

СБ 20461 / 0-49-XXX

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ



# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

*Серия Бодайбинская*

Лист О-49-XXX

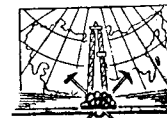
Объяснительная записка

Составитель *Л. В. Ревякин*  
Редактор *В. Л. Тихонов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
13 февраля 1964 г., протокол № 4



12 12 9



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1968

ВОЗВРАТИТЕ КНИГУ НЕ ПОЗЖЕ  
обозначенного здесь срока


Тип. им. Котлякова. 4 — 7500000. 1984 г. ЛГ-087-01-589.  
Цена 0 р. 58 к. за 1000 шт.

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-49-XXX расположена в бассейне рек Лев. Мамакана, Мал. Конкудери, в верховье р. Бол. Конкудери (Средне-Витимская горная страна) и ограничена координатами:  $56^{\circ} 40' - 57^{\circ} 20'$  с. ш. и  $113^{\circ} 00' - 114^{\circ} 00'$  в. д.; административно входит в Бодайбинский и Мамско-Чуйский районы Иркутской области.

По характеру рельефа территорию листа можно разделить на две, примерно равные по величине области: южную — высокогорную с альпийскими формами рельефа и абсолютными отметками 1700—2000 м и северную — среднегорную с мягкими формами рельефа и абсолютными отметками 1200—1500 м. Рельеф сильно расчлененный, особенно в южной части района.

Рек в районе мало, по характеру водного режима и строению долин их можно отнести к горному типу; наиболее крупные реки на отдельных участках пригодны для сплава на плотах.

Климат района резко континентальный — с суровой продолжительной зимой и жарким летом. Среднемесячная температура колеблется от минуса  $39,3^{\circ}$  в феврале до плюса  $17,4^{\circ}$  в июле, среднегодовая температура минус  $5,6^{\circ}$ . Минимум осадков выпадает в феврале и марте — по 11,1 мм, максимум — в июле и августе — по 71,5 мм; всего за год выпадает около 500 мм. Снеговой покров лежит с середины сентября до начала мая. Реки замерзают в начале ноября, вскрываются в мае.

Северная часть района покрыта хвойной тайгой; в южной, высокогорной, лес узкими полосами тянется вдоль рек, склоны гольцов до высоты 1500—1600 м покрыты стланиковым кедром. Луговая растительность практически отсутствует, повсеместно распространен ягель — корм для оленей.

Первые сведения о геологии района содержатся в работах А. К. Мейстера (1913, 1931). В бассейнах рек Лев. Мамакана, Бол. и Мал. Конкудери им описаны биотитовые и амфиболовые граниты посткембрийского возраста. Отдельными выходами среди них установлены известняки (р. Илигирь) и метаморфические сланцы (р. Икибзяк). Позже, уже в 1942 г., в приустьевой части р. Икибзяк и по р. Мамакану проводила оценочные работы на молибден Бодайбинская партия треста «Востсибцветметразведка». Закартированная площадь сложена биотитовыми и роговообманковыми гранитами, постепенно переходящими друг в друга. Месторождение «Екибзяк», по заключению Б. З. Шастина и В. В. Яцевило, не представляет промышленного интереса (Шастин и Яцевило, 1944).

В 1954—1955 гг. Иркутским геологическим управлением проводилась геологическая съемка смежной с востока территории листа О-50-XXV. Выработанная для района стратиграфия (Тихонов, Ревякин, 1959) применена при картировании территории листа О-49-XXX.

В 1953—1958 гг. на смежной с севера площади листа О-49-XXIV также проводилась геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 (Таевский, Таевская и др., 1959).

В 1959 г. район посетили Е. А. Шалек и Н. Л. Колпинская. В приустьевой части р. Чавори на площади 15—16 км<sup>2</sup> они установили пеструю по составу интрузию кембрийского возраста (Шалек, Колпинская, 1960).

Остальное поле интрузий, выделенных нами в конкудеро-мамаканский комплекс кембрия, они относят к баргузинскому и тельмамскому интрузивным комплексам верхнепротерозойского возраста.

При составлении геологической карты листа использованы только материалы по геологической съемке, проведенной в 1957—1959 гг. геологами Конкудерской геологосъемочной партии (Ревякин и др., 1959, 1950).

К началу составления работ по территории листа геофизических исследований в районе проведено не было. Имеющиеся для района аэрофотоснимки масштаба 1:63 000 были использованы только для геоморфологии; для решения геологических вопросов степень дешифрируемости совершенно неудовлетворительна.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории листа принимают участие различные образования, занимающие около 90% всей площади, метаморфизованные образования протерозоя, кембрия и рыхлые отложения четвертичной системы.

### НИЖНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

#### Муйская серия

##### *Верхняя подсерия, нерасчлененная (Pt<sub>1</sub>ms<sub>2</sub>)*

Осадочно-вулканогенные образования, относимые к верхней подсерии, распространены преимущественно в северной части района.

Широкая полоса этих пород протягивается в широтном направлении через северную часть территории листа. Другое большое поле распространения этих пород занимает междуречье Мал. Конкудери, Локомо, Нагикты, Догадына. Кроме того, различные по площади участки расположены среди более молодых гранитов. Всего по выходу на дневную поверхность киянская подсерия занимает около 450 км<sup>2</sup>.

Все относимые к верхней подсерии вулканические и осадочно-метаморфические образования являются типичными геосинклинальными и отличаются: а) значительными мощностями; б) пестротой литологического состава; в) фациальной невыдержанностью; г) интенсивным проявлением магматизма; д) общей, относительно высокой степенью метаморфизма при значительных колебаниях его интенсивности от сравнительно низких стадий метаморфизма до стадии амфиболитовой фации в зависимости от положения в разрезе и от близости магматических масс; е) значительным площадным распространением.

Стратиграфическое расчленение этого комплекса затруднено наличием крупных интрузий, разобщающих метаморфическую толщу на отдельные участки, и тем, что слагающие ее породы тонко и часто переслаиваются, причем большинство из них встречаются во всех стратиграфических горизонтах разреза. На фоне пестрого, но однообразного петрографического состава всей толщи теряются литологические признаки, которые могут быть использованы для ее расчленения. Одним из таких признаков, наиболее отчетливым, является наличие среди сланцев прослоев мраморов. Вторым признаком, труднее улавливаемым, служит состав преобладающей разновидности сланцев в той или иной части разреза этой толщи. Этот признак в совокупности с наличием реликтов структур исходных пород, более или менее часто улавливаемых под микроскопом, позволил подметить некоторые, самые общие черты разреза. Так, в бассейне р. Мал. Конкудери кислые разновидности эффузивов наблюдаются трижды; для бассейнов рек Икибзяк и Бугарихты в нижних и средних частях разреза доминируют средние и основные по составу разновидности пород и лишь в верхних частях его появляются кислые разновидности; горизонты или пачки осадочных пород появляются в верхах разреза подсерии.

Мощность верхней подсерии велика (несколько километров), но не может быть точно определена, ввиду отсутствия хорошо наблюдаемых в скальных выходах непрерывных разрезов толщи и разобщенности ее на отдельные поля более молодыми интрузивными образованиями. Неполная мощность, определенная суммированием некоторых частных разрезов, составляет 4000—4500 м; низы разреза в пределах района неизвестны. Нижняя возрастная граница подсерии определяется в бассейне левого притока р. Витима — рч. Самокута, где верхняя подсерия согласно перекрывает булундинскую свиту муйской серии, трансгрессивно и с угловым несогласием лежащую на подстилающих архейских образованиях муйской глыбы (Салоп, 1958; Тихонов, Ревякин, 1959). Верхняя возрастная граница подсерии определяется тем, что в верховьях р. Падоры она перекрывает базальными конгломератами падринской серии среднего протерозоя (Салоп, 1958); в бассейне р. Мамы, выше р. Конкудери, фациальный аналог верхней подсерии — чуйская свита несогласно перекрывает песчано-конгломератовыми горизонтами телторгинской серии среднепротерозойского возраста (Таевский и др., 1960).

При микроскопическом изучении осадочно-эффузивной толщи оказалось возможным выделить следующие петрографические группы, отличающиеся особенностями состава и структуры: 1) основные, средние и кислые эффузивы и их туфы; 2) различные зеленые ортосланцы, порфириды и амфиболиты — продукты разной степени метаморфизма пород первой группы; 3) осадочные (в большей части метаморфизованные) образования — известняки, песчаники, кварциты, алевролиты.

Среди эффузивных образований широко распространены диабазы и диабазовые порфириты, кератоспилиты, кератофиры, кварцевые, андезитовые и афировые порфириты, реже встречаются кварцевые порфиры и другие кислые эффузивы; среди туфов, которые развиты менее, чем эффузивы, преобладают кислые разновидности.

Диабазы и диабазовые порфириты внешне представляют собой мелкозернистые темные, зелено-серые массивные или рассланцованные породы, иногда встречаются разности с амигдалоидной текстурой. Диабазы с хорошо сохранившейся структурой встречаются сравнительно редко, чаще всего они метаморфизованы и превращены в метадиабазы, структуру которых можно назвать как реликтовую диабазовую и бластоофитовую.

Диабазы сложены плагиоклазом и хлоритом. Плагиоклаз представлен альбитом с содержанием анортита не более 12%; в отдельных случаях наблюдаются реликты альбитизированного основного плагиоклаза. Хлорит развивается между лейстами плагиоклаза по стекловатому базису и пироксену. Кроме плагиоклаза и хлорита, в диабазах встречаются эпидот, цоизит, актинолит, карбонат, биотит, серицит, кварц, пирит, титаномагнетит, сфен, лейкоксен и апатит. Миндалины в амигдалоидных диабазах выполнены эпидотом, хлоритом, кварцем и кальцитом.

Диабазовые порфириты отличаются от описанных диабазов присутствием в их составе вкрапленников альбита или альбитизированного олигоклаза-андезина (35% Ап). Для диабазовых порфиритов, как и для диабазов, очень характерны аутометасоматические процессы альбитизации, хлоритизации, эпидотизации и карбонатизации.

С диабазами и диабазовыми порфиритами тесно ассоциируются и другие различные порфириты.

Андезитовые порфириты макроскопически представляют собой серые с зеленым оттенком плотные породы, иногда с ясно различимыми вкрапленниками плагиоклаза. Структура андезитовых порфиритов порфировая с пилотакситовой, а в измененных разностях с гранолепидобластовой основной массой. Вкрапленники сложены зональным плагиоклазом (андезином) с содержанием анортита в центральных частях зерен до 45—49% и в периферических — до 9—15%, реже во вкрапленниках присутствует буро-зеленый амфибол. Основная масса сложена более мелкими зернами этих же минералов; к ним примешиваются эпидот, цоизит, хлорит, карбонат, кварц, апатит и пирит.

Кварцевые порфиры — зеленовато-серые породы массивной или сланцеватой текстуры, встречены в мелких ксенолитах в левом борту долины р. Лев. Мамакана. Первичная структура породы почти полностью уничтожена и в настоящее время может быть определена как гранолепидобластовая. Вкрапленники представлены слабо удлиненными и таблитчатыми зернами зонального плагиоклаза (центральные части содержат 30—48% Ап, периферия — 9—12% Ап) и длинными призмами голубовато-зеленого амфибола. Плагиоклаз вкрапленников содержит включения амфибола, биотита, хлорита и минерала эпидот-цонзитовой группы. Основная масса породы сложена альбитом, амфиболом, кварцем, эпидотом, биотитом, хлоритом, апатитом и рудным минералом.

Афировые порфиры известны в мелких ксенолитах среди более молодых гранитов. Макроскопически — это серые и темно-серые, обычно зеленоватые, чрезвычайно тонкозернистые породы, лишенные или почти лишенные вкрапленников. Минеральный состав их следующий: актинолит, альбит, эпидот, хлорит, рудный минерал, и в качестве непостоянных примесей — карбонат, кварц, биотит, серицит и цонзит.

К афировым порфиритам тесно примыкают и встречаются вместе с ними альбит-амфиболовые порфиры. Спилиты с типичной для них спилитовой структурой встречаются сравнительно редко.

Кератоспилиты, будучи близкими по минеральному составу к спилитам, отличаются от них отсутствием спилитовой структуры и более значительным содержанием альбита. Структура кератоспилитов может быть определена как пилотакситовая и апонтерсертальная. Породы сложены альбитом (до 10% Ап) и андезином (40% Ап), хлоритом, эпидотом, актинолитом, титаномагнетитом, лейкоксеном, апатитом и пиритом.

Кератофиры не менее распространены в составе муйской серии. Структура этих пород порфирная с пилотакситовой, сферолитовой и микропуйкитовой основной массой. Вкрапленники сложены альбитом и кварцем (в кварцевых кератофирах); основная масса — альбитом, кварцем (в кератофирах его очень мало), хлоритом, серицитом, эпидотом, цонзитом, актинолитом, рудным минералом и апатитом.

Кварцевые порфиры встречаются реже всех других эффузивных пород, характерных для верхней подсерии, и слагают, по-видимому, мало мощные, быстро выклинивающиеся покровы и потоки. Внешне они напоминают кварцевые кератофиры, отличаясь от них светлыми тонами. Текстура кварцевых порфиров чаще всего сланцеватая, переходная к катакластической. Структура обычно порфирная с фельзитовой, гранофировой, чаще всего микроаллотриоморфнозернистой и микрогранитовой основной массой. Вкрапленники кварцевых порфиров образованы кварцем, плагиоклазом с содержанием анортита от 9 до 20%, реже до 42% и микроклином, редко шахматным альбитом.

Основная масса сложена альбитом (6—12% Ап), кварцем, микроклином, аксессуарным рудным минералом и апатитом; из новообразований характерны серицит, эпидот, редко хлорит и биотит. Как и основные эффузивы, кварцевые порфиры часто метаморфизованы и превращены в различные порфириды; в некоторых случаях трудно определить, за счет эффузивов или туфов развивается порода, особенно, если туф кристаллокластический.

Пирокластические породы в чистом виде встречаются редко. Незначительное распространение пирокластических разностей может быть объяснено не только их подчиненным положением в составе толщи, но и тем, что они легко подвергаются изменению, превращаясь в различные сланцы, и могут быть не распознаны.

Среди пирокластических образований был отмечен смешанный туф кварцевого кератофира и кварцевого порфира. В составе обломков чаще всего встречаются плагиоклаз, кварц в форме оплавленных фенокристаллов и фрагменты эффузивов. Туфы также метаморфизованы, что находит отражение в появлении серицита, хлорита, эпидота, актинолита, карбоната, биотита и других метаморфических минералов.

С туфами тесно связаны и встречаются вместе с ними туфогенные песчаники, чаще всего грубые и плохо сортированные. Здесь, наряду с пирокластическим материалом, характерно наличие в различной степени окатанных обломков кварца, плагиоклаза и эффузивных пород. Цемент туфопесчаников образован серицитом, хлоритом, эпидотом, в некоторых разностях очень много биотита.

Зеленые сланцы характеризуются различными оттенками зеленого или серого цвета и сланцеватым сложением. В некоторых обнажениях они переслаиваются с бесспорно эффузивными породами или туфами; иногда под микроскопом в них кое-где различимы плохо выраженные, замаскированные последующей перекристаллизацией, следы первичных структур. Такая тесная ассоциация сланцев с основными эффузивами и наличие реликтов диабазовых структур указывают на то, что зеленые ортосланцы образовались при метаморфизме основных и отчасти средних эффузивов.

Из наиболее часто встречающихся структур в зеленых сланцах можно назвать немагматобластовую, фибробластовую, граномагматобластовую, лепидомагматобластовую, гранобластовую, лепидобластовую и другие бластические структуры, характеризующиеся развитием чешуйчатых и игольчатых минералов. Минералогический состав сланцев, как и пород, за счет которых они развиваются, обусловлен различными сочетаниями одних и тех же минералов: альбита, амфибола (обыкновенной и актинолитовой роговой обманки), эпидота, хлорита, цонзита, биотита, кварца, аксессуарного пирита, апатита и титаномагнетита. Ниже приведены минеральные ассоциации сланцев, возникших за счет основных и средних эффузивов: альбит-эпидот-актинолит; кварц-альбит-эпидот-актинолит; эпидот-альбит-цонзит-актинолит; кварц-актинолит-эпидот; актинолит-альбит-кварц-хлорит-эпидот; хлорит-актинолит; хлорит-эпидот; альбит-хлорит-амфибол; хлорит-актинолит-альбит; олигоклаз-биотит-амфибол-эпидот; амфибол-альбит-кварц-эпидот; серицит-хлорит.

Продуктом метаморфизма кислых эффузивов являются порфириды и разнообразные, связанные с ними, сланцы. Внешне — это светло-серые сланцеватые с шелковистым блеском породы, с ясно видимыми линзочками и очками полевых шпатов и кварца. Структуры их чаще всего грано- и лепидогранобластические, переходящие в катакластические, бластомилонитовые и бластопорфирные; очень характерно наличие полосок вытяжения, вдоль которых расположены перекристаллизованный кварц, серицит, эпидот и другие новообразования. По наличию остатков первичных структур можно проследить переходы от сланцев к кератофирам, альбитофирам и порфирам.

Для всех этих пород характерно наличие большого количества кварца — это кислые породы, чем они и отличаются от других пород зеленокаменной толщи, в которых кварц, как правило, отсутствует (за исключением некоторых сланцев). Типично для них и обильное развитие серицита и в меньшей мере эпидота, хлорита и карбоната. Эти особенности позволяют объединить эти породы в одну группу. Минеральные ассоциации, типичные для этих пород: мусковит — биотит — альбит — кварц; серицит — альбит — кварц; биотит — микроклин — кварц — альбит; эпидот — биотит — кварц — альбит; эпидот — биотит — альбит; актинолит — эпидот — кварц — альбит; биотит — амфибол — кварц — альбит.

Амфиболиты возникают при прогрессивном метаморфизме зеленых сланцев. Внешне они мало отличаются от зеленых сланцев и представляют мелко- и среднезернистые, отчетливо сланцеватые породы, окрашенные в темно-серый до черного цвет, обычно с зеленоватым оттенком. Текстуры амфиболитов сланцеватые, структуры лепидогранобластовые. Главную массу породы слагают амфибол и плагиоклаз с содержанием анортита от 31—37 до 48%, редко до 76%, к которым в небольшом количестве примешиваются эпидот, клиноцоизит, кварц и магнетит, в зонах контактового метаморфизма — новообразования бурого биотита. Минеральные ассоциации амфиболитов: обыкновенная роговая обманка — плагиоклаз (30—42% Ап) — (+ магнетит, эпидот); плагиоклаз — (40—48% Ап) — обыкновенная роговая обманка — эпидот (+ магнетит); кварц — биотит — плагиоклаз (37—47% Ап) — обыкновенная роговая обманка (+ магнетит, эпидот).

Чисто кластические образования (метаморфизованные песчаники и алевролиты) в изученном районе крайне редки; кроме того, здесь наблюдались маломощные прослои кристаллических известняков.

Известняки в контакте с гранитами дают узкую зону офикальцитов и скарноидных пород. Иногда известняки переслаиваются с зелеными сланцами, чем и определяется их принадлежность к верхней подсерии. Внешне — это крупнокристаллические грязно-серые породы, со слабо выраженной грубой слоистостью или лишенные ее. При микроскопическом изучении устанавливается гранобластовая структура, образованная крупными с зубчатыми краями зернами кальцита, к которому в ничтожном количестве примешиваются пирит, окруженный красно-бурыми гидроокислами железа, и новообразования тремолита и минералов группы оливина.

Полимиктовые песчаники зачастую изменены и имеют бласто-псаммитовую структуру. Текстура их сланцеватая, полосчато-сланцеватая или неясно-полосчатая, сложение мелко- и среднезернистое. Среди них встречаются разновидности, в которых перекристаллизацией задеты только цемент и краевые части обломков, и разновидности, в которых перекристаллизация зашла настолько глубоко, что уже с трудом различается псаммитовая структура. В составе обломков кварц угловатой формы в целых зернах или в микрогранобластовом агрегате. В других случаях обломки округлой формы образованы кислым плагиоклазом, затронутым пелитизацией и серицитизацией. Цемент песчаников базальный или соприкосновения. В составе цемента кварц, серицит, карбонат, хлорит; иногда встречаются мелкие чешуйки биотита, огибающие обломки породы. В наиболее глубокоизмененных разностях карбонатизированных песчаников с большим трудом улавливается реликтовая псаммитовая структура. Большая часть обломков превращена в тонкие прослои и линзы, цемент полностью перекристаллизован — такие породы уже можно назвать сланцами.

Алевролиты узнаются по аналогии их с метаморфизованным алевритовым цементом песчаников, переслаивающихся с алевролитами. Они сложены мелкоагрегатным кварцем, серицитом и хлоритом, собранным в параллельно ориентированные полосы и линзы. Редкие мелкие обломки альбита и кварца среди перекристаллизованной массы образуют бластоалевритовые участки.

## ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

### Патомская серия

#### *Средняя подсерия нерасчлененная (Pt<sub>3</sub>pt<sub>2</sub>)*

Карбонатные образований, условно отнесенные к средней подсерии патомской серии, закартированы в среднем течении р. Икибзяк на площади около 50 км<sup>2</sup>. С юга и юго-запада они отделены разломом от раннепротерозойских интрузивных массивов, на юго-востоке и востоке они соприкасаются с палеозойской интрузией и протягиваются далее на север, на территорию листа О-49-XXIV.

Толща представлена исключительно кристаллическими известняками и мраморами.

Карбонатная толща выделена в среднюю подсерию патомской серии на основании литологического сходства с аналогичными породами, которые к изученным примыкают непосредственно с севера (площадь листа О-49-XXIV), и где они были ранее отнесены к верхнепротерозойским (Таевский и др., 1959).

По текстурным особенностям среди них выделяются следующие разновидности: крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые, массивные, реже полосчатые. Слоистость слабо выражена или не видна совсем.

Цвет мраморов белый и светло-серый, известняков и доломитов — серый и темно-серый, последние обладают запахом битума; темные разности встречаются в удаленных от гранитов участках. Структура пород обычно гранобластовая или микрогранобластовая, иногда мелкокристаллическая, неравно-

мернозернистая. В минералогическом составе пород главную роль играет кальцит, часто с ясно видимыми полисинтетическими двойниками, во многих зернах видно тонкораспыленное непрозрачное вещество. Доломит в ромбоидальных зернах имеет второстепенное значение. В качестве примесей в мраморах присутствуют в незначительных количествах диопсид, форстерит, тремолит, актинолит, кварц, плагиоклаз и рудный минерал. В контакте мраморов с палеозойскими гранитоидами тремолит и диопсид наиболее обильны. Мощность обнажений по р. Икибзяк ориентировочно 1000—1200 м.

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения кембрийской системы преимущественно карбонатного состава закартированы в среднем течении р. Лев. Мамакана, где они объединены в янгудскую свиту.

### Нижний — средний отделы

#### *Амагинский и ленский яруссы*

#### *ЯНГУДСКАЯ СВИТА*

#### *НИЖНЯЯ ПОДСВИТА (Ст<sub>1-2</sub>п<sub>1</sub>)*

Подсвита выделена на основании литологического сходства с аналогичными карбонатными отложениями, фаунистически охарактеризованными в среднем течении р. Дылдаиси (лист О-50-XXV), откуда они в непрерывных выходах протягиваются на запад до р. Лев. Мамакана (Тихонов, Ревякин, 1959).

Отложения нижней подсвиты янгудской свиты обнажены очень слабо, что не позволяет изучить разрез и точно определить их мощность. Неполная мощность подсвиты 900 м.

В разрезе свиты выделяются доломиты и известковистые доломиты, реже доломитизированные и доломитовые известняки. Внешне — это аморфные и мелкокристаллические породы розового, кремового, белого и серого цвета различной интенсивности, тонко переслаивающиеся между собой. Обычно это слоистые, тонкоплитчатые, реже массивные породы. Вблизи зон разрывных нарушений можно выделить сланцеватые до листоватых разновидности.

В контакте с прорывающимися их гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса они превращены в мраморы и содержат обильные новообразования тремолита, непосредственно в контакте — диопсид, рудный минерал, минералы группы оливина и очень редко полевые шпаты.

При изучении под микроскопом все эти породы также почти не отличаются друг от друга; устанавливаются мелко- и мелкокристаллическая, гранобластовая, гетеробластовая, зубчатая и мозаичная структуры. Минеральный состав их прост: кальцит и доломит в различных количественных вариациях, очень редко к ним примешиваются отдельные зерна кварца, по слоистости иногда отмечается тонкораспыленное непрозрачное вещество. Слоистость выражается чередованием прослоев с различной величиной зерна, иногда слоистость подчеркивается упорядоченным расположением удлинённых зубчатых зерен карбоната.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА \*

Рыхлые образования четвертичного возраста распространены почти повсеместно, достигая наибольшей мощностей у подножий склонов и по днищам долин. По генезису — это ледниковые, водноледниковые, речные, делювиально-колювиальные, элювиальные и смешанные отложения. По возрасту они объединены в нижний, верхний и современный отделы.

\* Стратиграфия четвертичных отложений дана по А. Г. Золотареву (1959).

### Нижнечетвертичные отложения (Q<sub>1</sub>)

К нижнечетвертичным относятся ледниковые отложения первого оледенения, представленные моренами, залегающими на плечах трогов высотой около 180—200 м в средних течениях рек Бугарихты и Икибзяк. Морены сложены красновато-бурыми, иногда светло-коричневыми суглинками и глинами с глыбами и плохо окатанными валунами амфиболовых и биотитовых гранитов, реже кварцитовидных пород; участками суглинки содержат дресву и гравий. Мощность этих отложений около 10 м. Гипсометрические отметки плечей трогов и их геоморфологическое положение соответствуют положению наиболее высокой VI террасы р. Мама; возраст отложений VI террасы р. Мама путем сопоставления их с отложениями высокой 220-метровой террасы р. Витима определяется как нижнеплейстоценовый.

К нижнечетвертичным отложениям относятся, по-видимому, и многочисленные эратические валуны гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, во множестве разбросанные по седловинам водораздельных пространств рек Мал. Конкудери и Икибзяк, где они отчетливо выделяются среди нижнепротерозойских образований.

### Верхнечетвертичные отложения (Q<sub>III</sub>)

Здесь относятся ледниковые отложения третьего и четвертого оледенений и межледниковые аллювиальные отложения, образующие комплекс низких надпойменных террас.

Ледниковый комплекс третьего оледенения, представленный донными боковыми и конечными моренами и флювиогляциальными отложениями, развит наиболее широко по сравнению с другими верхнечетвертичными образованиями. Моренные отложения, часто залегающие на коренных породах плотика V и IV террас, представлены главным образом несортированным материалом, составленным глинами и валунами, переходящими местами в чистые серые или желтовато-серые пески с валунами, глыбами, галькой и щебнем. Крупнообломочный материал преимущественно гранитный; окатанность различная; часть хорошо окатанного материала попала в морены, вероятно, из древнего аллювия. В некоторых участках, где размыв содействует выносу мелкозернистого материала из маломощных морен, происходит отмыв и концентрация валунов морены, которые образуют крупные валунные россыпи.

Флювиогляциальные отложения третьего оледенения залегают на моренах днищ трогов; наиболее широко они представлены в долинах рек Мал. Конкудери и Бугарихты и на их отдельных участках.

Смешанные водно-ледниковые и ледниковые отложения широко развиты в среднем течении р. Бугарихты. Флювиогляциальные отложения часто обнажены в береговых обрывах не менее 15 м высотой; представлены они несортированными, средне- и мелкозернистыми, реже сортированными косослоистыми суглеями и глинами серого и сизо-серого цвета с галькой, рассеянной по всей толще.

Возраст отложений третьего оледенения (второй ярус верхнего отдела) определяется залеганием их на межледниковых наносах низов первой половины верхнечетвертичного отдела в устье р. Каверги (Золотарев, 1959). В отложениях третьего оледенения врезаны долины третьего эрозионно-денудационного цикла и сформированы III—I надпойменные террасы.

Аллювиальные отложения надпойменных террас (10, 20, 35 м) наиболее полно представлены и хорошо выражены в участках, где долины рек свободны от ледниковых наносов, например, по р. Мамакану, в низовьях р. Икибзяк; в виде отдельных разобщенных участков они прослеживаются по рекам Лев. Мамакану, Мал. и Бол. Конкудери и их некоторым притокам. В строении надпойменных террас принимают участие песчаные, песчано-галечно-валунные, супесчаные, песчано-глинистые и глинистые отложения, переслаивающиеся между собой. Материал отдельных прослоев обычно хорошо сортирован, крупнообломочный, хорошо окатан.

Возраст аллювиальных отложений III—I террас (третий ярус верхнего плейстоцена) определяется наложением их на ледниковые отложения третьего оледенения и врезом в них голоценовой поймы.

### Верхнечетвертичные и современные отложения (Q<sub>III+IV</sub>)

Здесь относятся нерасчлененные отложения III—I террас и поймы. В низовьях крупных рек, где в отложениях нижних надпойменных террас нижнюю возрастную границу четвертого оледенения провести не удается, комплекс террас можно считать сформировавшимся в межледниковое время и в период четвертого оледенения. Участками высокая пойма трудно отделима от низких надпойменных террас.

### Современные отложения (Q<sub>IV</sub>)

К современным осадкам относятся пойменные отложения, представленные русловыми галечниками и песчано-галечными образованиями. В средних и верхних течениях рек, куда еще не дошел в своем развитии третий эрозионно-денудационный цикл, реки зачастую текут по логам ледниковых долин с более или менее выровненным профилем. Здесь реки перебивают донные морены и маломощные пойменные отложения, представлены здесь почти лишенными мелкозема валунниками и галечниками.

Мощность пойменных отложений колеблется от 0,5 до 3 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В строении района магматические породы играют существенную роль, занимая площадь около 4000 км<sup>2</sup>, из них около 3350 км<sup>2</sup> падает на палеозойские интрузии и только 650 км<sup>2</sup> остается на долю докембрийских интрузий. Все магматические образования сгруппированы в интрузивные комплексы, описание которых дано в порядке возрастной последовательности.

### Раннепротерозойские интрузии

#### Муйский интрузивный комплекс

Интрузивные проявления, тесно связанные с вулканизмом, приурочены к трем разновременным фазам, в течение которых последовательно внедрились: субвулканические интрузии кислого состава (I фаза), доорогенные интрузии основного и ультраосновного состава (II фаза), с главной фазой складчатости связано внедрение интрузий плагиогранитов, гранодиоритов и диоритов (III фаза).

I фаза. Интрузии субвулканических гранит-порфиров (ул. Pt, ms). Интрузии гранофировых гранит-порфиров и гранитов закартированы в северной части района, где они слагают крупные интрузивные тела в породах осадочно-эффузивной толщи; на дневной поверхности они занимают площадь около 50 км<sup>2</sup>.

Субвулканические интрузии сложены гипабиссальными породами кислого состава — гранофировыми гранитами и гранит-порфирами. В одних случаях — это более поздняя интрузивная форма вулканических образований, в других — подводные каналы или глубокие части лавовых покровов. По структурным и минералогическим признакам можно выделить переходы от гранитов и гранит-порфиров к кварцевым порфирам, от которых они отличаются лишь величиной зерна (гранофировые граниты — гранофировые гранит-порфиры — порфиры с гранофировой основной массой — порфиры с фельзитовой и сферолитовой основной массой).

Нижняя возрастная граница гранофировых гранитов определяется интрузивным контактом их с породами муйской серии.

Внешне — это лейкократовые средне-, реже мелкозернистые массивные породы светло-серого цвета с розовым оттенком. По минеральному составу выделяются граниты, состоящие из калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза, и бесплагиоклазовые породы с кварцем. Бесплагиоклазовые разновидности состоят из крупных (до 1—2 мм в поперечнике) участков гранофира овальной или изометричной формы, таблитчатых зерен калиевого полевого шпата с простыми двойниками, редко микроклина с характерной двойниковой решеткой и редких изометричных зерен кварца. Иногда кварц образует центральные части участков гранофира. По характеру срастания калиевого полевого шпата с кварцем выделяются пегматитовая, микропегматитовая и гранофировая структуры. В расположении удлиненных вростков кварца можно подметить, что вростки располагаются чаще всего в одном, субпараллельном направлении. Реже наблюдаются участки гранофира с радиально-лучистым расположением вростков. Буро-зеленый темно-чешуйчатый биотит, всегда присутствующий в том или ином количестве (от 0,5 до 5% объема породы), обычно сконцентрирован в гнезда неправильной формы в ассоциации с мелкими зернами аксессуарных и вторичных минералов.

Вторая разновидность гранитов отличается от первой только тем, что в ней присутствует в количестве от 5 до 50% плагиоклаз (5—18% An), двойникованный по альбитовому закону и образующий крупные призмы и мелкие таблички.

В обоих случаях, если в породе присутствует мелкозернистая основная масса с более или менее ярко выраженными вкраплениями, выделяются гранит-порфиры, обычно приуроченные к краевым частям интрузий.

II фаза. Интрузия габброидов ( $v_2Pt_1ms$ ). Метаморфизованные габброиды распространены преимущественно в северо-западной части района. Наиболее крупный выход основных пород расположен на водоразделе Эльдика и Догалдына, площадь массива около 50 км<sup>2</sup>. Три других, менее крупных массива каждый, залегают среди пород муйской серии в верховьях рр. Догалдына и Нагикты и в среднем течении р. Локомо. В бассейне р. Лев. Мамакана, против устья р. Чавори и против устья р. Бугарихты выявлено еще два мелких (по 4—5 км<sup>2</sup> каждый) массива основных пород.

Нижний возрастной предел габброидов определяется интрузивным контактом их с породами киянской подсерии. С гранофировыми гранитами I фазы они нигде не соприкасаются, но более молодой возраст габброидов относительно гранофирированных гранитов устанавливается тем, что последние являются субвулканической фацией кислых эффузивов муйской серии. Верхний возрастной предел габброидов определяется пересечением их гранитами третьей фазы муйского комплекса.

Сохранявшаяся в отдельных местах линейность, выраженная ориентированным расположением удлиненных кристаллов плагиоклаза или неравномерным последним распределением светлых и темных минералов, в целом согласна с направлением структур вмещающих пород. Согласный характер контактов с вмещающими породами, форма залегания основных пород в виде согласных интрузивных залежей и силлов указывают на то, что интрузии внедрялись в начальные этапы геосинклинали развития и в дальнейшем принимали участие в складчатости и создании складчатых структур (сооружений) района. Все это, вместе взятое, позволяет отнести интрузии основных пород к доорогенным согласным (конформным и конкордантным) плутонам.

Внутри массивов выделяются габбро-диабазы, габбро (метагаббро) и диоритоподобные породы краевых зон интрузий; встречаются породы по своим структурно-минералогическим признакам очень похожие на метабазиты, наблюдаемые в составе муйской серии. Большую часть массивов составляют габбро-амфиболиты.

Габбро-диабазы — это мелко- и среднезернистые массивные породы зелено-серого и темно-зеленого цвета, спорадически встречающиеся в массивах габбро-амфиболитов. Для них характерны габбро-диабазовая и диабазовая структуры. В результате перекристаллизации породы нередко приобретают кристаллобластические структуры.

Минеральный состав их сравнительно прост: плагиоклаз (50—60%), моноклинный пироксен (20—25%), обыкновенная роговая обманка (20—35%), к которым примешиваются аксессуарные: магнетит, титаномagnetит, апатит и вторичные минералы: биотит, сфен, минералы группы эпидот — цоизита, реже кварц, хлорит и серицит.

Габбро встречается, так же как и габбро-диабазы, в центральных частях массивов основных пород; макроскопически почти ничем не отличается от них. В данную группу (габброидов) эти породы отнесены главным образом по структурным признакам: реликтовые офитовая и оксиофитовая структуры. Первоначальный минеральный состав габбро в значительной мере изменен процессами замещения и в настоящий момент — это соссоритовое, уралитовое, альбитизированное и амфиболитованное габбро. Количество минерального состава: пироксен + амфибол 15—44%, андезин (№ 50—63) — 40—65%, биотит 1—10%, кварц 2—5%, рудный минерал 1—3%. При содержании последнего до 20% породу можно определить как рудное габбро. Широко развиты минералы группы эпидот — цоизита.

Габбро-амфиболиты и амфиболиты внешне и под микроскопом мало отличаются от габбро, между ними имеются постепенные переходы, разница состоит в том, что габбро-амфиболиты — это породы, почти утратившие свой первоначальный магматический облик, а амфиболиты — полностью утратившие его. Обычно структуры амфиболитов кристаллобластические, характеризующиеся явлениями перекристаллизации и образования одних минералов за счет других. Минеральные ассоциации характеризуются здесь обильным развитием минералов группы эпидот-цоизита, обыкновенной роговой обманки, альбита, хлорита и других вторичных минералов; пироксен встречается очень редко; в реликтах плагиоклазов далеко не везде может быть определен его состав.

Диоритовые породы, точнее породы, по составу соответствующие диоритам, развиваются вблизи контактов габброидов с прорывающими их гранитами. Внешне — это средне- и мелкозернистые зелено-серого цвета сланцеватые и массивные породы с ясно видимыми новообразованиями кварца и биотита.

При микроскопическом изучении структура их может быть определена как грано- и лепидогранобластовая; иногда в них устанавливается реликтовая офитовая структура. Минеральный состав диоритовых пород определяется присутствием плагиоклаза (40—60%), чаще всего замещенного мелкозернистым агрегатом соссорита, сине-зеленой роговой обманки (15—35%), кварца (5—12%), развитого в гнездах, линзах, полосках и коротких прожилках, и бурого биотита (до 15%), к которым примешиваются аксессуарные минералы.

Интрузии гипербазитов ( $\sigma_2Pt_1ms$ ). Ультраосновные породы представлены оташкованными и карбонатизированными серпентинитами. Это очень мелкие тела, закартированные по россыпям: одно на безымянной высоте в вершине р. Антаки, другое в правом борту р. Мал. Конкудери, между устьями рек Чаткандра и Ниричандра. Серпентиниты — темно-зеленые с шелковистым блеском мягкие породы. При микроскопическом изучении устанавливается спутанноволокнистая, участками гранобластовая и лепидогранобластовая структура. Количество минералогический состав их: серпентин (20—60%), карбонат типа брейнерита и доломита (5—30%), тальк (10—40%) и магнетит. Подобные тальк-карбонатные и карбонатно-серпентинитовые породы развиваются в контакте гипербазитов Парамского массива с прорывающими гранитами (Арсентьев, 1955).

III фаза. Интрузии гранитоидов ( $v_3Pt_1ms$ ). Гранитоиды муйского комплекса развиты преимущественно в северной половине района: они образуют три крупных и несколько мелких интрузивных массивов. Первый обнажается в междуречье Икабзяка, Бугарихты и Чавори; площадь его около 280 км<sup>2</sup>. Второй массив закартирован в междуречье Мал. Конкудери, Нагикты и Догалдына; площадь его 100 км<sup>2</sup>. Третий — в среднем течении р. Лев. Макан, где он занимает площадь около 100 км<sup>2</sup>. Более мелкие мас-

сивы закартированы на водоразделах Нагикты и Догадына, Уксака и Бугарихты, Чаткана и Мал. Конкудери и в вершине р. Икабзяка.

Нижний возрастной предел гранитоидов муйского комплекса доказываются интрузивными контактами их с породами муйской серии и габброидами. О верхнем возрастном пределе можно судить по наличию гранитоидных галек в конгломератах падринской толщи среднепротерозойского возраста в вершине р. Падоры (Салоп, 1958). Другим указанием на верхнюю возрастную границу гранитоидов муйского комплекса является наличие диоритов в гальке конгломератов теиторгинской серии среднепротерозойского возраста в бассейне р. Мамы, выше устья р. Конкудери (Таевский и др., 1959).

При микроскопическом изучении гранитоидов были выделены следующие разности: плагιοграниты, граниты, гранодиориты, трондьемиты, тоналиты и диориты. Намечается некоторая приуроченность более кислых пород к центральному, а более основных разностей — к периферическим частям массива; расположенные близко друг к другу в этом ряду породы часто встречаются вместе. Между соседними членами ряда существуют постепенные взаимные переходы, осуществляющиеся путем изменения количественно-минералогического состава. Крайние члены ряда различаются между собой составом плагноклаза, содержанием кремнезема и количеством темноцветных минералов.

Почти все породы интрузий обладают такситовым сложением, наблюдается приуроченность разностей с наиболее ярко выраженной гнейсовидностью и полосчатостью к краевым частям интрузий и к крупным ксенолитам вмещающих пород, не обладают такситовым сложением только порфиридные граниты центральной части массива (водораздел Икибзак, Бугарихты). Плоскостным структурам гнейсо-гранитов свойственны различные генетические признаки — магматические и метаморфические: протоклаз и протобластез. Гнейсовидность гранитов, по-видимому, возникла одновременно со структурами течения или точнее — заканчивала процесс образования структур течения, накладываясь на них.

Интрузии биотитовых гранитов и гнейсо-гранитов размещаются в нижнепротерозойском структурном ярусе. Массивы вытянуты параллельно основному простиранию структур нижнего протерозоя; все интрузии района характеризуются гармоничностью своих структур с вмещающими породами; плоскости контактов направлены в одну сторону (северо-восток и север). Все эти данные позволяют рассматривать изученные интрузивные массивы как продольные согласные крутонаклонные внутрiformационные плутоны. Размеры массивов соответствуют плутонам первой и второй величины. Анализ структурных фаций интрузий дает возможность отнести их к первично-паракристаллическому, пансинтектическому типу интрузивных тел.

*Граниты* — это средне- и крупнозернистые, часто порфиридные породы розового и розовато-серого цвета, массивной текстуры. При микроскопическом изучении структура гранитов может быть определена как реликтовая гранитовая, призматически зернистая. Породы повсеместно в той или иной мере катаклазированы, трещины выполнены мелкозернистым агрегатом зерен кварца и полевых шпатов, к этим же трещинам приурочены биотит и новообразованные минералы. Минеральный состав гранитов определяется присутствием микроклина и микроклин-пертита (16—34%), альбит-олигоклаза № 5—17 (23—47%), кварца (25—35%) и биотита (3—12%), к которым присоединяются апатит, ортит, сфен, циркон, рудный минерал (в сумме 0,2—2,0%) и новообразованные серицит, мусковит, редко эпидот и хлорит.

Гранодиориты тесно примыкают к гранитам и как бы бордюром окружают поля развития их. Отличаются гранодиориты от гранитов несколько иным содержанием кварца и составом плагноклаза. Внешне — это средне-, реже мелкозернистые гнейсовидные и массивные породы серого, розовато-серого и зелено-серого цвета, равномернозернистые, реже порфиридные. Структура их призматически зернистая. Очень часто гранодиориты катаклазированы, и тогда структура их может быть определена как катаклатическая и призматически зернистая реликтовая; катаклиз нередко сопровождается перекристаллизацией; встречается и оксифитовая структура.

Количественно-минералогический состав гранодиоритов сравнительно прост: плагноклаз (№ 32) — 67%, кварц 16—20%, биотит 5—10%, акцессорные минералы — апатит, пирит, титаномагнетит, сфен, редко ортит и новообразованные серицит, эпидот, хлорит. В участках, примыкающих к гранитам, к этим минералам присоединяется микроклин от 7 до 25%, который нередко образует порфиридные вкрапления. Ближе к вмещающим породам гранодиориты содержат синезеленую и светло-зеленую обыкновенную роговую обманку.

Остальные из перечисленных выше разности пород, слагающие интрузивные массивы, характеризуются различными комбинациями тех же самых минералов, что и вышеописанные; по структурно-текстурным признакам они также существенно не отличаются от гранитов и гранодиоритов.

*Плагιοграниты* характеризуются интенсивной серицитизацией плагноклазов, хлоритизацией биотита и следующим количественно-минералогическим составом: олигоклаз № 12—17 (41—58%), кварц (35—50%), биотит (3—16%); акцессорные и вторичные минералы те же, что и в гранитах и гранодиоритах, и примерно в том же количестве.

*Тоналиты* отличаются от гранодиоритов составом плагноклаза, меньшим содержанием кварца и биотита и наличием в некоторых шлифах синезеленой обыкновенной роговой обманки. Состав их: андезин № 36—43 (49—60%), кварц (17—34%), биотит (4—10%), роговая обманка (14—40%). Индивидуальные особенности образующих породу минералов те же, что и в плагιοгранитах.

Трондьемиты сложены плагноклазом № 31—32 (42—54%), кварцем (18—46%), биотитом (4—16%), как примесь в некоторых шлифах установлен микроклин (от 0,4 до 3%). Характерные признаки — эпидотизация и сосюритизация плагноклазов и хлоритизация биотита.

Кварцевые диориты отличаются от трондьемитов и тоналитов еще меньшим содержанием кварца и биотита и повышенным содержанием роговой обманки, рудного минерала, апатита и сфена: плагноклаз № 28—41 (39—69%), роговая обманка (11—43%), кварц (3—10%), биотит (2—13%). Больше чем в остальных породах здесь и эпидота, равномерно рассеянного по породе; плагноклаз интенсивно сосюритизирован; роговая обманка обыкновенная зеленая и синезеленая, иногда с простыми двойниками.

*Диориты* обладают следующим составом: плагноклаз № 32—48 (28—63%), роговая обманка (20—60%), биотит (4—10%), кварц (2—4%). Бурий биотит развивается по роговой обманке, а хлорит и по биотиту, и по роговой обманке. Кроме того, очень характерным для диоритов является повышенное содержание сфена, апатита и рудного минерала, в сумме составляющих от 1,5 до 5% объема породы, и призматически зернистая структура, участками переходящая в габбро-диабазовую.

В эндоконтакте все перечисленные выше разности гранитоидов и диоритов превращены в темные мелкозернистые породы гнейсовидного облика. Количественно-минералогический состав их остается в основном прежним, иногда увеличивается содержание темноцветных минералов; меняется структура породы. Макроскопически — это полосчатые и тонкополосчатые породы, очковое сложение часто улавливается только под микроскопом, очки обычно сложены микроклином. Структура пород чаще всего средне- и мелкозернистая; заметно увеличивается роль катаклатических явлений. Под микроскопом видно, что порода состоит из чередующихся прослоев, одни из которых сложены вытянутыми или округлыми зернами серицитизированного или сосюритизированного плагноклаза, другие (более тонкие) — кварцем, реже биотитом.

По сравнению с гранитоидами и диоритами, расположенными дальше от контакта, содержание темноцветных минералов и плагноклаза здесь заметно повышается; интенсивнее идет процесс замещения титанистого железняка сфеном; повышено содержание рудного минерала и апатита.

В зонах разломов гранитоиды и диориты интенсивно катаклазированы, милонитизированы и нередко превращены в серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы.

Катаклазиты по минеральному составу мало отличаются от гранитов и диоритов — это те же породы, разбитые на куски большим количеством трещин и плоскостей скопления. Особенных текстурных изменений катаклаз не вызывает. Трещины заполнены мелкозернистым кварц-полевошпатовым материалом дробления с большим количеством новообразований хлорита, кварца, альбита, реже эпидота и пренита. В кварце исходных пород при катаклазе появляется столбчатое погасание, ненормальная двухосность, часто наблюдается тонкая полосчатость. Полевые шпаты исходных пород часто интенсивно альбитизированы, разбиты и изогнуты.

Катаклазиты через милонитовые очковые гнейсы переходят в милониты и blastsмилониты.

Милониты — тонкозернистые, тонкосланцеватые породы зеленовато-серого цвета с шелковистым блеском в изломе вдоль поверхностей сланцеватости. Сланцеватая текстура обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых слоев. Внутри таких слоев обычно наблюдается присутствие более или менее крупных порфирокластовых выделений плагноклаза, кварца, микроклина, сфена и ортита, имеющих линзовидную, чечевицеобразную форму.

Структура гнейсов — blastsмилонитов может быть определена как гранопорфирокластовая, blastsмилонитовая (от грубо- до тонкомилонитовой) и гранулитовая со всеми переходами между ними. Минералогический состав гнейсов — blastsмилонитов близок составу гнейсо-гранитов и гнейсо-диоритов.

Характер контакта интрузий с вмещающими породами в значительной мере зависит от текстурных особенностей последних. Эндоконтактная зона в целом характеризуется наличием ксенолитов вмещающих пород, количество которых увеличивается к краям интрузий и постепенно уменьшается по направлению к центральным частям ее. Форма ксенолитов плиткообразная и неправильная, ориентированы они обычно параллельно полосчатости гнейсов. Размеры ксенолитов варьируют в очень широких пределах: от сантиметров до десятков и сотен метров по длине. Эндоконтактная зона сменяется постепенно экзоконтактной, в которой эффузивно-сланцевая толща насыщена согласными и секущими жилами гранита и диорита. Инъекционные породы имеют грубо- и тонкополосчатое, брекчиевидное и пятнистое строение. Границы между полосами различного состава отчетливые, местами неясные, расплывчатые. Полосы по простиранию не выдержаны, быстро расщепляются на сеть более мелких полос и жилок, переходят в смешанные разности, прерываются или резко выклиниваются. Крупные полосы гранодиорита и диорита содержат многочисленные ксенолиты.

Ксенолиты в различной степени изменены, иногда полностью преобразованы в мелкозернистые порфировидные, грубозернистые меланократовые породы, близкие по составу и внешнему облику к обычным кварцевым диоритам. При этом наблюдаются все стадии перехода эффузивных пород и сланцев в кварцево-диоритоподобные породы. Около жилок и между ними сланцы осветлены, участки превращены в тонкозернистые роговики или окварцованы. В других случаях сланцы и эффузивы биотитизированы, окварцованы и превращены в неоднородные амфиболиты, кристаллические сланцы, гнейсы, роговики и мигматиты.

*Габброиды* муйского комплекса под влиянием жил и даек гранитов и диоритов претерпели сильные контактовые изменения, выразившиеся в изменении цвета, исчезновении первичномагматических структур; в контакте с прорывающими их породами они сильно рассланцованы; характерно широкое развитие в метагаббро вторичных минералов: сосюритизация плагноклаза, замещение роговой обманки бурым биотитом, эпидотом, сфеном и рудным веществом, биотита хлоритом и др. Образование вторичных минералов, по-видимому, обязано хлоритизации из гранитов щелочей и высвобождению из минералов габбро при их изменении кальция, железа и магния.

Проведенные исследования позволили выявить в гранитоидах муйского комплекса ряд особенностей, имеющих значение для установления их генезиса. К числу таких особенностей относятся: а) наличие в гранитах отчетливо

выраженной директивной текстуры, обусловленной плоскостным и линейным параллелизмом минералов; б) наличие интрузивных контактов с вмещающими породами, с послонью включенными ксенолитами этих пород и образование в отдельных местах типичной эруптивной брекчии; в) повторение трахитоидности гранита очертаний включенных в него ксенолитов вмещающих пород; г) наличие в гранитоидах реликтов типично магматических структур; д) наличие в гранитах кварцевых жил и образование в контакте с вмещающими породами мелкозернистых эндоконтактных разновидностей; е) широкое развитие в гранитах типичной для гранитов матрацевидной отдельности. Все это говорит в пользу их магматического происхождения.

Характерной петрологической особенностью комплекса является зональность интрузивных массивов, отчетливо проявленная как в отношении состава, так и сложения. Другой характерной особенностью является их гнейсовидный характер сложения, обусловленный ориентированным расположением слагающих их минералов. Нормально кристаллизующимися магматическими породами являются, по-видимому, лишь граниты, часть гранодиоритов и плагногранитов; трондьемиты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты, по всей вероятности, являются уже гибридными образованиями. Об этом свидетельствует характерное такситовое строение группы пород; то постепенные, то очень резкие и частые переходы одних пород в другие; характерное кучное распределение цветных минералов; специфическое развитие синевато-зеленых роговых обманок сравнительно с буровато-зелеными роговыми обманками, наблюдаемыми в нормальных магматических породах; развитие в тоналитах и диоритах плагноклазов с резко выраженной и многочисленной зональностью в противоположность гранитам центральных частей, в которых зональность обычно слабо проявлена и количество зон ее не превышает двух-трех.

Интрузия гнейсовидных, биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, гранито-гнейсов, плагногнейсов и диорито-гнейсов закартирована в среднем течении р. Лев. Мамакана, выше устья кл. Первого, на площади 12—13 × 3—8 км.

В связи с некоторой специфичностью этот интрузивный массив выделен в муйский комплекс с какой-то долей условности. Условно потому, что часть пород массива определенно напоминает гранитоиды III фазы муйского комплекса, распространённые в северной части изученной территории. Наряду с этим некоторые породы несут отличительные признаки, характерные только для гнейсовидных разновидностей данного массива.

Массив со всех сторон граничит с гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса и лишь на северо-востоке соприкасается с породами муйской серии.

На отдельных участках гнейсо-граниты в контакте с порфиронами и зелеными сланцами дают мигматиты, в других местах гнейсо-граниты содержат линзовидные и чечевицеобразные конкордантные вкладки мелкозернистых пород, напоминающих биотитсодержащие амфиболиты муйской серии. Такое соотношение определяет нижнюю возрастную границу их. Верхний возрастной предел их здесь не установлен.

Все породы комплекса имеют гнейсовидный облик, гнейсовидность проявлена чередованием полос темного и светлого цвета и ориентированным расположением минералов внутри полос различного состава. В соответствии с направлением гнейсовидности расположены ксенолиты амфиболитов.

*Плагногнейсы амфиболовые*, биотитовые и биотит-амфиболовые являются наиболее распространенными среди других разностей пород массива. Макроскопически — это серые, светло-серые и розовато-серые массивные породы гнейсовидного облика. Структуры их бластические. Минеральный состав: олигоклаз № 20, кварц, амфибол, биотит, к которым примешиваются акцессорный апатит, ортит, сфен, рудный минерал, микроклин, серицит и эпидот.

*Гранито-гнейсы* в общем мало отличаются от плагногнейсов. Структуры их в большинстве случаев бластические, иногда можно видеть участки гипидиоморфнозернистой структуры. В центральных частях массива встречены породы, напоминающие порфиритовые граниты.

Диорито-гнейсы встречаются в краевых частях массива и вблизи ксенолитов, представляя, по-видимому, гибридные разности. Структуры их также грано- и лепидогранобластические. Минеральный состав и особенности каждого минерала в отдельности мало отличаются от таковых в уже описанных породах, разница лишь в количественных соотношениях их.

### Позднепротерозойские интрузии

#### Мамско-оронский плутоновый комплекс

И ф а з а ( $\gamma$ , Pt<sub>3</sub>мо). Гнейсо-граниты и граниты данного комплекса развиты в среднем течении р. Нагикты на площади 32 км<sup>2</sup>, среди поля палеозойских гранитоидов.

К мамско-оронскому комплексу изученные породы отнесены на основании литологического сходства с аналогичными образованиями смежных территорий (Таевский и др., 1959).

Макроскопически — это розовато-серые, светло-серые и серые породы, с хорошо выраженной плоско-параллельной или гнейсовой текстурой, редко — это массивные породы. Структура blastsгранитная, гранобластовая, аллотриоморфно-, редко гипидиоморфнозернистая. Количественно-минеральный состав: плагиоклаз (№ 22—36) — 40—50%, микроклин 25—30%, кварц 20—25%, биотит 3—8%, мусковит — до 5% и акцессорные минералы — апатит, ортит, магнетит, эпидот, серицит. По составу и структуре выделяются следующие разновидности: биотитовые и двуслюдяные среднезернистые мезократовые, аплитовидные мелкозернистые и пегматоидные. Все они имеют взаимные количественно-минералогические и структурно-текстурные переходы.

Возраст комплекса установлен на смежных с севера территориях (Таевский и др., 1959). Здесь породы комплекса не соприкасаются ни с какими образованиями кроме гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса.

### Палеозойские интрузии

Конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс ( $\gamma$ Ст<sub>3</sub>км). Гранитоиды данного комплекса слагают крупный интрузивный массив в верхнем и среднем течении рек Лев. Мамакана, Бол. и Мал. Конкудери, занимая более половины территории листа (около 2500 км<sup>2</sup>), и прослеживаются далее к востоку, югу и западу от закартированного района. Породы данного комплекса контактируют главным образом с докембрийскими образованиями, плоскости контактов падают круто, местами вертикально; на земной поверхности контакт имеет вид ломаной линии с протяженными прямолинейными участками, что, по-видимому, указывает на глыбовый характер движений земной коры в момент внедрения интрузий.

Возраст гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса устанавливается интрузивными соотношениями их с фаунистически охарактеризованными кембрийскими образованиями в среднем течении р. Лев. Мамакана (Ревякин, Фомин, Сульдин, 1960) и в бассейне р. Прав. Мамакана (Тихонов, Ревякин, 1959). Верхняя возрастная граница не может быть установлена, т. к. в районе нет отложений моложе кембрийских, исключая четвертичные.

Нижнепалеозойский возраст всех гранитоидов, слагающих интрузию, не может считаться решенным окончательно, так как существует другая точка зрения на возраст и расчленение этих гранитов (Шалек, Колпинская, 1960). В приустьевой части рек Чавори и Икибзяк Е. А. Шалек и Н. Л. Колпинская выделяют мелкие, сложные по составу трещинные интрузии палеозойского возраста; большую часть гранитоидов района они относят к верхнепротерозойскому тельмамскому интрузивному комплексу. Однако в бассейне рек Прав. Мамакана и Тельмамы выделение тельмамских гранитов в самостоятельный верхнепротерозойский комплекс ставится под сомнение Н. Л. Колпинской (1960). Аналогичное мнение было высказано ранее и нами (Тихонов, Ревякин, 1959). Кроме того, на геологической карте Байкальской горной области масштаба 1 : 500 000, составленной Л. И. Салопом, в низовьях р. Ча-

вори обозначена палеозойская интрузия, размерами значительно превосходящая интрузию, выделенную здесь Е. А. Шалек и Н. Л. Колпинской.

Среди пород конкудеро-мамаканского комплекса выделяются следующие разности: граниты, граносиениты, гранодиориты, плагиограниты, диориты и сиенито-диориты. Центральные части массива сложены среднезернистыми, иногда крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами массивной текстуры; при изменении количественно-минералогических соотношений граниты постепенно переходят в граносиениты, сиенито-диориты и плагиограниты. Южная и юго-западная части массива сложены лейкократовыми гранитоидами, обладающими среднезернистой, часто порфиroidной структурой; по составу они являются преимущественно амфибол-биотитовыми и амфиболовыми. В зоне контакта гранитоидов с карбонатными отложениями кембрия по р. Лев. Мамакану они изменяют свой состав до гранодиоритов и диоритов: биотитовые граниты постепенно переходят в биотит-роговообманковые гранодиориты. В составе гранодиоритов значительно уменьшается количество кварца и микроклина и увеличивается содержание плагиоклаза, изменяется и основность последнего по мере приближения к контакту.

По величине зерна и некоторым текстурным особенностям гранитоиды распределены по площади следующим образом: в краевых частях массивов и в районах наибольших гипсометрических отметок, где, очевидно, сказывалась близость кровли, развиты гранитоиды мелкозернистых гипидиоморфно- и аллотриоморфных структур. В центральных частях массива развиты средне- и крупнозернистые, участками порфиroidные, массивные разности; в южной и юго-западной частях развиты среднезернистые такситовые разности.

Ориентированные структуры выражены плоско-параллельными или шлировым расположением биотита и амфиболов, а также ориентированным расположением линзообразных скоплений темно-серого кварца, что сообщает породам гнейсовидное или полосчатое сложение. Наличие структур интрузивных пород и отсутствие явлений перекристаллизации в гранитоидах позволяет рассматривать полосчатость как следы течения магмы. В различных частях массива степень плоскостной ориентировки минералов различна, что создает то более грубый, то более тонкий гнейсовидный облик пород.

Все разности гранитоидов данного комплекса связаны между собой взаимопереходами и обладают рядом сходных геологических черт: сопровождаются одинаковыми жильными производными, имеют сходный характер контактов с вмещающими породами, однотипны по металлогении, которая почти повсеместно проявлена молибденовой и тантало-ниобиевой минерализацией. Совокупность данных признаков позволяет считать эти образования сингенетичными.

Наложённые структуры, образование которых связано с катаклазом и милонитизацией, в гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса развиты нешироко и приурочены к зонам дробления мощностью от 10 м до первых сотен метров и протяженностью в первые километры. Установлена связь зон дробления и милонитизации с первичными трещинами отдельности, которые в свою очередь строго и закономерно сопряжены с плоскостными и линейными структурами гранитоидов.

Биотитовые граниты наиболее распространены в комплексе. Макроскопически — это лейкократовые равномернозернистые или порфиroidные породы светло-серого цвета. В качестве цветного компонента в них присутствует исключительно биотит, на долю которого приходится около 3—5% объема породы. Структура гранитов обычно гипидиоморфнозернистая, редко аллотриоморфнозернистая, катакластическая и цементная. Вкрапленники образованы микроклином и микроклин-пертитом, редко плагиоклазом. Количественно-минералогический состав: микроклин и микроклин-пертит 25—37%, плагиоклаз (18—25% An) — 30—45%, кварц около 25%, биотит 3—5%, акцессорные минералы — апатит, сфен, ортит, железистый рудный минерал и очень редко молибденит (в сумме до 3%). Для гранитов характерны мirmekиты, пертиты зон роста (в калишпатах), слабая серицитизация, для катаклазированных разностей — хлорит и эпидот по трещинам.

К данным гранитам примыкают биотитовые плагиограниты и адамеллиты — породы серого и светло-серого цвета, обычно массивного сложения с призматически-зернистой структурой и более основным по сравнению с описанными гранитами плагиоклазом (до 30—35% An). Количественно-минералогический состав их: плагиоклаз 45—60%, калишпат 5—20%, кварц — до 15%, биотит 2—5%, амфибол 0—2%, аксессуарные минералы — апатит, магнетит, сфен, редко ортит, из вторичных характерны минералы группы цоизита-эпидота, хлорит и кальцит.

С плагиогранитами и адамеллитами постепенными переходами связаны гранодиориты, с одной стороны, и граносениты — с другой. При повышении основности плагиоклаза и уменьшении содержания кварца и микроклина породы переходят в гранодиориты, при уменьшении содержания кварца и плагиоклаза и увеличении роли микроклина породы переходят в сиенито-диориты и граносиениты.

Амфиболовые и биотит-амфиболовые граносиениты и граниты встречаются так же часто, как и биотитовые граниты. Внешне они мало отличаются друг от друга. При микроскопическом изучении устанавливается гипидиоморфная структура и следующий состав: микроклин-пертит 50—60%, альбит и альбит-олигоклаз (7—12% An) — 15—20%, кварц 10—15%, биотит 3%, сине-зеленый амфибол — до 7%, аксессуарные минералы — ортит, циркон, сфен, моноклинный пироксен и рудный минерал. Очень характерно для пород гнездообразное и линзообразное расположение кварца темно-серого цвета.

Биотит-амфиболовые гранодиориты из приконтактовой зоны интрузии с известняками и доломитами кембрия характеризуются средне- и мелкозернистым, нередко такситовым сложением, мяско-красным цветом, криптовыми и призматически-зернистыми структурами и следующим составом: плагиоклаз (35—40% An) — 64—67%, кварц 16—20%, микроклин 7—12%, биотит 2—3%, амфибол + моноклинный пироксен — 0,9—1,3%, сфен 0,3—0,9%, апатит 0,04—0,12%, рудный минерал и молибденит; кроме того, присутствуют карбонат, серицит, хлорит, эпидот и цоизит. По мере удаления от контакта в глубь массива изменяется основность плагиоклаза, увеличивается содержание кварца и микроклина, гранодиориты переходят в биотитовые и амфибол-биотитовые граниты.

Контактные воздействия гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса на вмещающие породы выразились в следующем. В среднем течении р. Лев. Мамакана, в непосредственном контакте с гранодиоритами, кембрийские известняки превращены в офкальциты, состоящие из карбоната, диоксида, серпентинизированных минералов группы оливина и тремолита с небольшой примесью кварца, полевых шпатов, амфибола, биотита, магнетита и молибденита. Мощность офкальцитов несколько сантиметров. Далее от контакта, в полосе около 10—15 м, следуют мраморизованные известняки с диопсидом и тремолитом, еще далее около 200—300 м — кристаллические известняки с тремолитом и в 500—1000 м от контакта следуют мелкокристаллические и афонитовые известняки. В нижнепротерозойских породах основного состава в контакте с палеозойскими гранитоидами интенсивно идут процессы замещения роговой обманки красно-коричневым биотитом с образованием сфена и эпидота, маломощные жилы гранитов интенсивно эпидотизированы. Все нижнепротерозойские породы в контакте с палеозойскими гранитоидами несут следы окварцевания и микроклинизации.

Жильные образования, пересекающие массивы гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса и редко выходящие за его пределы, представлены жилами кварца, пегматитами, гранит-аплитами, гранит-порфирами, диабазами, базальтами, кersантитами, одинитами, спессартитами, камптонитами и мончикитами. Возможно, не все они являются жильными производными конклюдеро-мамаканских гранитоидов, но и не могут быть выделены в самостоятельный жильный комплекс, т. к. неизвестны взаимоотношения их между собой и с другими образованиями района, моложе гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса. В подавляющем большинстве случаев — это маломощные крутопадающие жилы, редко дайки, часть из них довольно хорошо

выдержана по простиранию (до сотен метров и даже первых километров); установлена приуроченность некоторых разностей к определенной системе трещин.

Кварцевые жилы широко, и более или менее равномерно распространены в пределах массива. Форма жил разнообразная, есть жилы, хорошо выдержанные по простиранию, падению и мощности, иногда жилы с раздувами и пережимами. Мощность жил обычно не превышает 30—40 см, в редких случаях она достигает 3 м. Большая часть жил приурочена к крутопадающим первичным трещинам, перпендикулярным к полосчатости гранитов; именно к такого типа жилам в верховьях рек Локомо, Бол. Якоря и особенно по кл. Вандях и приурочена молибденовая минерализация в ассоциации с пиритом, флюоритом, шеелитом и магнетитом.

Пегматиты распространены главным образом в южной части района. По насыщенности пегматитовым материалом выделяются две полосы: одна приурочена к водоразделу Мал. Конкудери и Лев. Мамакана, вторая, менее выраженная, — в бассейне р. Бол. Конкудери, под острым углом пересекает западную границу листа. В большинстве случаев пегматиты приурочены к первичным трещинам, согласным полосчатости гранитоидов. По простиранию и мощности пегматиты не выдержаны, нередко — это линзовидные пегматоидные обособления с расплывчатыми контурами. Для пегматитов характерны однообразные равномернозернистые структуры, редко встречаются блоковые пегматиты с отдельными кристаллами микроклина, достигающего 10 см в поперечнике. Минералогический состав их прост: полевой шпат (плагиоклаз и микроклин вместе или раздельно) и кварц, к которым примешиваются биотит или мусковит, никогда не дающий промышленных скопленений, аксессуарные минералы — флюорит, гранат, редко молибденит.

Близко к пегматитам стоят кварц-полевошпатовые жилы и гранит-аплиты, отличающиеся между собой только структурами. Приурочены они преимущественно к краевым частям интрузий, а также к полосам развития пегматитов. Внешне — это светло-серые и розовато-серые лейкократовые мелкозернистые породы. Структура их чаще всего аллотриоморфнозернистая, иногда порфировидная.

**Гранит-порфиры.** Редкие одиночные выдержанные по простиранию (до 2 км) жилы и дайки гранит-порфиров разбросаны по всему массиву гранитов. Мощность жил достигает 10—15 м, контакты резкие, крутопадающие, иногда вдоль контакта развита полосчатость и наблюдаются ксенолиты вмещающих пород. Внешне — это серые и светло-серые массивные породы. Структура порфировая, с микрогранитовой основной массой. Во вкраплениях кварц и полевые шпаты, к ним примешиваются биотит, мусковит, аксессуарные и вторичные минералы.

Диабазы и долериты встречены в коренном залегании и в деловии на водоразделе Мал. Конкудери и Чавори. Обычно это маломощные, выдержанные по простиранию жилы. Вмещающие породы в контакте «обоженные», диабазы имеют зоны закалки до 1 см мощностью. Макроскопически — это зеленовато-серые и черные плотные породы, иногда с порфировыми выделениями плагиоклазов. Структура чаще всего офитовая, реже порфировая, с микродолеритовой основной массой. Порода состоит из беспорядочно разбросанных таблитчатых и призматических зерен сосюритизированного плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены роговой обманкой, авгитом, хлоритом, эпидотом, карбонатом и мелкими зернами рудного минерала.

Базальты встречены в развалах в вершине р. Чавори. Внешне — это черные пузыристые звенящие при ударе породы. Структура их порфировая, с интересеральной структурой основной массы. Вкрапления образованы авгитом и оливином. Основная масса состоит из беспорядочно расположенных микролитов плагиоклаза, мелких зерен пироксена, рудного вещества и стекла.

Лампрофиры, распространенные в бассейне р. Мал. Конкудери, закартированы преимущественно по россыпям. Макроскопически — это темно-зеленые, почти черные мелкозернистые породы. Керсантиты имеют призматически-зернистую структуру и сложены: плагиоклазом 55%, биотитом 25%,

карбонатом до 10%, сфеном и рудным минералом — в сумме до 1,5%. Спелсартиты внешне и по структуре почти не отличаются от керсантитов, здесь чаще встречается порфирировая структура — во вкрапленниках роговая обманка, реже плагиоклаз. В составе породы главную роль играет андезин-лабрадор и буро-зеленая роговая обманка.

Камптониты и мончикиты встречаются в центральной части массива — это черные мелкозернистые породы. Структура порфирировая, с афанитовой структурой основной массы. Во вкрапленниках серпентинизированный оливин, реже авгит. Основная мелкозернистая масса сложена лабрадором и бурой роговой обманкой (баркевикитом), очень редко встречается биотит, из акцессорных апатит и рудный минерал. В отличие от камптонитов в мончикитах основная масса сложена стеклом (анальцимом?).

## ТЕКТОНИКА

Территория листа О-49-XXX входит в северо-восточную часть Северо-Байкальского нагорья. Структуры района здесь подчиняются глубинным разломам, заложенным еще в раннем докембрии на стыке двух структурно-фациальных поясов байкалид — внешнего и внутреннего. Геосинклинальный режим существовал здесь до начала палеозоя; в нижнепалеозойское время эта область развивалась в режиме, переходном от геосинклинального к платформенному, и в конце кембрия окончательно стабилизировалась как платформенное сооружение. В мезо-кайнозойское время район был подвержен длительным поднятиям, закончившим формирование этого сложного складчатого сооружения. История геологического развития тектонических структур данной территории отчетливо подразделяется на четыре этапа.

1. В нижнем протерозое изученная территория представляла морской бассейн, где происходило накопление пород спилито-кератофириковой формации, переслаивавшихся с карбонатными и терригенными осадками. К этому же времени относятся субвулканические интрузии гранофировых гранитов и гранит-порфиров; в связи с ранними фазами диастрофизма формируются проорогенные интрузии основных и ультраосновных пород. Интрузии офиолитов образуют цепь выходов, которые своим расположением подчеркивают простирание и конфигурацию глубинных разломов, служивших, по-видимому, подводными каналами. Во время главной фазы складчатости в мощную осадочно-эффузивную толщу внедрились синорогенные интрузии гранитоидов.

В процессе незатухающего тектогенеза нижнепротерозойская осадочно-эффузивная толща пород и синхроничные ей интрузивные образования были метаморфизованы и смяты в линейные складки, повторяющие в плане общую конфигурацию зон разломов глубокого заложения.

Анализируя элементы залегания слоистости пород муйской серии, можно установить, что эффузивы слагают крыло крупной структуры типа Мамского синклинория (Таевский, 1960), осложненное складками второго и более высоких порядков. Направления падения слоистости и совпадающей с ней полосчатости и сланцеватости плавно изменяются (с востока на запад) от северо-восточного через северное на северо-западное; преобладают углы падения в 50—70°. Соответственно изменяется и простирание: у восточной границы территории листа преобладают северо-западные простирания линейных складок в осадочно-эффузивной толще, в северной части — субширотные замеры, а еще далее на запад и юго-запад, в верховьях р. Локомо, простирание становится северо-восточным. В верховьях рек Локомо и Нагикты в структуре северо-западного простирания намечается поворот к юго-западу. Здесь картируются две складки второго порядка: синклинали и антиклинальная. Ось первой из них имеет субширотное простирание (междуречье Уксака и Мал. Кокудери), а в бассейне р. Локомо, где эта структура обрывается интрузией палеозойских гранитов, ось складки плавно поворачивает на запад-юго-запад. В синклинали складку смяты расланцованные эффузивы; сохранилась лишь часть этой структуры, которая обрывается интрузией протокластических гранитов и габброидов. Простирание

гнейсовидности и полосчатости интрузивных пород при этом совпадает с ориентировкой слонсто-флюидалных текстур и полосчатости в породах верхней подсерии. Крылья складки симметричные, углы падения около 50°.

Антиклинальная складка второго порядка отчетливо устанавливается в верховьях рек Ниричандра и Догадына. Складка широтного простирания прослеживается и в бассейне р. Нагикты. Здесь породы киянской подсерии прорываются крупной интрузией нижнепалеозойских гранитов. Углы падения крыльев складки 60—75°.

Кроме этих двух складок, отмечена антиклинальная складка третьего порядка в приустьевой части р. Чавори. Простирание оси складки северо-западное (290°), углы падения крыльев около 80°.

Обособленное пространственное и структурное положение занимают эффузивы муйской серии и синорогенные угольканские гнейсо-граниты в верховьях р. Лев. Мамакана. Здесь преобладающее широтное простирание складок (падение крыльев на юг под углами 70—80°) плавно изменяется на северо-восточное (Лев. Мамакан) с падением крыльев на юго-восток (углы 60—70°).

Гнейсовые текстуры и протокластические структуры гранитоидов синорогенного муйского комплекса, совпадающие с элементами складчатых структур в нижнепротерозойских образованиях, по-видимому, также подчеркивают ориентировку зоны глубинного разлома, регулировавшего осадконакопление и магматизм. Косвенным подтверждением существования этих разломов является наличие линейновытянутых участков катаклазитов и blastsмилонитов, образовавшихся вдоль контактов гранитоидов с вмещающими породами при тектонических подвижках в этой, длительно развивающейся зоне. Разрывных нарушений, которые по возрасту с полной уверенностью можно было бы отнести к нижнепротерозойским, не установлено; косвенные доказательства существования их уже приводились. В последующие тектонические эпохи они, очевидно, подновлялись и в настоящее время картируются как более молодые разрывы.

2. История геологического развития района в верхнем протерозое не может быть расшифрована в связи с тем, что в пределах территории листа О-49-XXX породы осадочно-метаморфического и изверженного комплексов этого возраста распространены крайне незначительно. Структурная позиция их не установлена.

3. В кембрии вдоль разломов жесткого протерозойского фундамента происходило сложное опускание отдельных участков. В таких условиях в своеобразных синклинал-грабенах шло накопление терригенного и карбонатного материала. Характер распределения фаций (с учетом материалов по листу О-50-XXV; Тихонов, Ревякин, 1959) свидетельствует о постепенном опускании дна синклинал-грабена и трансгрессии моря в нижнем и среднем отделах кембрия. Наиболее полно изучить этот тип структур представляется возможность в бассейнах рек Прав. и Сред. Мамакана (Тихонов, Ревякин, 1959).

На территорию листа О-49-XXX с востока (лист О-50-XXV) протягивается Дылгадасинский синклинал-грабен. Во впадине, ограниченной разломами северо-западного простирания, по замерам слоистости в известняках устанавливается синклинали складка с отчетливым замыканием в северо-западной части ее. У восточной границы территории листа слоистость в известняках обладает северо-западным (310°) простиранием, к западу простирание изменяется на широтное, в левом борту долины р. Лев. Мамакана постепенно переходит в субмеридиональное, а в юго-западном крыле синклинали простирание слоистости вновь становится северо-западным. Углы падения крыльев крутые (60—80°). Северо-восточное крыло синклинали осложнено небольшой антиклинальной складкой второго порядка с широтным простиранием шарнира и асимметричными крыльями. Падение слоистости в южном крыле 75°, в северо-восточном крыле углы падения 30—50°.

При дешифрировании аэрофотоснимков отмечены выраженные в рельефе разломы подавляющего северо-западного простирания. Отличная дешифрируемость этих разрывов свидетельствует о их подновлении позже ниж-

него палеозоя. К разрывам того же возраста относится разлом в левом борту р. Лев. Мамакана, имеющий меридиональное простирание. Во всех указанных случаях разломы проходят в породах нижнего протерозоя.

В палеозойских гранитоидах конкудеро-мамаканского комплекса отчетливо выражены первичные трещины, которые часто выполнены жильными материалами. Так, например, к системе поперечных (по отношению к полосчатости гранитов) трещин в бассейне ключей Вандах и Тарбаганей приурочены кварцевые жилы с молибденитом. Жилы различной протяженности; мощность их от 30 см до 5 м.

Другая система трещин довольно точно совпадает с плоскостными структурами в гранитах, они классифицируются как пластовые трещины. К пластовым трещинам часто приурочены пегматитовые и аплитовые жилы.

Третья система трещин, почти перпендикулярная первым двум, продольная. Для этих трещин характерны крутые углы падения; большая часть их выполнена пегматитовыми жилами, по мощности не превышающими 1—1,5 м. Стенки тех трещин, с которыми не связаны жильные породы, обычно густо усеяны мелкочешуйчатым мусковитом, реже примазками эпидота и хлорита и еще реже — магнетитом и пиритом; трещины прямолинейные, с ровными краями, и прослеживаются на значительные расстояния.

4. В мезо-кайнозойское время вся Северо-Байкальская складчатая область испытывала длительные поднятия, которые вызвали активное расчленение рельефа. В результате поднятий сформировался Байкальский свод, представляющий сложное сооружение с большой амплитудой поднятия и пологими крыльями. Территория листа О-49-XXX приходится на северо-западное крыло этого свода. На фоне общего поднятия в современном рельефе сохранился заложенный еще в нижнем палеозое синклинал-грабен, расположенный в среднем течении р. Лев. Мамакана.

Мезо-кайнозойские разломы, отчетливо выраженные в рельефе, отмечены в левом борту долины р. Лев. Мамакана.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ \*

Рельеф изученной территории формировался под воздействием различных процессов: эрозионно-денудационных, ледниковых, тектонических, мерзлотных и др. Ведущая роль принадлежит эрозионно-денудационным, остальные лишь осложняют эрозионный рельеф. Неотектонические (кайнозойские) колебательные движения регулировали активность и направленность этих процессов.

### Эрозионно-денудационный и ледниковый рельеф

В бассейнах рек Лев. Мамакана и Бол. Конкудери выделяется рельеф трех эрозионно-денудационных циклов и четырех оледенений\*\*.

Рельеф 1-го цикла сохранился в средних течениях рек Бугарихты и Икибзяк в виде отдельных, небольших по площади участков. Это фрагменты VI скульптурной террасы, превращенной ледниковой деятельностью 1-го оледенения, сопоставимого с Жуинским оледенением Патомского нагорья, в плечи трогов. Высота плеч трога в бассейне р. Бугарихты 180—200 м, в бассейне р. Икибзяк 150—180 м. Поверхности трогов наклонены в сторону тальвегов долин. На плечах трогов залегает морена с бугристо-ванновым микрорельефом, иногда морена размыта и от нее остаются скопления глыб и валунов. Следы 1-го оледенения фиксируются также эратических валами гранитов в седловинных понижениях водораздельного пространства рек Икибзяк и Мал. Конкудери.

\* В основу положены геоморфологические построения А. Г. Золотарева для территории листов О-49-XXIII—XXIV (Золотарев, 1958—1959).

\*\* Возможно, это не четыре самостоятельных ледниковых эпохи, а четыре крупных стадийных продвижения одной продолжительной ледниковой эпохи.

Рельеф 2-го цикла. Сформированный в нижнем плейстоцене рельеф после очередного поднятия страны в среднем плейстоцене подвергается омоложению процессами второго эрозионно-денудационного цикла и последующего оледенения. В широкие ложа долин 1-го цикла врезаются долины 2-го цикла; формируются золотоносные террасы (ныне погребенные под отложениями второго долинного оледенения, сопоставимого с Накатаминским оледенением Патомского нагорья), установленные по р. Маме (Золотарев, 1959). После заполнения долин среднеплейстоценовыми отложениями наступил период длительной боковой эрозии и формирования поверхностей широких террас среднего комплекса: V (110—150 м) и IV (60—80 м), которые хорошо выражены по р. Маме (Золотарев, 1959) и не зафиксированы в данном районе. В это же время формируются современные водоразделы и склоны современных долин. Среднегорный рельеф 2-го цикла, являющийся господствующим морфологическим типом в районе, подразделяется на два подтипа. Первый подтип занимает северную часть территории и характеризуется абсолютными отметками 1100—1500 м, мягкими куполовидными водоразделами, плавно переходящими в крутые склоны долин. Второй — занимает южную половину территории и характеризуется большими абсолютными отметками (1500—2200 м), резкими переходами водоразделов в еще большей крутизне склоны долин и присущей ему альпийской альпийностью, которая обусловлена осложняющими его ледниковыми формами. Долины, бывшие трапециевидными, реже V-образными, превращены ледниковой деятельностью в трогои. В конце первой половины верхнего плейстоцена район охватывается новым мощным долинным оледенением, — третьим, сопоставимым с Патомским оледенением Ленского золотоносного района.

Рельеф 3-го оледенения хорошо представлен как экзарационными, так и аккумулятивными формами. Основными экзарационными формами являются трогои, кары и цирки. Трогои образуют дендритовую систему ледниковых долин; по отношению к боковым главные трогои нередко переуглублены, отчего последние оказываются висячими; в вершинах долин трогои обычно заканчиваются карами. Часто несколько каров, врезаюсь в одну вершину, превращают ее в карлинг, иногда несколько каров располагаются полукругом внутри древнего, «дряхлого» цирка, питавшего, по-видимому, ледники 1-го или 2-го оледенения, такие примеры известны на водоразделе Бугарихты и Икибзяк. Размеры каров варьируют от 100 до 1500 м в поперечнике, высота их также различна; стенки каров обычно крутые, местами отвесные. Выход из кара часто бывает прегражден каровым порогом, подпирающим озеро. Кроме того, известны другие напорные формы: останцы отбегания, «бараньи лбы» со следами ледниковой штриховки и полировки и др.

Ледниково-аккумулятивные формы представлены конечной, боковой и донной моренной. В некоторых троговых долинах зафиксировано от двух до четырех участков с дугообразными конечными моренами, на каждом участке по несколько морен. Высота морен от 10 до 50 м, поперечный профиль асимметричный. Между конечными моренами наблюдаются участки с бугристым, холмистым или грядово-холмистым рельефом — «ландшафт основной морены» — и выровненные участки с песчано-суглинистыми отложениями, очевидно, флювиогляциального происхождения. Боковые морены, оставленные ледниками на высоких гипсометрических уровнях и совершенно отсутствующие на склонах и днищах трогов, создают участки с грядовым рельефом.

Рельеф 3-го цикла. В начале второй половины верхнего плейстоцена начинается формироваться долинный рельеф 3-го цикла, представленный в крупных долинах комплексом низких террас: III (35—40 м), II (18—25 м), I (7—12 м) и поймой, а в боковых притоках — узкими каньонами, врезаемыми часто в коренные ложа долин 2-го цикла. Положение долинного рельефа фиксируется резкими переломами продольных профилей речных долин.

В период формирования I и, возможно, II надпойменных террас имело место четвертое оледенение карового типа, хорошо сопоставимое с Лонгдорским оледенением Патомского нагорья. Почти все кары 3-го оледенения имеют выдвинутые в трогои на несколько километров языки морен. По отсутствию на их поверхности почвенного и растительного покрова данные ко-

реинные обнажения отличаются от более древних, расположенных ниже по долинам. Последние уже начали разрушаться процессами химического и физического выветривания и обычно покрыты растительностью. В морены 3-го оледенения врезана современная пойма, имеющая, по-видимому, уже голоценовый возраст.

### Структурно-денудационный и мерзлотный рельеф

Вследствие различной устойчивости горных пород к процессам разрушения, на склонах и водоразделах получает развитие грядовый мезорельеф. Особенно широко он развит в северной части района, на участках распространения метаморфических пород. Здесь фиксируются расположенные параллельно друг другу гряды высотой до десяти метров и протяженностью до нескольких километров; кое-где образуются типичные куэсты. Зоны дробления и милонитизации, приуроченные к различным разломам, отпрепарированы эрозией и ледниковой деятельностью и отчетливо выделяются в виде глубоких рытвин, борозд и расцелин; последние иногда заняты мелкими водотоками.

Мерзлотные процессы обуславливают развитие делювиально-колювиальных россыпей и образование нагорных террас.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Геологосъемочными и поисковыми работами на территории листа выявлен ряд проявлений молибдена. Кроме того, по результатам шлихового и металлометрического опробования установлены ореолы рассеяния титана, хрома, золота, свинца, вольфрама и висмута. Данные элементы не дают промышленных скоплений и даже не служат поисковыми критериями: все они как акцессорные минералы содержатся в гранитоидах конклюдеро-мамаканского и габброндах муйского интрузивных комплексов. Эти ореолы, кроме ореолов рассеяния золота, на карте не обозначены.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Цветные металлы

#### Свинец

Рудопоявление свинца известно на площади еще с 1950 г. (Лисий, Гладышев, 1951). Находится оно (1) в вершине одного из правых притоков р. Икибзак. Здесь в россыпи гранитов встречена глыба кварца размером 0,5 м в поперечнике с гнездовыми скоплениями галенита. Кварц, вмещающий оруденение, полупрозрачен, слегка обохрен. Содержание галенита (визуально) 0,15—0,2%.

### Благородные металлы

#### Золото

Редкие знаки золота установлены в шлихах, отмытых в некоторых ключах, пересекающих поля распространения пород муйской серии. Особого внимания заслуживает участок долины кл. Илигирь (5), притока р. Лев. Мамакана, впадающего в 5 км выше устья р. Чавори. Здесь на отрезке долины протяженностью около 1,5—2 км в древнем аллювии на глубине от 0,5 до 2,5 м в 20 шурфах установлено знаковое содержание золота. Ни один из шурфов не был пройден до плотика, где можно ожидать промышленные концентрации золота, подобные погребенным россыпям, установленным трестом «Забзолоторазведка» по притокам р. Сред. Мамакана (Тихонов, Ревякин, Огиенко, 1956; лист О-60-XXV). Аналогия в геолого-геоморфологиче-

ской обстановке позволяет предполагать и здесь наличие погребенных россыпей, так как кл. Илигирь протекает по древней долине р. Сред. Мамакана.

## Редкие металлы

### Молибден

Все известные рудопоявления молибдена связаны с гидротермальной деятельностью и встречены в полях распространения гранитоидов конклюдеро-мамаканского комплекса в виде отдельных проявлений или групп точек рудопоявлений, которые будут описаны под названием участков. В большинстве случаев молибденит связан с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, пересекающими гранитоиды, реже содержится в виде вкрапленности в гидротермально измененных гранитах. Кроме того, молибденит известен в скарноидных породах, по контакту палеозойских гранитов и известняками кембрия (нижнее течение р. Чавори).

Участок Вандях расположен в вершине кл. Вандях, крупного левого притока р. Лев. Мамакана. Здесь, на северном склоне высоты с отметкой 2147 м и ниже по течению кл. Вандях, вдоль подножия правого склона его долины известен ряд рудопоявлений молибдена (18, 19, 20 и часть не обозначена на карте, ввиду частоты точек с молибденом). Площадь, наиболее насыщенная молибденоносными жилами, расположена на северных склонах высоты с отметкой 2147 м и составляет около 0,1 км<sup>2</sup>. Намечается некоторая концентрация жил в юго-западной части участка. Всего на участке насчитывается до 24 маломощных кварцевых жил, сгруппированных в узкой семидесятиметровой полосе. Расстояние между жилами 8—10 м, расположены они чаще всего субпараллельно, редко соединяясь пересекающими их прожилками. На удалении 200—250 м от главной группы жил к северу и югу расположены отдельные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы. На простирании этой полосы к востоку, в долине ключа, вытекающего из озера с отметкой 1534,7 м, установлено около 16 крутопадающих жил. Мощность жил колеблется от 2 до 10 см, но не превышает 15 см и довольно хорошо выдержана по падению и простиранию. По простиранию многие жилы в скальных выходах прослежены на 70—90 м и далее, не выклиниваясь, теряются в свалах крупноглыбового делювия полосчатых гранитов. Разница гипсометрических уровней, на которых в небольшом удалении друг от друга встречены жилы, составляет 300—350 м, причем содержание молибдена с глубиной не меняется.

Все жилы с молибденовой минерализацией приурочены к трещинам, поперечным полосчатости гранитов, с изменением простирания полосчатости меняется и простирание жил.

Молибденит по жилам распределен очень неравномерно. Встречаются участки жил совершенно пустые, часто молибденит в виде редких чешуек и розеток разбросан по всей мощности жилы, но чаще всего минерализация приурочена к стенкам жил, покрытым сплошными массами (до нескольких миллиметров мощности) молибденита. Мелкие трещины во вмещающих породах вдоль жил на удалении до 3—5 см выполнены кварцем и молибденитом. В оперяющих трещинах и по контакту жил молибденит находится постоянно в ассоциации с пиритом и флюоритом, реже с шеелитом. На отдельных участках кварц-полевошпатовые жилы в гранитах или приконтактные зоны вмещающих гранитов с кварцевыми жилами грейенизированы и состоят из кварца и серицита с небольшой примесью полуразложившихся полевых шпатов; породы часто сильно ожелезнены, отчето имеют красно-бурый цвет; здесь молибденит ассоциируется с мелкозернистым пиритом и флюоритом. В кварц-полевошпатовых жилах молибденит приурочен к местам соприкосновения зерен кварца и полевых шпатов.

Жильный кварц светло-серого цвета, часто покрыт бурыми пленками гидроокислов железа. Полевые шпаты в кварц-полевошпатовых жилах представлены решетчатым микроклином и альбитом.

Молибденит заметен на глаз и представлен, как уже отмечалось выше, мелкими и крупными чешуйками, розетками до 5 мм в поперечнике или сплошными мелкозернистыми массами.

Содержание молибдена по отдельным жилам колеблется от 0,08 до 0,4% и в среднем составляет 0,1—0,2%. В наиболее густо минерализованной зоне содержание металла составляет около 0,006% на массу породы, что указывает на непригодность участка к эксплуатации.

Ниже по течению кл. Вандях известно еще несколько рудопоявлений (16 и 17). В одном случае (16) — это маломощная кварц-полевошпатовая жила с вкрапленностью молибденита, в другом (17) — обохренные ноздреватые дробленые граниты с чешуйками молибденита.

Кроме того, на участке Вандях молибден известен в маломощных и небольших по протяженности зонах дробления гранитов, где граниты интенсивно ожелезнены и серицитизированы.

Участок Тарбаганый расположен в районе высоты с отметкой 2258 м и объединяет рудопоявления 13, 14 и 15. Здесь в светло-серых среднезернистых биотитовых гранитах установлено свыше 10 субпараллельно расположенных кварцевых и кварц-полевошпатовых жил с молибденовой минерализацией. В каждой из точек зафиксировано от 5 до 8 непересекающихся жил, прослеженных по простиранию в скальных выходах до 30—50 м. Жилы крутопадающие, мощностью в первые сантиметры, только две из них по мощности достигают 30 см; расположены они друг от друга на расстоянии от нескольких метров до 20 м. Характер оруденения аналогичен оруденению жил участка Вандях. Содержание молибдена по жилам колеблется от 0,5 до 0,08%, в среднем составляет 0,25%. Околожилные изменения выражены в серицитизации, окварцевании и ожелезнении узкой, трех — пятисантиметровой приконтактной полосы вмещающих гранитов. Молибденовой минерализации сопутствуют пирит и флюорит. Кроме того, спектральным анализом установлено присутствие 0,03—0,1% меди, 0,3—0,1% титана и следы бериллия.

Остальные рудопоявления разбросаны по всей территории листа. Часть из них (2, 9, 10, 11, 12) по характеру минерализации идентична проявлениям участка Тарбаганый, другая часть (3, 4, 6, 7, 8) представляет несколько отличный тип — это мелкочешуйчатые примазки и налеты молибденита по стенкам открытых трещин, рассекающих гранитоиды.

Все перечисленные рудопоявления молибденита в настоящее время не представляют промышленного интереса и могут быть только поисковыми критериями. Участвовавшие в последнее время открытия уже довольно крупных скопленений жил с молибденитом, как на участках Вандях и Тарбаганый, по сравнению с одиночными жилами, известными на смежных площадях, настораживают и заслуживают изучения.

Как наиболее интересные и заслуживающие дополнительного (но не первоочередного) изучения, следует назвать участки Вандях и Тарбаганый, где нужно провести специальные поисковые работы.

В связи с разворачивающимися поисковыми работами на золото, намеченными к проведению в начале шестидесятых годов в бассейне р. Прав. Мамакана (лист О-50-XXV), вполне реальной становится возможность ревизии и проведения дополнительных работ в районе ореола рассеяния золота по р. Илигирь (система р. Лев. Мамакана).

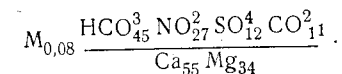
## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Резкая расчлененность района, густая гидрографическая сеть, наличие сезонной и многолетней мерзлоты, литологический состав пород, принимающих участие в его строении, обуславливают общие особенности гидрогеологического режима подземных вод района. В связи с геолого-геоморфологическими особенностями подземные воды района являются водами трещинного типа. В подавляющем большинстве случаев — это инфильтрационные воды, питающиеся за счет атмосферных осадков.

Среди подземных вод описываемого района наиболее распространены трещинные воды зоны гипогенеза изверженных и метаморфических пород, занимающих около 90% территории листа. Они дают нисходящие источники на различных абсолютных отметках; в верховьях падей и на склонах они дренируют верховодку. Дебиты источников колеблются в пределах от 0,01 до нескольких литров в секунду; водообильность пород находится в прямой зависимости от их трещиноватости. Многие источники зимой промерзают полностью. Глубина залегания трещинных вод также зависит от степени трещиноватости пород, наличия мерзлоты; она равна чаще всего 10 м; бурением трещинные воды обнаружены на соседней территории на глубине около 100 м. Температура воды источников 0,2—3° С.

В связи с резкой расчлененностью рельефа, обуславливающей довольно совершенную проницаемость водовмещающих пород на значительную глубину, трещинные воды преимущественно пресные, с крайне низкой минерализацией (0,06—0,2 г/л). По химическому составу воды пестрые, отличаются смешанным составом катионов и анионов, чаще всего — это гидрокарбонатные кальциевые, реже натриевые или кальциево-магниевого.

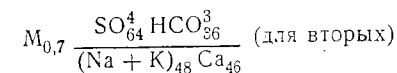
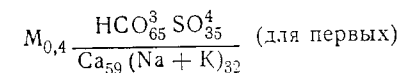
По Курлову, их состав может быть выражен следующей формулой:



С зонами тектонических разломов связаны трещинно-жилные воды. На участках распространения карбонатных пород средней подсерии патамской серии и янгудской свиты кембрия воды участками приобретают характер трещинно-карстовых. Дебит источников здесь по сравнению с источниками на гранитах несколько повышен (до 10—15 л/сек). По физическим свойствам те и другие воды не отличаются заметно от вышеописанных вод зоны гипогенеза гранитов и метаморфических пород.

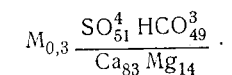
По химическому составу воды в карбонатных породах имеют гидрокарбонатный магниево-кальциевый, реже кальциево-натриевый состав; для трещинно-жилных вод характерен переменный состав и пестрая минерализация.

Их состав, по Курлову, выражается формулами:



К рыхлым четвертичным отложениям, перекрывающим довольно значительные участки территории листа, приурочены порово-пластовые воды. Наиболее обводнены древние аллювиальные и моренные песчано-галечные отложения днищ долин. Менее обводнены аллювиальные отложения речных долин, особенно высокие террасы; имеются участки долин, где современный аллювий совершенно безводен. Мощность водоносного горизонта составляет 3—10 м, глубина его залегания от нескольких сантиметров до 5—10 м. Производительность источников здесь пестрая, расход воды от десятых долей до 3—4 л/сек, в некоторых участках, где аллювий заморожен, падает до 0. Температура воды источников не превышает 4° С.

По химическому составу подземные воды здесь обычно гидрокарбонатные кальциевые или сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые с низкой минерализацией. По Курлову, их состав выражается формулой:



На гидрогеологические условия описываемого района большое влияние оказывает развитая здесь многолетняя мерзлота; талики встречаются в отдельных местах на склонах южной экспозиции и в донных частях наиболее крупных речных долин, «оттепленных» руслами рек. Глубина залегания мерзлых пород 3—15 м, мощность их 50—150 м, вследствие чего и глубина залегания вод, связанных с ними, колеблется в широких пределах.

Надмерзлотные и межмерзлотные воды коренных пород на площади листа имеют ограниченное распространение, так как почти на всю глубину интенсивной трещиноватости породы большую часть года проморожены, обводненность их не высокая (удельные дебиты источников составляют десятки доли литров в секунду). Рыхлые отложения в долинах рек характеризуются наличием безнапорных пластовых вод.

Наиболее распространены воды таликов и подмерзлотные трещинные воды. Наибольшие расходы (0,5—1 л/сек) характерны для русловой части рек, с удалением от русла они становятся менее обильными. Водоносные горизонты, залегающие под водоупором мерзлых четвертичных пород, фиксируются в виде довольно высокодебитных источников в основании склонов долин.

По химическому составу как аллювиальные, так и воды коренных пород обычно пресные, со смешанным составом катионов и анионов; обращает на себя внимание повышенное содержание сульфат-иона. Подмерзлотные воды минерализованы выше, нежели надмерзлотные и межмерзлотные воды.

Все воды района пресные с низкой степенью минерализации и могут быть использованы для водоснабжения населенных пунктов.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б., Мануйлова М. М. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Тр. лабор. геол. декабря, вып. 7, 1957.

Золотарев А. Г. Следы древнего оледенения в бассейнах рек Малая Конкудери и Додыхта (восточная часть Северо-Байкальского нагорья). Мат-лы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. III (XXIV), Иркутск, 1958.

Золотарев А. Г. Стратиграфическая схема четвертичных отложений и геоморфологические условия золотонности среднего участка долины р. Мамы. Мат-лы по геол. и пол. ископ. Вост. Сибири, вып. V (XXVI), Иркутск, 1959.

Мейстер А. К. Предварительный отчет о геологических исследованиях в бассейнах рек Мамакана, Бол. и Мал. Конкудери и Верх. Ангары в 1911 г. Геологические исследования в золотонных областях Сибири, вып. IX, С.-П., 1913.

Мейстер А. К. Горная область Северо-Муйского хребта. Тр. ВГРО, вып. 157, М.-Л., 1931.

Салоп Л. И. Байкальская горная область. Геологическое строение СССР, т. 1. Госгеолтехиздат, 1958.

Салоп Л. И. Байкальская горная область. Геологическое строение СССР, т. 2. Госгеолтехиздат, 1958.

Тихонов В. Л., Ревякин Л. В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка к листу О-50-XXV. Госгеолтехиздат, 1959.

### Фондовая\*

Арсентьев В. П. Геология и петрография Парамского ультраосновного массива (Северо-Муйский хребет), 1955.

\* Материалы хранятся в территориальных геологических фондах Иркутского геологического управления.

Григоров В. Т., Шахматов М. С., Тулубьев К. Л. и др. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных Карлонской партией в 1959 г., 1960.

Лисий В. А., Гладышев М. А. Отчет о геологопоисковых работах в бассейне левобережья р. Мамакана (Ленский золотонный район), 1951.

Ревякин Л. В., Сульдин В. А., Фомин Д. П. Отчет (промежуточный) о геологосъемочных работах, проведенных Конкудерской партией в 1958 г., 1959.

Ревякин Л. В., Фомин Д. П., Сульдин В. А. Геологическое строение бассейнов Лев. Мамакана, Мал. Конкудери и верхнего течения р. Бол. Конкудери. (Отчет Конкудерской г/с партии за 1957—1959 гг.), 1960.

Тихонов В. Л., Ревякин Л. В., Огиенко Л. В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рек Прав. и Сред. Мамакана, 1956.

Таевский В. М., Таевская З. К. и др. Геологическое строение левобережья р. Витим между бассейнами рек Бол. Чуя и Мамакан и части правобережья р. Витим между бассейнами рек Тахтыган и Бодайбок. Отчет Южно-Мамской и Мамско-Витимской партий за 1953—1958 гг., 1959.

Таевский В. М., Таевская З. К., Яковлев В. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Объяснительная записка к листу О-49-XXIII, 1960.

Шалек Е. А., Колпинская Н. Л. Гранитоиды Средне-Витимской горной страны. Отчет Тельмамской партии Северо-Байкальской группы партий за 1959 г., 1960.

Шастилин Б. З., Яцевило В. В. Отчет о работе Бодайбинской партии за 1942—1943 гг., 1944.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Наименование работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Лисий В. А., Гладышев М. А.	Отчет о геологопоисковых работах в бассейне левобережья р. Мамакана (Ленский золотосносный район) за 1950 г.	1951	г. Иркутск, фонды Иркутского геологического управления, № 01636к
2	Ревякин Л. В., Сульдин В. А., Фомин Д. П.	Отчет (промежуточный) о геологосъемочных работах, проведенных Конкудерской партией в 1958 г.	1959	Там же № 05200
3	Ревякин Л. В., Фомин Д. П., Сульдин В. А.	Геологическое строение бассейнов рек Лев. Мамакана, Мал. Конкудери и верхнего течения р. Бол. Конкудери (отчет Конкудерской г/с партии за 1957—1959 гг.)	1959	Там же № 05200

ПРИЛОЖЕНИЕ 2  
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ  
НА ЛИСТЕ О-49-XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
МАСШТАБ 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
<b>Металлические ископаемые</b>				
<b>Цветные металлы</b>				
<i>Свинец</i>				
1	I-4	Левый склон долины р. Правый Крестак (правый приток р. Икибзьяк)	Галенит в кварце (в свалах)	1
<b>Благородные металлы</b>				
<i>Золото</i>				
5	II-4	Бассейн рч. Илгирь (правый приток р. Лев. Мамакана, в 1 км выше устья р. Чавори)	Ореол рассеяния золота	2
<b>Редкие металлы</b>				
<i>Молибден</i>				
11	IV-2	Правый борт долины р. Большой, левый приток р. Бол. Конкудери	Кварцевая жила с молибденом	3
8	III-2	Правый приток р. Бол. Конкудери	Глыбы гранита свкrapленностью молибденита	3
16	IV-3	Правый склон долины р. Вандях, в ее верхнем течении	Кварц-полевошпатовая жила с молибденитом	3
17	IV-3	Там же	Обохренные ноздреватые граниты с вкrapленностью молибденита	3
18	IV-3	Верховья р. Вандях	Параллельные кварцевые жилы с редкой вкrapленностью молибденита	3
19	IV-3	Правый склон долины в верховьях р. Вандях	Кварцевая жила с крупными розетками молибденита	3

Продолжение прилож. 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
20	IV-3	Верховья р. Вандях	Параллельные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы с молибденитом, чаще всего по стенкам трещин и по контакту жил с вмещающими обохренными гранитами	3
12	IV-3	Верховья кл. Второго, севернее русловой отметки 1350,7	Кварц-полевошпатовая жила с молибденитом	3
9	III-3	Южный склон высоты 2139,0	Обломки серого кварца с молибденитом	3
13	IV-3	Высота с отметкой 2258,0	Кварцевые жилы с чешуйками и розетками молибденита	3
14	IV-3	Высота с отметкой 2258,0	Параллельные кварцевые жилы с неровной вкрапленностью молибденита	3
15	IV-3	Высота с отметкой 2258,0	Система кварцевых жил с молибденитом	3
3	II-2	Правый борт долины р. Мал. Конкудери, в 7 км выше устья рч. Уксак	Чешуйки молибденита на стенках трещин по контакту биотит-амфиболовых гранитов с биотитовыми гнейсо-гранитами	2
4	II-2	Правый борт долины р. Мал. Конкудери, в 9 км выше устья рч. Уксак	Пегматоидный гранит с молибденитом	2
7	III-2	Правый борт долины р. Мал. Конкудери (среднее течение)	Глыбы гранита с вкрапленностью молибденита	2
10	IV-1	Верховья кл. Мал. Якорь, южнее высоты 1959,0	Кварцевый прожилок с молибденитом	3
2	I-4	Верховья кл. Романовского (правый приток р. Икибзьяк)	Свалы кварца с молибденитом	1
6	II-4	Левый борт долины р. Чавори	Глыбы гранита с вкрапленностью молибденита	2

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	4
Интрузивные образования . . . . .	11
Тектоника . . . . .	22
Геоморфология . . . . .	24
Полезные ископаемые . . . . .	26
Подземные воды . . . . .	28
Литература . . . . .	30
Приложения . . . . .	32