формой, невыработанным продольным профилем и
четко ограниченными водосборными воронками. Характерная для
притоков Лантаря попятная эрозия, обусловленная близостью ее бе-
зиса, привела к перехвату некоторых притоков р. Батомги (верховья
р. Нута).

Возраст описанного рельефа определяется тем, что в его фор-
мировании основную роль сыграло среднечетвертичное покровное
отложение, а также эрозия и денудация, происходившие в последу-
ющее время.

Верхнечетвертичный денудационно-эрозивный рельеф прикуш
Кульдуми-Тунумской цепи и ее прелотория, а также отдельный участ-
кам хр. Джурджур. Он характеризуется интенсивной расчлененностью
с обилием эрозивных рытвин и воронок и почти повсеместным раз-
витием островерхих скальных водоразделов. В зависимости от ферм
рельефа, обусловленных главным образом литологией, выделяется
четыре подтипа рельефа (см. рис. 4).

Сильно расчлененный голыповый рельеф развитый на анартоз-
тах со скалистыми зубчатыми водоразделами, глубиной (800-1000м)
врезанными многочисленными долинами U-образной формы, с релик-
тами скульптурных ледниковых форм (карды, карлики, тропи) в зна-
чительной мере разрушенных попятной эрозией.

Сильно расчлененный рельеф с преобладающими водоразделами
и глубиной (500-600 м) врезанными многочисленными U-образными
долинами, развитый на нижнемеловых эффузивных породах.

Умеренно расчлененный рельеф с пологими округлыми водораз-
делами и глубиной (400-500 м) врезанными U-образными долина-
ми, развитый на гранитоидах Джурджурского комплекса.

Расчлененный голыповый рельеф с узкими водоразделами и глу-

бокими (200-300 м) долинами U-формы, развитый на нижнемеловых
эффузивно-туфогенных породах.

Возраст описываемого рельефа определяется как верхнечетвер-
тичный на том основании, что его образование происходило в ре-
зультате эрозивной деятельности, имевшей место после среднечет-
вертичного покровного отложения, но до отложения в долинах рек
Верхнечетвертичного аллювия.

Верхнечетвертичный эрозивно-денудационный рельеф развит на
северо-западе в бассейне р. Мотары и на кпо-востоке в бассейне
р. Лантарь. Рельеф характеризуется широкими плосковерхими водо-
разделами и пологосклонными долинами. На основании некоторых
особенностей форм рельефа и зависимости от литологии и субстра-
та выделяется два подтипа.

Слабо расчлененный рельеф с относительно низкими превышениями
100-250 м с пологосклонными заболоченными долинами и широкими
плосковерхими водоразделами, бронированными покровами палеоте-
новых базальтов.

Расчлененный рельеф (относительные превышения до 600 м) с
округлыми ступенными широкими водоразделами, несущими следы
экарации (борозды, барьяны джн и т.д.) и пологосклонными доли-
нами, развитый на гранитоидах Уйского комплекса в бассейне р. Лан-
тарь.

В формировании этого рельефа принимали участие главным
образом денудация экарации и в меньшей степени эрозия. Возраст
его определяется на том же основании, что и возраст вышеописан-
ного рельефа.

Верхнечетвертичный-современный эрозивно- и экарационно-
аккумулятивный тип рельефа, характерен для речных долин и участ-
ков развития ледниково-аккумулятивных отложений последнего горно-
долинного оледенения. Аккумулятивные формы рельефа, I и II напой-
менные террасы, низкая и высокая поймы развиты по обширности
долин рек и ручьев, имеют неровную, с большим количеством про-
моин поверхность.

Первая напойменная терраса сохранилась фрагментами в наи-
более крупных реках района, ее высота 3-6 м. Возраст рельефа
поймы и I напойменной террасы определяется как современный на
основании возраста аллювиальных отложений, на которых он обра-
зован.

Вторая напойменная терраса, имеющая высоту 12-22 м, отме-
чается в долине р. Биранджа, на р. Тунум (выше устья р. Биранджа),
в среднем течении р. Магей, а также на правобережье р. Батомга вы-
ше устья р. Тунум.

В верховьях рр. Улеска, Тулум, Бугачана, Чаглогона а также в долине р. Батомги прослеживается мелкобугристый, озерный - "оспенный" ледниково-аккумулятивный тип рельефа. Верхнечетвертичный возраст II напойменной террасы и ледниково-аккумулятивного рельефа устанавливается на основании возраста, спящих их аллювиальных и ледниковых отложений, который определен по данным спорово-пыльцевого анализа.

История развития рельефа

Рельеф описываемого района начал формироваться в палеогене, когда в результате денудации была образована поверхность выравниния. Очевидно в неоген-нижнечетвертичное время рассматриваемая площадь испытала неравномерное куполовидное поднятие, приведшее к деформации палеогенового тенеппена, в связи с чем поверхность выравнивания в бассейне р. Мотара оказалась поднятой на высоту 800-900 м, а в пределах хр. Джугджур - на высоту 1300-1600 м. Наблюдая приподнятой оказалась осевая зона хр. Джугджур. Глубина впадения рр. Мотара и Батомга, где в настоящее время имеет место лишь боковая эрозия, свидетельствует о том, что глубинная эрозия этих рек полностью компенсировала поднятие данного участка земной поверхности. Следовательно, абсолютная высота дна указанных долин - 500 м - близка к первоначальной высоте поверхности выравнивания; отсюда можно вычислить абсолютную высоту лежащих на ней хр. Джугджур.

В связи с поднятием в палеоген-неоген-нижнечетвертичное время территория подверглась довольно глубокому расчленению (относительная амплитуда до 500 м на северо-западе и 110 м на востоке хребта Джугджур). В среднечетвертичное время описываемая территория подверглась оледенению, имевшему покровный характер. Область питания ледника располагалась в пределах хр. Джугджур, впадения бассейна р. Лантарь, откуда ледником были принесены валуны песчаников, известняков и анортозитов, находимые ныне на водоразделах в северо-западной части площади. Область же питания - хр. Джугджур подверглась интенсивной экараации. По всей вероятности, после покровного оледенения крайняя юго-восточная часть описываемой площади (бассейн р. Лантарь) была опущена по крутому сбросу, вертикальная амплитуда которого достигала 800 м. В опущенном блоке сохранились следы экараационной деятельности покровного оледенения (борозды, бараньи глы, нунатаки и т.д.).

Верхнечетвертичное время ознаменовалось значительным по-

теплением климата и интенсивной эрозией, сильно измененной ослеплением рельефа. В начале и конце верхнечетвертичной эпохи и возникли ледники горно-долинного типа, обусловившие преобразование эрозийных долин в тротуары, а также формирование морен, особенно мощных в верховьях р. Улеска и на р. Биранджа. После отступления ледников последнего горно-долинного оледенения, в современную эпоху, район подвергся эрозии и денудации, интенсивность проявления которых была обусловлена неодинаковой приподнятостью разных частей описываемой территории.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа 0-53-XXXX по своему положению и комплексу выделенных полезных ископаемых относится к Джугджурской мезиополитематической металлогенической провинции.

На описываемой территории зафиксирован ряд проявлений полезных ископаемых, металлических и неметаллических, из которых наиболее интересным является Ньюкинское полиметаллическое.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ч е р н ы е м е т а л л ы

Титан

Рудопромысления титана (ильменит и титаномagnetит) отмечены на юго-востоке описываемой площади, в центральной части хр. Джугджур. Наблюдая крупным из них является Мутахское (40) X, расположенное в истоках р. Мутэ, в ее русле, в 200 м к югу от Тулумского перевала. Оруденение связано с двумя дайками микрогробро-познанапалеозойского (?) возраста северо-западного простирания мощностью от I до 3,5 м. Вмещающими породами являются сильно фрекчированные и микронитизированные анортозиты. В залежах даек констатируются оторочки гранатово-слюдячатых пород, мощность от 5 до 45 см. Дайки прослежены по простиранию на 10 м и далее скрываются под осипами.

Рудные минералы представлены ильменитом и титаномagnetитом, образующими прожилки и вкрапленность в микрогробро. Размер и густота вкрапленности непостоянна, иногда наблюдаются рудные линзообразные залежи, одна из которых достигает в длину 3,5 м при

X/ Цифры в скобках после названия рудопромысления или его местоположения обозначают номера промывлений на карте.

максимальной мощности I м.

Химическим анализом точечной пробы густоокрашенной руды обнаружено: TiO_2 - 20,63%, Fe_2O_3 - 33,69%, Cr_2O_3 - 0,18%, MnO - 0,82%, P_2O_5 - 2,16%.

Другие рудопроявления титана, расположенные на водоразделе верховьев рр. Биранджа и Оехтогон - "Нерпа" (36) и "Тарзан" (35), а также на водоразделах рр. Оехтогон и Лантарь (44), Оехтогон и Мута (43), аналогичны Мугэжскому рудопроявлению, два последних рудопроявления значительно меньше по масштабам.

Названная магнитометрическая съемка на участках рудопроявления "Нерпа" и "Тарзан", проведенная Д.Б. Шварцем и др. (Шварц, 1956ф), фиксирует на площади около 12 км² 19 аномалий интенсивности от 1000 до 4000 гамм, ориентированных или в северо-восточном направлении (четкие узкие максимумы), или в меридиональном (более широкие и пологие максимумы); длина аномалий колеблется от 50 до 300-350 м, изредка ("Нерпа") - до 500 м, при ширине от 50 до 150 м.

На участке "Нерпа" аномалии вызваны, с одной стороны дайками микротаборо, содержащими густую окисленность магнетита, титаноматнетита и ильменита, с другой стороны анортозитами, обогащенными титаноматнетитом. На участке "Тарзан" аномалии обусловлены штокообразными телами микротаборо с мелкой окисленностью магнетита и титаноматнетита.

Кроме того, аэромагнитной съемкой (Херувимова, 1957ф) было установлено три локальных максимума интенсивности от 1500 до 3000 гамм в истоках р. Онном, на водоразделе рр. Мотара и Ланда, вблизи устья последней и на левобережье р. Ланди, также вблизи ее устья (см. рис. 2). При наземной проверке аномалий была обнаружена незначительная окисленность магнетита, титаноматнетита и маршита в туфях смешанного состава матайской свиты. Четвертый максимум, зафиксированный на водоразделе рр. Орого и Лантарь, обусловлен, скорее всего, небольшим телом таборо-диоритов, связанным с Джугджурским интрузивным комплексом.

Описанные выше проявления титана могли по масштабам и практически значения не иметь. Незначительное развитие табороидных пород, с которыми могли бы быть связаны месторождения титана, обуславливают малую перспективность территории на промышленные скопления титановых руд. Однако это не исключает возможности обнаружения мелких точек минерализации, подобных описанным.

Хром

Хромит отмечен в разрозненных шпихлах, и в небольших ореолах рассеяния в бассейнах рек Мотара, Матей и Кхгона (2,6,12,25,37). Содержание хромита в шпихлах не превышает нескольких знаков. Генетически хромит связан с палеогеновыми базальтами и догеритскими, а также с порфиритами мотаринской свиты, в которых он присутствует в качестве акцессорного минерала.

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Медь

Рудопроявления меди связаны, с одной стороны, с зонами дробления, с другой - с кварцевыми жилами. К первым относятся рудопроявления, расположенные в верховьях р. Айли (9), на правобережье рек Так (14) и Биранджа (34). Это зоны дробления и окварцевания в эффузивно-туфогенных породах нижнего мела, сопровождающиеся интенсивным ожелезнением. Зоны дробления прослеживаются на расстоянии 80-120 м и имеют ширину 10-15 м. Как правило, площадь зон дробления не превышает 200-300 м². Видимой окисленности рудных минералов не отмечается. Минералогический анализ шпихлых проб показывает присутствие халькопирита и малахита в количестве редких знаков. Спектральным анализом повышенных концентраций железных элементов не обнаружено.

Во второй группе относятся три рудопроявления, расположенные на водоразделе рек Мута-Оехтогон-Лантарь (42,45,46). Эти рудопроявления представляют собой участки анортозитов с развитыми кварцевыми жилами, содержащими окисленность рудных минералов и сопровождающихся серией мелких прожилков того же кварца.

Мощность колеблется от 0,1 до 1,5 м, оставаясь в среднем равной 0,3-0,5 м. Простирание очень изменчиво. Рудные минералы представлены халькопиритом (до 15 г/т), пиритом и разнородными по ним лимонитом, малахитом, ковеллином, редко тематитом. Из 65 спектральных анализов 18 шт. показывают присутствие меди (0,1%). Окисленность рудных минералов крайне неравномерная, тонкая, местами переходящая в пятнистость.

Проявления меди могут рассматриваться в качестве признака менелюсности района и свидетельствуют о возможности обнаружения месторождений меди. Наиболее перспективна окисленность медистых минералов присутствующая в зонах дробления.

Минералы меди отмечаются в разрозненных шпихлах в количестве

ве единичных ^{х/} знаков в бассейнах рр. Батомта, Биранджа, в исто-
ках р. Иктанди. Коренным источником сноса, по-видимому, являются
проявления меди, а также зоны пиритизации в эффузивах и гранитои-
дах.

Свинец

Проявления свинца связаны с мелкозернистыми (до 1 м) кварцевыми
жиллами и зонами дробления и трещиноватости в эффузивных породах
нижнемелового возраста: проявления на правобережье р. Айги (4,8),
на водоразделах рр. Челасин и Овданджа (10), Улеска и Биранджа
(24), на левобережье рек Мотари (11), Данди (13) и Магег (26).
Рудная минерализация представлена галенитом, обнаруженным ми-
нералогическим анализом в количестве редких знаков.

Проявления свинца обнаружены в непосредственной связи с ин-
трузивами Джугджурского комплекса. Одно из них, пруроченное к
зоне эндоконтакта, расположено на водоразделе рр. Б. Арнджана и
Тайка (29). Мелкозернистые гранодиориты сильно пиритизированы
и содержат мелкую выкрашенность галенита, обнаруженного минера-
логическим анализом в количестве редких знаков (точечная проба).
Проявления свинца, связанное с ортовокановыми и пиритизи-
рованными в зоне эндоконтакта туфами смешанного состава магей-
ской свиты, находится на левобережье р. Улески, в ее верховьях
(24). Рудные минералы, представленные галенитом и пироморфитом,
встречены при минералогическом анализе в количестве редких зна-
ков (точечная проба).

Все перечисленные выше проявления свинца крайне незначи-
тельны и практического интереса не представляют.

Наряду с коренными проявлениями свинца, фиксируются неболь-
шие ореолы рассеяния галенита с пироморфитом по рр. Огоньго, Ев-
гачан и правому притоку р. Тайк (38, 39, 28), где их содержание не
выходит за пределы знаков. Источниками сноса в данном случае, ви-
димо, являются зоны пиритизации в анортозитах и эффузивах. В еди-
ничных штихах в редких знаках галенит встречен по рр. Овданджа,
Батомта, Улита, Б. Арнджан, Иктанди, Магег.

Вулфенит отмечается в редких знаках на левом притоке р. Ба-
томта, ниже устья р. Улеска, в истоках рек Батомта, Иктанди и в ле-
вом притоке р. Улеска.

^{х/} Здесь и в дальнейшем под редкими знаками понимается от 1
до 20 зерен полезного минерала на шиховую пробу, под знаками -
от 21 до 40 зерен (прим. авторов).

Полиметаллические руды

Проявление полиметаллов расположено на водоразделе рр. Инд-
ка и Улеска. Рудопроявление приурочено к туфам смешанного состава
магейской свиты, сильно окварцованным и пиритизированным в зоне
эндоконтакта интрузии гранитоидов Джугджурского комплекса. Боль-
шим распространением на участке рудопроявления пользуются дайки
гранит-порфира и кварцевые жилы, имеющие преимущественно северо-
восточное простирание. Рудная минерализация локализована в жиль-
ном кварце. На площади в 1 км² зафиксировано около десятка квар-
цевых жил мощностью от 0,2 до 1 м при протяженности от 100 до
400 м, образующих вытянутое в меридиональном направлении жильное
поле.

Минералогический анализ 8 штучных и 4 точечных проб показыв-
вает присутствие в весовых количествах (в граммах на 1 тонну):
галенита (4364), сфалерита (150), халькопирита (1465), ковелли-
на (108,5) вульфенита (180), малахита (100,5), перуссита (154,4),
фосгенита (595), пироморфита (180), свинец содержащий охры (50).
Наряду с ними отмечены халькозин (знаки) и азурит, ванадинит,
англезит, корунд (редкие знаки).

Химические анализы тех же проб (табл. 5), отобранных в раз-
личных участках редного поля, дали следующие результаты (в процен-
тах):

Таблица 5

№ проб	Pb	Zn	Cu	Mo	Ag
T-1	0,133	0,028	0,82	0,001	Нет
T-2	0,88	0,023	0,25	0,001	"
T-3	1,23	Нет	3,70	0,001	"
T-4	0,14	0,12	0,075	Нет	"
T-5	0,70	0,055	1,20	0,011	"
T-6	0,074	0,022	0,07	0,001	Следы
T-7	0,03	0,14	0,16	Нет	Нет

Спектральным анализом, помимо свинца, цинка, меди, молиб-
дена и серебра, установлено присутствие широния (0,1%), сурьмы
и мышьяка (0,03%), висмута (0,01%).

Рудопроявления относятся к категории бедных вкрапленных,
переходящих в пятнистые, с крайне неравномерным распределением
полезных компонентов. Размер отдельных скоплений рудных минера-
лов 2-3 см.

По своему генезису Нюкинского рудопромысла является типом рудермальным и связано с интрузией гранитоидов Джугджурского комплекса.

Таким образом, в отношении цветных металлов перспективны районы могут оцениваться положительно. Об этом свидетельствуют не только геологическая обстановка (широкое развитие неглубокоэродированных мезократовых интрузий, пород кроули, зон разломов и дроблений), но и наличие мелких проявлений меди, свинца, полиметаллов. Эти проявления указывают на возможность обнаружения в районе промышленных генетических типов - гидротермального генезиса полиметаллической и медной минерализации.

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

Золото в количествах 1-3 знаков фиксируется в разрозненных шлихах почти повсеместно как в русловых, так и террасовых отложениях. Большой ореол рассеивания предполагается в бассейнах реки Биранджа, Тулум, Батомпа (18), в пределах которого наблюдаются локальные скопления золота. Так, в террасах р. Биранджа, в углубовой части, золото присутствует в печальных пропластках в количестве до 10 знаков на шлик. В среднем течении р. Тулум, между устьями рр. Биранджи и Таки в русловом аллювии содержание его еще больше - до 15 знаков. Золото пластичнее, неправильной формы, мелкое - размером до 0,1 мм. В среднем течении рр. Тулама, Батомпа, Маген, Мотари и в прилюговой части россны можно ожидать и более высоких концентраций металла.

Небольшой ореол рассеивания золота отмечен на левобережье р. Батомпа, в ручье, расположенном выше устья р. Улеска (16), где золото встречено в редких знаках. Можно предполагать, что генезис золота связано с многочисленными зонами пиритизации, пророченными к контактам гранитоидов Джугджурского комплекса с эффузивными и пирокластическими породами, несмотря на отрицательные результаты небольшого (7 шт.) количества пробирных анализов на золото, отобранных из этих зон. Связь золота с пиритизацией породами подтверждается тем, что в аналогичных породах за пределами района (лист 0-53-XXXXI Тольденберг, Неволин, 1959г) обнаружены следы золота в 4 золотометрических анализах. Кроме того, в шлиховых пробах нередко присутствуют вкрапления с пиритом (Трумге, 1958 г.).

Р е д к и е м е т а л л ы

Вольфрам

В коренном проявлении шелит обнаружен в истоках р. Иктанди, на ее правом берегу (21). Шелит в виде тонкой вкрапленности присутствует в мелкозернистых эффузивных породах кислого состава в пределах маломощной зоны дробления зубшротного простирания. Минералогический анализ показывает незначительное содержание шелита, не выходящее за пределы десятка знаков на тонну. Спектральным анализом обнаружены свинец, медь и цинк в количестве 0,01-0,03%, а также лантан и стронций в количестве 0,01%.

Шелит присутствует в шлихах, в значковых количествах, в бассейнах рек Иктанди, Нюку и Улита, где образует небольшие ореолы рассеивания (30, 20, 19). В единичных шлихах шелит встречен в бассейне р. Биранджа. Источниками сноса шелита являются в основном контактово-измененные эффузивные породы, в которых отмечено его присутствие, а также зоны дробления в эффузивах, где он, возможно, имеет гидротермальный генезис.

Известные проявления вольфрама и геологическая обстановка (отсутствие скарирированных пород) свидетельствуют о невозможности нахождения в районе генетических (скарновых) типов проявления вольфрама, интересные с промышленной точки зрения.

В отношении россыпей шелита некоторый интерес может представлять р. Иктанди, которая имеет широкую (до 1,5 км) долину и аллювий мощностью до 3 м. Однако небольшое содержание шелита в коренных источниках сноса, по-видимому, не может способствовать значительному скоплению его в россыпях.

Молибден

Редкие знаки молибдена встречаются в шлихах в бассейне р. Улита, где он образует небольшой ореол рассеивания совместно с шелитом (19). Источником сноса молибдена является, скорее всего зоны дробления и окварцевания, в которых возможно обнаружение и коренных проявлений молибденовой минерализации. Этот вывод подтверждается тем, что в сопредельном районе (бассейн р. Улхан), находящемся в 150-180 км в северо-востоку, в аналогичной геологической обстановке (в зонах дробления ореолы эффузивов и гранитоидов) отмечены рудопромыслы молибдена (Тархова, 1962г).

Редкие земли

Минералы редких земель представляются ортитом и меланконом.

Орбит встречается в шликах в редких знаках и приурочен к области развития массивов гранитоидов Джугджурского комплекса, в которых он присутствует в качестве акцессорного минерала. Малакон отмечен в шликовых пробах в знаковых количествах в правом и левом притоках р. Багомта, выше устья р. Улеска. Источником сноса малакона, по-видимому, является мелкая зона дробления, фиксирующаяся на водоразделах. Геологическая обстановка (отсутствие пегматитов в жильной серии гранитоидов и субшелочных интрузий, слабое развитие щелочного метасоматоза) позволяет оценивать перспективы района в отношении редких земель как отрицательные.

Ртуль

Киноварь встречена при опробовании аллювиальных отложений II надпойменной террасы на левом берегу р. Магей, ниже устья р. Ик-Ганди в единственной пробе в количестве 3 знаков. Источники сноса киновари остались невыясненными.

Несмотря на биогенричную геологическую обстановку (разлом, наличие эрририрующих пород) отсутствие признаков низкотемпературной гидротермальной минерализации не позволяет, на данном этапе исследований, дать перспективную оценку района на ртуль.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

О п т и ч е с к о е с н р ь е

Горный хрусталь

В бассейне р. Айли (5,7), на водоразделе рек Улига-Нюкку (17, 21), в истоках р. Гамк (15) известны находки друз кварца, по чистоте приближающиеся к горному хрустально. Кварцевые друзы выкладываются небольшие (до 1-3 см) жемолы в крупнозернистом кварце, слепящем жемлы мощностью от 0,1 до 1,5 м, которые наблюдаются обычно в элювиально-делювиальных глибовых развалах. Кристаллы бесцветного прозрачного кварца имеют в длину от 1 до 12 мм; иногда сохраняются примеси тематита, магнетита и хлорита, сравнительно небольшое количество находок горного хрусталя, а также недостаточная чистота кристаллов не позволяет положительно оценивать перспективы описываемой площади на этот вид сырья.

Н е с и л и к а т н ы е

Трафит

На правом берегу р. Мутэ, в ее истоках наблюдаются микронити-

зированные анортозиты, пронизанные мелкоочуйчатым трафитом (41). Рудное тело имеет длиннообразную форму при протяженности в 15-20 м и максимальной мощности 5-6 м; в пределах рудного тела встречались скопления чистого трафита размером 15-20 см. Образование трафита, по-видимому, обусловлено пневматолитово-гидротермальной деятельностью, связанной с интрузией мусковит-биотитовых гранитов Улского комплекса.

Масштабы проявления трафита слишком незначительны и оно относится к малоперспективному генетическому типу, поэтому нет оснований говорить о возможности обнаружения на рассматриваемой площади крупных проявлений этого вида минерального сырья.

С Т Р О И Т Е Л Ь Н Н Е М А Т Е Р И А Л Ы

О с н о в н ы е п о р о д ы

Дабрадориты

Ирризирующие разности дабрадоритов обнаружены в скальных уступках на левом берегу широкой и легко проходимой р. Тулум, притока устья р. Охотгон (33). Монолитность пород обеспечивает возможность их использования как облицовочного материала. Ориентировочно запас ирризирующих дабрадоритов составляет 500 000 м³, что позволяет рекомендовать их в качестве малого промышленного месторождения доступного для автотранспорта в зимнее время.

И з в е р ж е н н ы е п о р о д ы

Базальты

Базальты, широко распространены в бассейне р. Мотари (1), имеют черный цвет, массивную текстуру и мелкокристаллическое сложение. Значительные запасы, однородность, монолитность и крепость пород, а также выходы на поверхность позволяют распенивать их в качестве месторождения буттового камня. Наблюдается система трещин достаточно редкая и свистя, вероятно, благоприятным моментом при разработке этих пород.

О б л о м о ч н ы е п о р о д ы

Галька и гравий

В руслах крупных рр. Багомта (3), Тулум (32), Магей (27) имеются большие скопления (порядка 1 млн. м³) гальки (до 10-

15 см) и грания, состоящих из анортоситов, гранитоидов и эффузивов, обладающих хорошей окисленностью. Они представляют собой прекрасный заподлицатель, который может быть использован в качестве балласта при дорожном строительстве.

ПЕРСПЕКТИВЫ И РЕКОМЕНДАЦИИ

В целом территория листа 0-53-XXXX является перспективной на свинец, полиметаллы, медь, а также на россыпное золото. Перспективность на свинец, медь, полиметаллы обусловлена широким развитием неглубоко эродированных умеренно-кислых гранитоидов (Джугджурский комплекс) и вмещающих их эффузивно-туфогенных пород. Можно отметить две зоны субширотного простирания, наиболее перспективные на этот вид сырья. Первая из них протягивается широким (30-35 км) полосой в северо-восточном направлении непосредственно к северу от анортоситового массива. О перспективности этой зоны свидетельствуют широко развитые контактово-измененные и гидротермально-измененные породы. В зонах прообразования отмечено множество кварцевых жил, зон пиритизации и хлоритизации, обнаружены многочисленные проявления и точки минерализации свинца, меди и полиметаллов. Полиметаллы и медь могут быть связаны как с зонами прообразования и окварцевания (гидротермально-измененные породы), так и с экзо- и эндоконтактовыми породами интрузий Джугджурского комплекса. На этом участке рекомендуется проведение геолого-топографических работ масштаба 1:50 000.

Вторая, менее значительная по величине зона, протягивающаяся также в северо-восточном направлении, расположена внутри анортоситового массива. Ширина ее, может быть определена в 8-10 км. Большое развитие зон разломов, сопровождающихся пиритизацией и окварцеванием, наличие кварцевых жил со свинцовой и медной минерализацией, позволяет считать этот участок перспективным в отношении гидротермальной полиметаллической и медной минерализации. В отношении золота для постановки поисковых работ можно рекомендовать широкие (4-5 км) долины рр. Батомта, Матей, Тулум. Большая мощность современного аллювия (1,5-2 м), комплекс аккумулятивных террас, сложенных песчано-гравельным материалом, наряду с присутствием коренных источников сноса, позволяют считать долины этих рек благоприятными для формирования россыпей золота. Здесь можно рекомендовать постановку детального шурфования как современных, так и террасовых аллювиальных отложений. Причем, в первую очередь должна быть обследована долина р. Тулум, где в современном аллювии повсеместно встречаются знаки золота.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В гидрогеологическом отношении территория листа 0-53-XXXX изучена слабо.

Однако наблюдение над источниками, а также анализ литологического состава и структуры сложенных пород позволяют классифицировать воды по условиям залегания и характеру циркуляции, выделяя два типа подземных вод - листовые (фильтрационные) и трещинные (фильтрационные).

Фильтрационные воды связаны с аллювиальными и делювиальными отложениями и образуют сравнительно выдержанные, но маломощные горизонты.

Водоносными являются галечники или песок, водупором служат либо монолитные коренные породы, либо прослой глины и суглинков, а в отдельных случаях - вечная мерзлота. По характеру циркуляции воды являются безнапорными, питание их происходит главным образом за счет атмосферных осадков, поэтому уровень воды в горизонте непостоянен, но остается достаточно высоким, так что наиболее понижение в рельефе вызывает абсолютность местности. Глубина залегания фильтрационных вод не превышает 1-2 м. Дебит редких источников не превышает 0,5 л/сек.

Вода отличается хорошими физическими свойствами и вкусовыми качествами: чистая, прозрачная, холодная, без запаха, без привкуса, без газовых выделений.

Основные аллювиальные водоносные горизонты располагаются вдоль крупных рек - Батомта, Тулума, Матей, наиболее водообильные горизонты, связанные с делювиальными отложениями, находятся в верховьях р. Улеска и в долине р. Батомта, выше устья р. Улеска.

Трещинные фильтрационные воды связаны с коренными породами, степень трещиноватости которых, наряду с формой, размерами и выдержанностью самих трещин, определяет их водообильность.

Наиболее водообильными являются массивы интрузивных пород, развитие нескольких выдержанных системами трещин, имеющих, как правило, ширину от 0,1 до 20 см.

Зафиксированные источники приурочены к нижней части склонов долин и имеют обычно выходящий характер; режим их непостоянен и зависит от количества выпадающих атмосферных осадков. По вкусовым качествам вода вполне пригодна к употреблению - чистая, прозрачная, без запаха, без привкуса, без газовых выделений. Дебит источников колеблется от 0,3 до 0,8 л/сек.

Близкими по характеру циркуляции и водообильности являются воды базальтовых покровов на левобережье р. Мотары.

В полях развиты эффузивных образований нижнего мела точники встречаются крайне редко и связаны с зоной поверхностной трещиноватости, имеющей небольшую мощность.

По типу все воды относятся к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-натриевым. Общая минерализация - от 28 до 230 мг/л. Преобладает пресные и ультрапресные воды с минерализацией от 28 до 65 мг/л.

Таким образом, на данном этапе экономического развития края, в случае необходимости, водоснабжение может быть организовано на базе использования аллювиальных и трещинных вод, которые вполне обеспечивают необходимые для населения количества регулярно поступающей воды.

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н И Я

Лебедев А.П., Павлов Н.В. Джугджурский анортозитовый массив. Изд. АН СССР, вып. 15, 1957.

Леонтович А.А. Геологические исследования в Авино-Майском районе (бассейн среднего течения р.Мая и пересеченки хребта Джугджур). Материалы по геологии и полезным ископаемым Дальневосточного края, вып. 18, 1937.

Мельников М.П. Описание Якутской экспедиции 1851 г. покойного горного инженера Н.Г.Медвиколю. "Горный журнал", № 7, 8. СПб, 1893.

Мидендорф А.Ф. Путешествие на север и восток Сибири, ч. 1 и 2. СПб, 1860, 1878.

Мошкин В.Н., Зубков В.Ф., Шиханов В.В. Новые данные о возрасте Джугджурских анортозитов. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.

Ф О Н Д О В А Я

Антонюк А.К. Очерк геологического строения западного побережья Охотского моря в районе порта Авн. ИФ, 1937г.

Лебедев В.П. Предварительный отчет о летних работах 1936 г. Учурская контора треста "Золоторазведка". ИФ, 1936г.

Гольденберг В.И., Неволдин Б.С., Грингораш Г.Ф. и др., Геологическое строение бассейнов рр.Батомга, Матей, Дантарь. ИФ, 1958 .

Гольденберг В.И., Неволдин Б.С., Грингораш Г.Ф. и др. Геологическое строение хребтов Джугджур, Промежуточный, Прибрежный. ИФ, 1959 .

Гольденберг В.И., Пугачева И.П., Мосина Г.А. Джугджур в бассейнах рр.Алдома, Улкан, Уйка. ИФ, 1961 г.

Гольденберг В.И., Пугачева И.П., Павлова А.Ф., Павшук Г.Г. Геологическое строение северо-восточной части листа 0-53-XXV. ИФ, 1963 г.

Леонтович А.А., Раков Н.А. Геологическое строение центральной части хр. Джугджур. ИФ, 1940 г.

Мошкин В.Н., Альбов Ю.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Улхан и бассейна Верхнего течения р.Май-Половинной. ИФ, 1957 г.

Стявцев А.Л., Тархова М.А. и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р.Сев.Уй. ИФ, 1960 г.

Стявцев А.Л., Алексеев В.Р., Канавин А.П. Геологическое строение и полезные ископаемые междуручья Челасина и Батомги. ИФ, 1962 г.

Стявцев А.Л. Геологическая карта масштаба 1:200 000. Серия Джугджурская, лист 0-53-XXX. ВАГТ, 1963 г.

Тархова М.А., Бездар А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Улкан (часть листа 0-54-XXV). ИФ, 1962 г.

Терентьев В.М., Рудник В.А. и др. Отчет о результатах тематических геологических исследований Скалистой части в 1958 г. в районе центральной части хр. Джугджур. Фонд ВСПЕМ, 1959г.

Трумпет И.Н. Отчет о работах Верхне-Дантарьской геологоразведочной партии за 1955 г. ИФ, 1958 г.

Устинов Е.К. Стратиграфия и петрография нижнемеловых и верхнемелово-нижнемеловых эффузивов и туфов Северо-Востока СССР. Петрография магматических образований Северо-Востока СССР, т. III. ИФ, 1952 г.

Херувимов Е.Г. Отчет по аэроматгитным работам, проведенным в восточной части Алданского шота. ИФ, 1957 г.

Шварц Я.Б. Отчет Дантарь-Мамайской геофизической партии. ИФ, 1956 г.

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Гольденберг В.И., Неволин Б.С., Тригораш Г.Ф. и др.	Геологическое строение бассейна рр. Ватга, Малея, Дангарь	1958	Фонды ВАГТ, № 905
2	Гольденберг В.И., Неволин Б.С., Тригораш Г.Ф. и др.	Геологическое строение хр. Джугджур, Промежуточный и Прибрежный	1959	Фонды ВАГТ, № 1010
3	Гольденберг В.И., Неволин Б.С., Тригораш Г.Ф., Пугачева И.П.	Полевые дневники	1960	Архив ВАГТ
4	Леонтович А.А., Раков Н.А.	Геологическое строение центральной части хр. Джугджур	1940	ИФФ, № 111478
5	Трумпле И.Н.	Отчет о работах Верхне-Дангарской геолого-поисковой партии масштаба 1:100 000 за 1955 г.	1958	ИФФ, № 0215092
6	Шварц Я.В.	Отчет Дангаро-Мамайской геологической партии за 1955 г.	1956	ИФФ, № 0202431

СПИСОК
ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ О-53-XXXU КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по-карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации или	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ по списку (прилож. 1)	Примечание
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ						
И з в е р ж е н н ы е п о р о д ы						
Основные породы						
33	Ш-3	Гунумское	Не эксплуатировалось	К	I	Не разведано
Давы (Базальты)						
I	I-I	Мотаринское	Не эксплуатировалось	К	I	То же
О б л о м о ч н ы е п о р о д ы						
Талька и гравий						
3	I-2	Багомтинское	Не эксплуатировалось	Р	I	"
32	Ш-3	Верхне-Гунумское	То же	Р	I	"
27	Ш-1	Кунайское	"	Р	I	"

Приложение 3

СПИСОК

ПРЕДВЕРНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
0-53-XXXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованной материкалы по списку (прилож. 1)
1	2	3	4	5

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Лиган

44	ЛУ-4	Верхнеохотгонское	Микрогаборо	4
40	ЛУ-3	Мутзакское	Жилы микрогаборо	2,4
36	Ш-4	"Нерпа" Водораздел Охтогона и Биранджинского	Дайки микрогаборо и породы анортозитового комплекса	5,6
43	ЛУ-4	Правый борт долины р. Мута (верхнее течение)	Глибовые развалы микрогаборо	4
35	Ш-4	"Гарзан" Водораздел Охтогона и Биранджинского	Дайки микрогаборо	5,6
		Хром		
12	П-1	Верхнемогаринское	Шлиховой ореол рассеяния хромита	1
37	ЛУ-1	Верхнеогоньтовский (левый борт долины р. Огоньто)	Шлиховой ореол рассеяния хромита	1
6	1-2	Водораздел р. Батомги и Мотары	Шлиховой ореол рассеяния хромита	1

Цветные металлы

Мель

1	2	3	4	5
2	1-2	Левоматоринское	Шлиховой ореол рассеяния хромита	1
25	Ш-1, ЛУ-1	Левоматарейское	Шлиховой ореол рассеяния хромита	1
34	Ш-4	Биранджинское	Зона окварцевания	3
9	1-3	Верхнеайлинское	Порфириты в зоне дробления	1
45	ЛУ-4	Верхнемутзакское	Кварцевые жилы	2
14	П-2	Гайкское	Зона окварцевания и пиритизации в дацитовых порфиритах	1
42	ЛУ-4	Правый борт долины р. Мута (верхн. течение)	Кварцевые жилы	4,2
46	ЛУ-4	Эргетинкинское	Кварцевые жилы	4
		Свинец		
4	1-2	Айлинское	Окварцованные порфириты в пределах зоны дробления	1
29	Ш-2	Верхнегайкское	Зона пиритизации в мелкозернистых гранитах Джугджурского комплекса	1
23	П-4	Верхнеобькинское	Зона окварцевания и пиритизации в туфах смешанного состава	1

1	2	3	4	5
24	П-4	Верхнеулескинское	Зона пиритизации и дробления в анортозитах	I
28	Ш-2	Среднее течение Таика, правый борт	Шлиховой ореол	I
39	IV-2	Евгачанский верхнее течение р.Евгачан	Шлиховой ореол	I
13	П-1	Ландинское	Эффузивы кислого состава в зоне дробления	I
26	Ш-1	Магейское	Зона дробления в эффузивах	I
38	IУ-1	Нижнеолонголовский	Шлиховой ореол	I
11	П-1	Оннонокое	Эффузивы кислого состава в зоне дробления	I
8	I-3	Среднеайлинское	Кварцевые жилы	I
10	I-4	Челасинское	Гуфы кислого состава в зоне дробления	I
22	П-4	Нюркинское	Необольшая зона дробления с кварцеванием эффузивов кислого состава и продуктов их окисления	I

Полиметаллические руды

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

1	2	3	4	5
18	П-3, П-2, I-3	Тункомое	Шлиховой ореол	I
30	Ш-2	Верхнеиктанинское	Шлиховой ореол	I
31	Ш-2	Итанинское	Зона дробления	3
20	П-4	Среднеюккинское	Шлиховой ореол	I
19	П-3	Вольфрам-молибденовые	Шлиховой ореол	I
15	П-2	Верхнеякское	Кварцевые жилы	I
5	I-2	Нижнеайлинское	Кварцевые жилы	I
7	I-2	Правый борт долины р.Латомги	Кварцевые жилы	I
21	П-4	Нюкку-Улитинское	Кварцевые жилы	I
17	П-3	Улитинское	Кварцевые жилы	I
41	IУ-3	Среднемулахское, в 2 км к югу от поворотка р.Мута в меридиональном направлении	Милонитизированные анортозиты	2

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

О п т и ч е с к о е с н р ь е

Торный хрусталь

Прочие неметаллические ископаемые

Графит

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	21
Тектоника	35
Теооморфология	41
Подземные ископаемые	47
Подземные воды	57
Литература	58
Приложения	60

Технический редактор П.С.Левитан
Корректор Г.И.Халтурина

Стано в печать 8/У 1969 г. Подписано к печати 2/УХ 1969 г.
Тираж 100 экз. формат 60х90/16 Печ.л. 4,25 Заказ 135с
Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда