

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ИРКУТСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Бодайбинская

Лист О-49-XXII

Объяснительная записка

Составители: *Ю. К. Варзалов, В. Д. Белогур, Ю. А. Новокинов*
Редактор *В. М. Таевский*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
20 февраля 1964 г., протокол № 5



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-49.XXII входит в Мамско-Чуйский район Иркутской обл. и ограничена координатами $57^{\circ}20' - 58^{\circ}00'$ с. ш. и $111^{\circ}00' - 112^{\circ}00'$ в. д. В геоморфологическом отношении она относится к переходной области от Северо-Байкальского нагорья к Приленской плоской возвышенности и обладает типичным расчлененным среднегорным рельефом. Основными орографическими единицами района являются водоразделы рек Бол. Чуи — Мамы и Бол. Чуи — Мал. Чуи, характеризующиеся чередованием куполовидных вершин с широкими седловинами. Абсолютные отметки возвышенностей достигают 1200—1350 м. отн. превышения рельефа колеблются от 200—300 м в северо-западной части территории до 600—700 м в южной.

Наиболее крупные реки района Бол. Чуя, Мал. Чуя, Канушка, и Калайка по характеру водного режима относятся к горному типу и характеризуются узкими, глубоко врезаемыми долинами, быстрым течением, обилием перекатов и порогов.

Климат района резко континентальный. Зима суровая и продолжительная, бедная осадками. Продолжительность снежного периода 8—9 месяцев (конец сентября — середина мая). Лето короткое, обычно жаркое и сравнительно сухое в первой его половине, дождливое — во второй. Среднегодовая температура — $5,2^{\circ}$.

В распределении растительности наблюдается вертикальная зональность. Поймы долин больших рек зарастают смешанным лесом и кустарником. Верхние части долин и их сухие склоны покрыты сосной, лиственницей и кедром, увлажненные места склонов — елью. Выше отметок 800—900 м встречается почти исключительно лиственница. В гольцовой части ее сменяет кедровый стланник.

Основными путями сообщения являются авиатрасса Горно-Чуйский — Мама и автомобильный тракт, соединяющий пос. Горно-Чуйский с пос. Луговка. Пути сообщения внутри района служат горные тропы и немногочисленные грунтовые дороги.

Главную роль в экономике района играет добыча слюды, на базе которой вырос рудничный пос. Горно-Чуйский и небольшие поселки около слюдоразработок.

История геологических исследований тесно связана с изучением Мамско-Чуйских месторождений мусковита, известных с конца XVII в., однако наибольшего размаха геологические работы в районе достигли в последние 25—30 лет. Первая сводная геологическая карта м-ба 1 : 200 000, схематично отражающая основные черты геологического строения района, составлена М. Ф. Смирновым (1936). «Мамская толща» * подразделяется им на три отдела: нижний (кварцито-сланцевый), средний (гнейсовый) и верхний (известково-сланцевый) и участвует в строении пологой синклинали, асимметричное строение которой обусловлено продольным сбросом в ядре структуры. В 1942—1943 гг. район посетил Н. П. Семенов. Он расчленил «мамскую толщу» на 9 свит и, следуя трехчленному делению М. Ф. Смирнова, объединил их также в три отдела (Семенов, 1948).

* Следует понимать объем и содержание до исследований В. М. Таевского 1953—1959 гг.

Результатом поисково-съемочных и разведочных работ 1941—1947 гг., проводившихся под руководством П. Н. Сучкова и В. М. Таевского, явилось открытие чуйской группы месторождений мусковита. Ими же впервые высказана мысль об одновозрастности отложений, слагающих крылья Мамского синклинория (Сучков, Таевский, 1948).

Детализацию геологического строения района произвела в процессе специальных тематических работ группа геологов, возглавляемая Н. А. Львовой и М. А. Завалишным (1954), а позднее В. П. Васильевой (1954, 1956). Авторы устанавливают цикличность и тонкую ритмичность в осадконакоплении «мамской толщи», по своему характеру приближающуюся к ритмичности флиша, и выделяют в ней 26 горизонтов.

В 1957—1959 гг. в северо-западной части площади листа вел исследование В. К. Головенко, который выделил ряд свит в составе среднего (акитканская серия) и верхнего (патомская серия) протерозоя.

Перечисленные исследования внесли большой вклад в дело изучения и геолого-промышленного освоения района. Тем не менее многие вопросы геологии оставались дискуссионными и по существу глубоко разработанной единой схемы стратиграфии, тектоники и вулканизма не было.

Основу современных представлений о геологическом строении района составили планомерные геологические съемки м-ба 1:200 000, которые начали проводиться в нагорье с 1953 г. Из материалов, наиболее близко касающихся площади листа О-49-XXII, следует отметить исследования В. М. Таевского с сотрудниками, проведенные в 1953—1959 гг. на территории листов О-49-XXIII и О-49-XXIV (Таевский и др., 1959, 1960). В итоге этих исследований «мамская толща» была подразделена на три разновозрастные части, соответствующие нижнему, среднему и верхнему комплексам протерозоя.

Доказан единый цикл седиментации мамской, кадаликанской и бодайбинской подсерий, объединенных в патомскую серию верхнего протерозоя. Выявлена постепенная смена ступеней метаморфизма в отложениях, слагающих крылья Мамского синклинория (бассейн р. Лульмы), что явилось основой для их сопоставления. Выяснены взаимоотношения интрузивных комплексов между собой и с вмещающими их отложениями. Угольканский (выделенный впервые), чуйско-кодарский и муйский комплексы отнесены к нижнему протерозою, мамско-оронский — к верхнему и конкудеро-мамаканский к нижнему палеозою. Установлены границы потенциальной слюдоносности и определены перспективы района на другие виды полезных ископаемых. Эти данные получили отражения на принятых к изданию в 1960 г. геологических картах территории листов О-49-XXIII и О-49-XXIV и, наряду с материалами других исследователей нагорья (Тихонов, 1956; Салоп, 1958; Головенко, 1957—1960), легли в основу сводной унифицированной легенды по Бодайбинской серии листов. Смежные с запада и севера листы О-49-XXI (автор Л. В. Ревякин) и О-49-XVI (автор О. В. Перевалов) находятся в стадии подготовки к изданию.

При составлении геологической карты территории листа приняты материалы геологической съемки, проведенной в 1961—1963 гг. Ю. К. Варзаловым, В. Д. Белогуром, Ю. А. Новокшеновым и др. Эти работы подтвердили и несколько уточнили схему стратиграфии, тектоники и магматизма, предложенную В. М. Таевским (1959). Чуйская толща муйской серии впервые расчленена авторами на две свиты — неруканскую и чуйскую. Среди гранитов «чуйского гранитного поля» на основании непосредственных геологических наблюдений, геохимических и петрохимических особенностей выделены каларский, угольканский, три фазы чуйско-кодарского и три фазы ирельского комплексов. Установлены границы потенциальной слюдоносности района. Для составления геологической карты бассейнов рек Чуйское Олонго, Чуйский Давчакит и Мочикит использованы материалы геологической съемки м-ба 1:50 000 В. П. Васильевой (1956), А. Д. Смыкова (1960), В. Н. Шарова (1962) и др. Учтены также данные аэрогеофизических исследований, проведенных на восточной половине территории листа партией конторы «Востсибнефтегеофизика» под руководством В. И. Никулина (1962). При работах партии применялось де-

шифрирование аэрофотоматериалов и опознавание территории листа штиховым и металлометрическим опробованием. Проводилось также и радиометрическое исследование пород.

СТРАТИГРАФИЯ

Исследования, проведенные авторами на территории листа, подтверждают схему стратиграфии, предложенную для соседних с востока листов О-49-XXIII и О-49-XXIV В. М. Таевским (1959). Эта схема отвечает современным общерегиональным представлениям.

В геологическом строении изученного района принимают участие в различной степени метаморфизованные образования нижнего, среднего и верхнего комплексов протерозоя и, кроме того, отложения кембрийской и четвертичной систем.

НИЖНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

Отложения нижнего комплекса протерозоя распространены в центральной части территории листа. Они соответствуют чуйской толще, выделенной (Таевский и др., 1959) на соседнем к востоку листе из состава «мамской кристаллической полосы» в качестве аналога верхней (килянской) подсерии муйской серии, впервые выявленной и изученной в Средне-Витимской горной стране (Салоп, 1954; Тихонов, 1957). Нижняя возрастная граница подсерии в пределах площади листа не определена, но в бассейне рр. Самокута и Булунды (Средне-Витимская горная страна) она определяется согласным залеганием отложений «килянской толщи» на образованиях булундинской свиты нижней подсерии муйской серии (Салоп, 1954; Тихонов, 1957). Верхняя возрастная граница образований верхней подсерии определяется несогласным наложением на них (бассейн р. Пурикана) отложений среднепротерозойского возраста.

Работами авторов образования верхней подсерии муйской серии (чуйская толща) в 1962 г. разделены на две свиты — неруканскую, существенно терригенную, и согласно перекрывающую ее чуйскую-эффузивно-терригенную. Подобное деление одновременно произвел Л. В. Ревякин на соседней к западу территории (Ревякин, 1963).

МУЙСКАЯ СЕРИЯ

Верхняя подсерия

Неруканская свита (Pt₁, nr)

Образования неруканской свиты прослеживаются широкой полосой (6—10 км) северо-восточного простирания в бассейнах рек Петероку, Нерукана и Прав. Брамь. Породы свиты, участвующие в строении юго-восточного крыла Чуйского антиклинория, сильно метаморфизованы и интенсивно насыщены согласными телами гнейсо-гранитов угольканского комплекса. В центральной части и в северо-западном крыле Чуйского антиклинория (бассейны рек Мал. Чун, Калайки и Лев. Брамь) отложения неруканской свиты сохранились лишь в виде ксенолитов среди поля чуйско-кодарских гранитоидов. Метаморфизованы они несколько слабее, чем в юго-восточном крыле, и в них отсутствуют тела гнейсо-гранитов угольканского комплекса. Большая часть разреза неруканской свиты сложена полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, кварцевыми и кварцитовидными песчаниками. Подчиненное значение имеют метаморфизованные эффузивы, ортоамфиболиты, гранато-биотито-кварцевые и биотито-кварцевые, двуслюдяные и силлиманито-биотито-кварцевые сланцы. Наиболее представительный разрез свиты наблюдается в бассейнах рек Мал. Чун, Нерукана и Петероку (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые и серые мелко- и среднезернистые кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники 400 м
2. Биотито-кварцевые и силлиманито-биотито-кварцевые сланцы и гнейсы 350 „

3. Светло-серые метаморфизованные эффузивы	250 м
4. Серые средне- и мелкозернистые полимиктовые, кварцевые и кварцитовидные песчаники, двуслюдяные, гранато-биотитово-кварцевые и биотито-кварцевые сланцы	450 "
5. Ортоамфиболиты	100 "
6. Мелкозернистые полимиктовые и кварцитовидные песчаники	150 "
Общая мощность разреза свиты 1700 м.	

Полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники наиболее характерны для нижней части разреза свиты. Цвет их светло-, зеленовато- или буровато-серый, структура псаммитовая и бластопсаммитовая. Состав обломочных зерен (75—80% объема породы) следующий: кварц (60—80%), полевые шпаты (10—30%), роговая обманка, пироксен. В качестве акцессорных минералов присутствуют магнетит, циркон и апатит. В полимиктовых песчаниках присутствует до 10% биотита. Цемент серицито-хлоритовый, в некоторых разновидностях кварцевый или кварц-полевошпатовый с примесью слюд и гидроокислов железа.

Кварцевые и кварцитовидные песчаники характеризуются желтовато-белым, кремовым и серым цветом. Состоят они из кварца (90—95%) и чешуек серицита или биотита (5—10%). Структура псаммитовая, иногда катабластическая с реликтами псаммитовой. В зоне контакта с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса песчаники переходят в кварциты и контактовые роговики.

Метаморфизованные эффузивы имеют светло-, зеленовато- и розовато-серую окраску. Представлены они фельзитами и фельзит-порфирами, имеющими следующий минеральный состав: плагиоклаз, кварц, апатит, хлорит, серицит, лейкоксен, биотит и эпидот. Первые два минерала в фельзит-порфирах составляют вкрапленники, остальные содержатся в основной массе породы. Структура фельзитов катабластическая, реликтовая криптофельзитовая и фельзитовая. Структура фельзит-порфиров порфировая, основной массы — микроаллотриоморфнозернистая, криптофельзитовая и фельзитовая с наложенной катабластической.

Ортоамфиболиты слагают линзы протяженностью до 2—3 км. Их контакты с вмещающими породами согласные и резкие. Цвет пород зеленовато-черный, структура немаглобластовая с реликтами офитовой, текстура — сланцеватая. Главными минералами ортоамфиболитов являются обыкновенная роговая обманка (50—60%) и плагиоклаз (40—45%), чаще всего альбитизированный основной андезин, замещаемый агрегатом соссюрита. Прочие минералы представлены хлоритом, цонзитом, эпидотом и биотитом. В виде акцессорной примеси встречаются ильменит и титаномagnetит с оторочками сфена.

Гранат-биотито-кварцевые и биотито-кварцевые сланцы имеют серую и темно-серую окраску, лепидо-, грано- и порфиробластическую структуры и сланцеватую текстуру. Состав их однообразен, однако количественные содержания минералов варьируют в широких пределах: кварц (30—70%), биотит (10—40%), гранат (до 10%), андезин (2—7%), магнетит (2—5%). В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит и циркон (в сумме 1%).

Двуслюдяные сланцы отличаются от вышеописанных значительным содержанием мусковита (10—20%). Силлиманито-биотито-кварцевые сланцы слагают очень маломощные (десятки сантиметров) прослои и линзы среди песчаников. Для них характерен серый цвет, полосчатая и сланцеватая текстура. Структура пород фиброгран-областовая, участками спутанноволокнистая. Минеральный состав сланцев определяется присутствием кварца (до 70%), биотита (10—25%), мусковита (5—8%), фибролита (5—7%) и акцессорных минералов — циркона и магнетита (до 1%).

Чуйская свита (Pt₁ čs)

Залегают согласно на мелкозернистых полимиктовых песчаниках неруканской свиты. Наибольшее распространение отложения чуйской свиты получили в бассейне р. Бол. Чун и ее притоков: Соболевки, Брамь, Тукулаха и

Тыкши. Здесь они, слагая юго-восточное крыло Чуйского антиклинория, обильно пронизаны лейкократовыми гнейсо-гранитами угольканского комплекса, собранные в мелкие линейные складки и имеют северо-восточное простирание при общем моноклинальном падении на юго-юго-восток. В бассейнах рек Калайки и Канушки отложения чуйской свиты участвуют в строении северо-западного крыла Чуйского антиклинория и наблюдаются в ксенолитах среди поля чуйско-кодарских и ирельских гранитоидов.

Контакты пород чуйской свиты с гранитоидами чуйско-кодарского и ирельского комплексов повсеместно крутые и резкие. Экзоконтактовые изменения заключаются в ороговиковании, окварцевании и незначительной фельдшпатизации. Контакты же с гранитоидами угольканского комплекса согласные, обычно не четкие, реже согласно секущие.

В полном разрезе свиты, изученном нами в юго-восточном крыле Чуйского антиклинория, наблюдается следующее чередование пород (снизу вверх):

1. Среднезернистые мигматиты и темно-серые гранато-биотитовые гнейсы	300 м
2. Светло- и темно-серые мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы, сланцы и мигматиты	500 "
3. Мигматиты с маломощными горизонтами и линзами сланцев, амфиболитов и амфиболо-биотитовых гнейсов	600 "
4. Чередование различных мигматитов, биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, сланцев и гнейсо-песчаников, амфиболо-биотитовых и амфиболовых гнейсов, эпидото-хлорито-кварцевых сланцев и амфиболитов	700 "
Общая мощность свиты здесь составляет 2100 м.	

Отложения чуйской свиты, слагающие ксенолиты в пределах северо-западного крыла Чуйского антиклинория, представлены чередованием различных туфов с прослоями туффитов и туфопесчаников. По данным Л. В. Ревякина (1962), аналогичные породы сопоставляются с 3 и 4 пачками вышеприведенного разреза.

Биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы представлены мелко- или среднезернистыми породами светло- и темно-серого цвета. Минеральный состав их: плагиоклаз (15—25%), микроклин (25—55%), кварц (10—20%), биотит (15—20%). В гранато-биотитовых разновидностях отмечается гранат (до 15%). В качестве акцессорных минералов присутствуют циркон, магнетит, сфен, апатит и ортит. Вторичные минералы — хлорит, эпидот, серицит и зеленый биотит. Структура пород гранобластовая и лепидогранобластовая с участками порфиробластовой, текстура — гнейсовая.

Амфиболо-биотитовые и амфиболовые гнейсы представлены темно-серыми, до зеленовато-черных, мелко- и среднезернистыми полосчатыми породами, обладающими гранобластовой, иногда лепидобластовой и порфиробластовой структурами. Главными минералами в них являются полевые шпаты (30—60%), кварц (10—20%), амфибол и биотит (вместе взятые они составляют 15—30%), иногда присутствует гранат. Акцессорные минералы: циркон, апатит, рудный и ортит. Вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, серицитом и актинолитом. В зонах катаклаза и милонитизации гнейсы приобретают бластомилонитовую или порфирокластическую структуры.

Мигматиты чуйской свиты тесно связаны с гнейсо-гранитами угольканского комплекса. Из морфологических разновидностей значительно преобладают послойные мигматиты; теневые, ветвистые и птгматитовые мигматиты встречаются редко. Весьма характерна зависимость между составом гранитного материала мигматитов и их субстрата. В гранато-биотитовых мигматитах субстратом являются гранато-биотитовые гнейсы с небольшим содержанием кварца и плагиоклаза. Гранитный материал представляет собой пластовые интрузии, состоящие из ксенобластического агрегата олигоклаза и кварца с переменным количеством зерен микроклина, биотита и граната. Два последних минерала аналогичны по своим оптическим свойствам биотиту и гранату во вмещающих гнейсах. В мигматизированных амфиболовых гнейсах гранитный материал сложен кварц-андезитовым агрегатом иногда пегматоидного

строения, содержащим отдельные призматические зерна роговой обманки, очень близкой по своим оптическим константам к роговой обманке вмещающих пород.

Таким образом, гранитный материал мигматитов отличается от субстрата только структурой и количественными соотношениями между породообразующими минералами, во всем же другом между ними обнаруживается очень близкое родство. Это позволяет считать жильный материал продуктом ультраметаморфической переработки самих вмещающих пород, без участия посторонних магматических инъекций.

Кристаллические сланцы в разрезе свиты слагают прослои и линзы различной мощности. Для них характерно мелкозернистое сложение, полосчатая текстура, серый, буровато-, зеленовато-серый и темно-зеленый цвет. По минеральному составу выделяются двуслюдяные, гранато-биотито-кварцевые, биотито-кварцевые, эпидото-хлорито-кварцевые, плагиоклазо-гранато-хлоритовые и плагиоклазо-хлоритовые сланцы. Первые три разновидности по составу и текстурно-структурным особенностям совершенно аналогичны одноименным породам, описанным в составе отложений неруканской свиты. Для эпидото-хлорито-кварцевых сланцев характерно значительное содержание актинолита и кварца, тонкое рассланцевание, светло-зеленый и зеленовато-серый цвет. Для плагиоклазо-гранато-хлоритовых и плагиоклазо-хлоритовых сланцев характерно замещение полевых шпатов серицитом и карбонатом, а темноцветных минералов — хлоритом и клиноцоизитом. Преобладающими структурами для них являются grano- и нематобластическая, в эпидото-хлорито-кварцевых сланцах улавливаются реликты туффитовой.

Ортоамфиболиты слагают маломощные тела в верхней части разреза чуйской свиты, согласные с вмещающими их амфиболовыми гнейсами и эпидото-хлорито-кварцевыми сланцами. Ассоциация их с эпидотовыми сланцами и наличие реликтов оцитовых структур позволяют предполагать эффузивную природу ортоамфиболитов.

Породы пирокластической природы в разрезе чуйской свиты встречаются в северо-западном крыле Чуйского антиклинория. Они полосчатые, обладают светло-, темно-серым и темно-зеленым цветом. В зависимости от состава обломочной части среди них выделяются кристаллокластические и литокристаллокластические туфы. По величине обломков туфы подразделяются на псаммитовые, алевроитовые и редко гетерокластические и пелитовые. Большая часть пород разбита трещинами, выполненными кальцитом, эпидотом и кварцем.

Кристаллокластические туфы сложены угловатыми обломками кристаллов плагиоклаза и кварца. Комбинация различных по величине обломков (от 0,02 до 0,1 мм) определяет структуру породы. Обломки плагиоклаза представлены альбитом или альбитолигоклазом. Обычно они имеют довольно свежий облик и лишь иногда серицитизированы и эпидотизированы. Цемент пород по типу базальный или выполнения пор, по составу кварц-полевошпатовый с примесью гидроокислов железа и рудного минерала, иногда серицита, хлорита и эпидота. Структура цемента grano- и лепидобластическая.

Литокристаллокластические туфы, в отличие от кристаллокластических, содержат в обломочной части, помимо плагиоклаза и кварца, до 10—15% обломков порфиритов, порфиров и фельзитов. Структура их псаммито-алевритовая; цемент по составу и структуре не отличается от цемента кристаллокластических туфов.

Туффиты и туфопесчаники макроскопически почти не отличимы от туфов. Между собой они различаются только по преобладанию кластического и пирокластического материала. Обломки кластического происхождения хорошо окатаны и отсортированы. Состоят они преимущественно из кварца и кислого плагиоклаза. По величине обломков различаются псаммитовые, псаммито-алевритовые и алевроитовые структуры туффитов и туфопесчаников. Их метаморфизованные разности обладают бластопсаммитовыми, бластоалевритовыми структурами. Цементирующая масса по составу и структуре аналогична цементу туфов.

СРЕДНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ

К этому комплексу относятся отложения, являющиеся стратиграфическими аналогами тепторгинской серии, выделенной С. И. Друговым в 1950 г. в Тонодском антиклинории. * В бассейне р. Бол. Чуи они составляют чукчинскую свиту, которая со скрытым параллельным (Таевский и др., 1959), угловым и азимутальным несогласием (Головенко, 1961; Варзалов, 1962) перекрывает образования верхней подсерии муйской серии. На водоразделе рек Мал. Чуи и Калайки средний комплекс представлен образованиями тепторгинской серии нерасчлененной, залегающими на размытой поверхности неруканской свиты и гранитоидах чуйско-кодарского комплекса. Верхняя возрастная граница серии в Патомском нагорье устанавливается по залеганию базальных конгломератов верхнепротерозойской патомской серии на различные горизонты тепторгинской серии (Салоп, 1962; Головенко, 1959; Таевский и др., 1959).

ТЕПТОРГИНСКАЯ СЕРИЯ

Чукчинская свита ($P_{12} \text{ чк}$) **

Впервые эта свита была изучена и выделена в качестве высокометаморфизованного стратиграфического аналога пурпольской свиты тепторгинской серии Патомского нагорья в бассейне р. Большой Чуки В. М. Таевским и В. К. Головенком в 1959 г. В этом же году отложения свиты были установлены и отделены от отложений патомской серии на смежном восточном листе (Таевский и др., 1959).

В исследованном районе чукчинская свита распространена в виде неширокой полосы, протягивающейся по правобережью р. Бол. Чуи в северо-восточном направлении. В бассейне р. Пурикан она меняет его на субмеридиональное, а в бассейне р. Прав. Брамьи — на широтное. В бассейне р. Пурикан отложения свиты с угловым и азимутальным несогласием залегают на образованиях чуйской и неруканской свит муйской серии.

Слагающие свиту образования представлены глубоко метаморфизованными (до амфиболитовой фации) породами, среди которых развиты преимущественно слюдястые кварциты и кварцито-гнейсы, ставролит-, гранат- и дистено-содержащие слюдястые сланцы. Подчиненную роль в составе свиты играют амфиболовые гнейсы и доломиты.

Полный разрез свиты наблюдается на правобережье р. Бол. Чуи в 6 км выше устья р. Нерукан, где обнажены (снизу вверх):

- | | |
|--|------|
| 1. Массивные крупнозернистые слюдястые кварциты белого цвета с розоватым оттенком | 10 м |
| 2. Гранато-дистено-двуслюдяные сланцы с редкими прослоями слюдястых кварцитов мощностью до 20—30 см. В нижних частях пласта дистен имеет голубовато-зеленую окраску, в верхних — темно-серую | 20 " |
| 3. Белые слюдястые кварциты, содержащие редкие мелкие кристаллики граната | 7 " |
| 4. Мелкозернистые гранато-двуслюдяные гнейсы серого цвета | 9 " |
| 5. Амфиболовые гнейсы, содержащие мелкие зерна граната | 3 " |
| 6. Крупночешуйчатые гранато-дистено-двуслюдяные сланцы, содержащие незначительное количество ставролита | 8 " |
| 7. Розовато-белые слюдястые кварциты и кварцито-гнейсы с прослоями дистено-гранато-двуслюдяных сланцев | 30 " |
| 8. Крупночешуйчатые дистено-гранато-кварце-мусковитовые сланцы серебристо-серого цвета. Кристаллы граната достигают 5 см в поперечнике | 36 " |

* Указанный исследователь помещал тепторгинскую серию под отложения, которые он относил к нижнему комплексу протерозоя (Другов, 1958).

** В. Н. Шаров (1962) отложения, составляющие чукчинскую свиту, ошибочно причисляет к нижней подсерии патомской серии.

9. Кварциты и слюдяные кварциты белого и светло-серого цвета	55 м
10. Крупнозернистые ставролит-гранато-дистеново-двуслюдяные сланцы	110 "
11. Крупнокристаллические массивные доломитизированные известняки кремового цвета	7 "
12. Кварциты массивные белого цвета	15 "
13. Мелкозернистые амфиболовые гнейсы темно-зеленого цвета	3 "
14. Кварцито-гнейсы светло-серого цвета, пересланяющиеся с гранато-дистено-двуслюдяными сланцами	30 "
15. Массивные мелкозернистые амфиболовые гнейсы грязно-зеленого цвета, содержащие крупные кристаллы граната	7 "
Общая мощность свиты равна 350 м.	

Приведенный разрез в целом отвечает составу пурпольской свиты, но, в отличие от нее, здесь, также как и на территории смежного с востока листа, отмечаются прослои амфиболовых гнейсов, что отличает, наряду с различной степенью метаморфизма, чукинскую свиту от пурпольской (Таевский, 1959, 1961).

Кварциты и кварцито-гнейсы представляют крупнозернистые породы, состоящие из кварца (75—96%) и мусковита (1—5%). Изредка отмечаются биотит, плагиоклаз и гранат. Из аксессуарных минералов встречаются циркон, рутил и магнетит. В разностях кварцито-гнейсов, содержащих минимальное (75%) количество кварца, присутствует решетчатый микроклин. В породах, содержащих до 95% кварца, микроклина нет. Текстура пород гнейсовидная или массивная, структура лепидогранобластовая.

Ставролит-дистено-гранато-двуслюдяные сланцы представлены крупнозернистыми породами желтовато-серого цвета. Структура их лепидонемато-гранобластовая с элементами порфиروبластовой и пойкилитовой. Текстура гнейсовидная или сланцеватая. Сланцы состоят из идиоморфных зерен граната, преобразующегося в мусковит, ставролита и силлиманита, биотита, замещающего мусковитом с выделением магнетита; олигоклаза, кварца, турмалина, рутила и сфена.

Дистено-гранато-двуслюдяные сланцы отличаются от вышеохарактеризованной разновидности пород тем, что в них отсутствуют ставролит и силлиманит.

Амфиболовые гнейсы имеют гранонематобластовую структуру, гнейсовидную, иногда пльчатую текстуру. Они состоят из актинолита (50—75%), плагиоклаза (15—25%), кварца (5—10%), калиевого полевого шпата, биотита, мусковита и цонзита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют циркон, сфен и апатит. Некоторые разности содержат до 1—5% граната.

Доломитизированные известняки обладают гранобластовой структурой и массивной текстурой. Содержание кальцита в них составляет 85%, доломита — 13%. Минеральные примеси представлены кварцем, биотитом и графитом.

Тепторгинская серия нерасчлененная (Pt₁ tp)

Тепторгинская серия представленная мелкогалечными конгломератами, сохранилась от размыва в виде незначительных по площади останцев, залегающих на размытой поверхности нуруканской свиты и гранитоидов чуйско-кодарского комплекса (водораздел рек Мал. Чуи и Калайки).

Конгломераты обычно массивные, реже рассланцованные породы зеленовато- или желтовато-серого цвета, зависящего в основном от минерального состава цемента. Хорошо сортированная галька, не превышающая 1,5—2 см в поперечнике, занимает 60—70% объема породы. Степень окатанности хорошая, форма овальная — уплощенная или сферическая. Состав гальки почти исключительно кварцевый. Весьма редко встречаются единичные галечки, сложенные микроклином и микрокварцитом. Спайка гальки с цементом крепкая. Цемент конгломератов или железисто-серпичитовый с небольшой примесью хлорита, или серпичито-хлоритовый с примесью кварца; тип цементации — базальный.

Мощность конгломератов в изученном районе не превышает 25 м. Принадлежность описанных конгломератов к тепторгинской серии нерасчлененной не вызывает сомнения. Аналогичные образования, залегающие в основании серии, отмечались ранее в бассейне р. Бол. Чуи (выше устья р. Медвежки) В. К. Головенком, где они имеют определенное стратиграфическое положение (Головенко, 1959).

ВЕРХНИЙ КОМПЛЕКС ПРОТЕРОЗОЯ ПАТОМСКАЯ СЕРИЯ

Образования рассматриваемого комплекса представлены в различной степени метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями патомской серии, занимающими обширные пространства в южной и северо-западной частях территории. Среди патомской серии на территории листа выделяются нижняя подсерия, существенно терригенная и средняя подсерия, преимущественно карбонатная. Обе подсерии залегают между собой согласно и рассматриваются в качестве элементов единого крупного седиментационного цикла, отражающих ритмический характер осадконакопления, свойственный серии в целом (Таевский, 1959; Варзалов и др., 1962). Весь комплекс отложений нижней и средней подсерий патомской серии характеризуется едиными процессами метаморфизма и складкообразования, сопровождающимися общей магматической деятельностью.

Верхнепротерозойский возраст серии определяется, во-первых, ее несогласным залеганием в Патомском нагорье через базальные конгломераты на метаморфизованных породах среднего или нижнего протерозоя (Шалек и др., 1959; Головенко, 1960; Таевский, 1959; Варзалов, 1962). Во-вторых, тем, что на окраине Патомского нагорья отложения серии перекрываются породами жербинской свиты нижнего кембрия, которая с размывом, местами через гравелиты и конгломераты, ложится на различные свиты верхнего протерозоя (Головенко, 1956; Салоп, 1958; Чумаков, 1959; Перевалов, 1961; Варзалов, 1962; Сульдин, 1963). Общая мощность серии на площади листа равна 9150 м.

Нижняя подсерия

Отложения подсерии прослеживаются в обоих крыльях Мамского синклиналия. Несмотря на одинаковое стратиграфическое положение в разрезе патомской серии, они имеют в каждом крыле различную степень метаморфизма. В северо-западном крыле отложения подсерии, слагающие вытянутое в северо-восточном направлении поле шириной около 25 км, характеризуются высокой степенью метаморфизма (от эпидото-амфиболитовой фации до амфиболитовой) и обильным насыщением гранитоидами мамско-оронского комплекса. В юго-восточном крыле синклинария ширина поля отложений подсерии при сохранении мощности порядка 4600 м значительно уже (до 6—7 км). Отложения отличаются более низкой степенью метаморфизма (фация зеленых сланцев) и отсутствием среди них гранитоидов. При движении к северо-востоку в бассейне р. Лульмы (среднее течение р. Мамы) отмечается постепенное увеличение степени метаморфизма отложений до амфиболитовой фации (Таевский и др., 1959).

Отложению нижней подсерии местами предшествовал размыв пород среднего комплекса протерозоя. Так, в различных местах Патомского нагорья (р. Кочекта, междуречье Витима и Бол. Чуи, бассейн р. Мамы) породы нижней подсерии ложатся или на среднюю часть чукинской свиты тепторгинской серии, или через базальные конгломераты с галькой пород тепторгинской серии — на размытую поверхность гранитоидов чуйско-кодарского комплекса (Таевский, 1959; Головенко, 1960). На площади листа в бассейне р. Калайки базальные конгломераты подсерии непосредственно залегают на породах чуйской свиты и чуйско-кодарского интрузивного комплекса. Все эти факты указывают на то, что осадконакоплению в начале верхнепротерозойского времени предшествовал длительный перерыв.

В составе нижней подсерии выделяются три свиты: витимская, слюдянская и согдиондонская. Суммарная мощность их 4000 м.

Витимская свита (Pt₃ vt)

Отложения ее установлены в бассейне р. Бол. Чуи и ее притоков. Они прослеживаются в виде полосы шириною около 5—6 км, протягивающейся в северо-восточном направлении из бассейна р. Ильгидяка в бассейн р. Согдиондо. Кроме того, конгломераты, отнесенные авторами к витимской свите, фиксируются в бассейне р. Калайки, (левый приток р. Канушки), где они залегают на отложениях нижнего протерозоя. В других местах площади листа конгломераты в основании свиты не наблюдаются, но на смежной с востока площади в бассейнах рек Лульмы, Сунурикана (среднее течение р. Мамы) устанавливается, что в основании витимской свиты имеется базальный горизонт конгломератов, залегающий на образованиях тепторгинской серии среднего протерозоя (Таевский, 1959; 1960; 1961).

На правобережье р. Бол. Чуи изучен следующий полный разрез отложений витимской свиты (снизу вверх):

1. Переслаивание пятнистых биотитовых гнейсов со светло-серыми кварцитами. Тонкие прослои гранато-двуслюдяных и гранато-биотитовых гнейсов. В средней части маломощный (5—10 м) прослой гранато-дистено-двуслюдяных гнейсов и сланцев	100 м
2. Переслаивание светло-серых кварцитов с маломощными прослоями гранато-биотитовых и биотитовых гнейсов	70 "
3. Пятнистые биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и кварциты, маломощные прослои гранато-пироксено-биотитовых, гранато-силлиманито-биотитовых и амфиболо-биотитовых мелкозернистых гнейсов. В средней части прослой гранатово-дистено-двуслюдяных гнейсов	300 "
4. Переслаивание биотитовых, гранато-биотитовых, гранато-двуслюдяных гнейсов и сланцев со слюдястыми кварцитами. Прослой известково-силикатных пород	160 "
5. Среднезернистые светло-серые известняки	30 "
6. Переслаивание кварцитов и биотитовых гнейсов	100 "
7. Двуслюдяные крупнозернистые сланцы	50 "
8. Переслаивание кварцитов с мелкозернистыми биотитовыми и пятнистыми гранато-биотитовыми гнейсами. Прослой известково-силикатных пород и амфиболо-биотитовых гнейсов	400 "
9. Пятнистые биотитовые гнейсы, в верхней части пачки иногда с гранатом	90 "
Общая мощность свиты 1300 м.	

Из вышеприведенного разреза видно, что наиболее обширной группой пород являются биотитовые, пятнистые биотитовые и гранато-биотитовые гнейсы и сланцы. По внешнему облику это сланцеватые, мелко- и среднезернистые породы серого и темно-серого цвета. В пятнистых биотитовых гнейсах таблички и чешуйки биотита часто располагаются под некоторым углом или поперек сланцеватости, что придает гнейсам своеобразный пятнистый облик.

Другой значительной группой пород являются слюдястые кварциты и кварциты серого и темно-серого цвета, плотные, массивные мелкозернистого сложения.

Все остальные породы, перечисленные в разрезе свиты, имеют подчиненное значение и встречаются в виде незначительных пачек (мощностью от 1 до 30 м).

Два горизонта гранато-дистено-двуслюдяных гнейсов являются маркирующими для разреза свиты.

Конгломераты встречены в бассейне р. Калайки. По внешнему виду они представляют собой массивные породы буровато-серого, серого или бурого цвета. Обломочная часть плохо отсортирована и составляет около 85% общей массы породы. Наряду с галькой, размер которой колеблется в пределах от 7 до 15 см, часто встречаются и валуны размером до 1 м. Среди псефитовой части обнаружены гранитоиды чуйско-кодарского и ирельского комплексов,

кварцевые порфиры и фельзит-порфиры хибеленской свиты Северного Прибайкалья и разнообразные породы из муйской серии. Цемент конгломератов по типу заполнения пор, участками базальный. Представлен он полиминковыми гравелистыми песчаниками blastosammitовой структуры, состоящими из кварца, плагиоклаза и обломков различных пород. По цементу часто развиваются гидроокислы железа.

Слюдянкинская свита (Pt₃ sl)

Образования свиты согласно залегают на отложениях витимской свиты. Они наблюдаются в бассейне р. Бол. Чуи, где прослеживаются в виде полосы (шириной около 8—9 км) северо-восточного направления через низовья рек Ильгидяка, Мочикита, Чуйского Давчакита и Чуйского Олонгро. Незначительное распространение (около 1,5 км²) породы свиты получили в юго-восточном углу площади листа в бассейне р. Кунаево, где они участвуют в строении юго-восточного крыла синклинали. Здесь выходят, очевидно, верхние пачки разреза свиты, основная часть которой фиксируется на площади смежных листов.

Среди метаморфизованных отложений свиты значительное развитие получили гранато-двуслюдяные, дистено-гранато-двуслюдяные, дистено-гранато-биотитовые, гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы и сланцы. Подчиненное значение имеют кварциты, слюдястые кварциты, кварцито-гнейсы, амфиболовые сланцы, кристаллические известняки и известково-силикатные породы. Существенным отличием слюдянкинской свиты от витимской является иное количественное соотношение отдельных разновидностей пород, более тонкое переслаивание различных пород и увеличение в ее составе прослоев, богатых глиноземом. Последние представлены дистено-гранато-биотитовыми, дистено-гранато-двуслюдяными гнейсами и сланцами, слагающими пять маркирующих горизонтов суммарной мощностью около 350 м. Между ними расположены другие разновидности пород, которые чередуются в различной последовательности и составляют в разрезе свиты литологически отличные друг от друга многослойные пачки пород.

Полный разрез свиты, наблюдаемый в бассейне р. Чуйский Давчакит, выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Мелкозернистые массивные, иногда толстоплитчатые светло-серые слюдястые кварциты и кварцито-гнейсы, переслаивающиеся с серыми биотитовыми гнейсами и сланцами. Прослой гранатово-биотитовых сланцев	300 м
2. Дистено-гранато-двуслюдяные, гранато-двуслюдяные и гранато-биотитовые гнейсы и сланцы. Тонкие редкие прослои кварцитов	50 "
3. Гранато-биотитовые, гранато-силлиманито-биотитовые, гранато-двуслюдяные и биотитовые гнейсы и сланцы в переслаивании со слюдястыми кварцитами. Единичные прослои серых среднезернистых известняков и серых мелкозернистых известково-силикатных пород	250 "
4. Дистено-гранато-двуслюдяные, дистено-гранато-биотитовые, гранато-двуслюдяные и гранато-биотитовые гнейсы и сланцы. Тонкие прослои кварцитов	70 "
5. Тонкое переслаивание двуслюдяных, гранато-двуслюдяных, гранато-биотитовых, амфиболо-биотитовых и биотитовых сланцев и гнейсов	180 "
6. Дистено-гранато-двуслюдяные, дистено-гранато-биотитовые, гранато-двуслюдяные и двуслюдяные сланцы и гнейсы	70 "
7. Гранато-двуслюдяные, гранато-биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы в переслаивании с амфиболо-биотитовыми гнейсами и мелкозернистыми кварцитами. Редкие прослои голубовато-серых известняков и мелкозернистых серых известково-силикатных пород	160 "
8. Дистено-гранато-двуслюдяные, дистено-гранато-биотитовые и гранато-двуслюдяные сланцы и гнейсы. Тонкие (до 1 м) прослои кварцитов	50 "

9. Гранато-двуслюдяные и гранато-биотитовые гнейсы в переслаивании с биотитовыми, амфиболо-биотитовыми гнейсами и сланцами. Прослой кварцитов и слюдястых кварцитов 170 м
10. Дистено-гранато-двуслюдяные, дистено-гранато-биотитовые и двуслюдяные гнейсы и сланцы в тонком переслаивании с кварцитами. Редкие прослой амфиболо-биотитовых гнейсов 100 „
- Общая мощность свиты 1400 м.

Стратиграфическими и литологическими аналогами верхних частей разреза слюдянкинской свиты в юго-восточном крыле синклиниория являются слабометаморфизованные разновидности пород. К ним относятся черные и темно-серые тонкосланцеватые филлиты и филлитовидные сланцы кварц-мусковитового состава. Однако на северо-восточном продолжении слюдянкинской свиты в бассейне р. Мамы степень метаморфизма отложений возрастает и фации в обоих крыльях синклиниория становятся одинаковыми (Таевский, 1959; 1960).

Согдиондонская свита

Отложения свиты согласно залегают на слюдянкинской и перекрываются конкудерской свитой. Метаморфические образования описываемой свиты закартированы на юго-востоке площади в бассейне р. Бол. Чун, на отрезке ее меридионального течения, а также в верхних рек Чуйского Давчакита и Мочикита. Данная свита, участвуя в строении северо-западного крыла Мамского синклиниория, венчает разрез нижней подсерии патомской серии. Отличаясь от витимской и слюдянкинской свит повышенной карбонатностью при сохранившемся преобладании в ее составе терригенного материала, она служит переходным звеном от существенно терригенной нижней подсерии к согласно с ней залегающей существенно карбонатной средней подсерии, подчеркивая тесную генетическую связь и постепенность перехода между обеими подсериями. Мощность свиты определяется в 1300 м.

По литологическим особенностям согдиондонская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (Pt_3sg_1) резко выделяется в разрезе нижней подсерии по повышенному содержанию карбонатных отложений. В основании подсвиты (бассейны рек Чуйского Давчакита и Мочикита) залегает пачка пород, представляющая собой переслаивание среднезернистых, реже мелкозернистых серых, голубовато-серых с чешуйками слюд и графита кристаллических известняков и известково-силикатных пород с биотитовыми, двуслюдяными, гранато-двуслюдяными, амфиболо-биотитовыми гнейсами и сланцами, и двуслюдяными кварцито-гнейсами.

Число прослоев известняков и известково-силикатных пород увеличивается к верхам разреза пачки. Их мощность также увеличивается от десятков сантиметров до 40—50 м. Среди известково-силикатных пород различаются известково-амфиболовые, известково-амфиболо-цонзитовые, известково-амфиболо-скаполито-биотитовые и известково-скаполитовые сланцы. Мощность пачки 350 м. Выше по разрезу залегает маломощная (50 м) пачка терригенных пород, представленная переслаиванием гранато-биотитовых и гранато-двуслюдяных гнейсов и сланцев с дистено-гранато-двуслюдяными и гранато-амфиболо-биотитовыми сланцами. Эти две пачки перекрываются отложениями, несколько сходными с отложениями нижней пачки. Здесь отмечается частое переслаивание биотитовых, гранато-биотитовых гнейсов и сланцев с известково-силикатными породами, биотито-амфиболовыми сланцами, двуслюдяными гнейсо-кварцитами и кварцитами. В средней части пачки встречаются маломощные (5—10 м) прослой голубовато-серых среднезернистых графитизированных кристаллических известняков. Общая мощность подсвиты 700 м.

Верхняя подсвита (Pt_3sg_2) отличается от нижней существенно терригенным составом и представлена биотитовыми, биотито-амфиболовыми, гранато-биотитовыми, двуслюдяными и гранато-двуслюдяными гнейсами, среди которых отмечаются редкие маломощные (5—10 м) прослой слюдястых

кварцитов и известково-силикатных пород. В нижней и верхней частях подсвиты прослеживаются два маркирующих горизонта, представленных дистено-гранато-двуслюдяными, гранато-двуслюдяными и двуслюдяными сланцами и гнейсами. Горизонты довольно выдержаны по простиранию и имеют одинаковую мощность, колеблющуюся в пределах 50—60 м. Общая мощность подсвиты 600 м.

Согдиондонская свита нерасчлененная (Pt_3sg) распространена в бассейнах рек Куняево и Сунурикана, где она принимает участие в строении юго-восточного крыла Мамского синклиниория. Карбонатно-терригенные отложения свиты согласно залегают на породах подстилающей слюдянкинской свиты, согласно перекрываются вышезалегающими отложениями конкудерской свиты и вместе с ними смяты в узкие килевидные линейные складки. Протирание споряд свиты северо-восточное $45-50^\circ$, падение их крутое на северо-запад под углами $60-80^\circ$.

Отложения свиты представлены слабометаморфизованными породами, отвечающими фации зеленых сланцев (светло-серыми с серебристым оттенком на плоскостях отдельности кварц-серицитовыми и биотито-кварц-серицитовыми сланцами, черными известняками и карбонатным сланцами). В качестве прослоев присутствуют мелкозернистые буровато-серые и серые углисто-кварцевые песчаники *. Общая мощность свиты 1300 м.

Средняя подсерия

На территории листа отложения подсерии распространены широко. Они развиты в юго-восточной и северо-западной части. В первом случае (бассейн рек Куняево и Именды) ими сложены конкудерская, марининская и джемуканская свиты, участвующие в строении Мамского синклиниория; во втором (бассейн рек Қалайки и Қанушки) — джемуканская, затем баракунская и валюхтинская объединенные, жуинская и ченчинская свиты. Образования подсерии согласно залегают на карбонатно-терригенных отложениях нижней подсерии и отличаются от нее своим существенно карбонатным составом.

Конкудерская свита (Pt_3kn)

Свита является нижним членом разреза средней подсерии патомской серии. Отложения свиты довольно широко распространены в бассейнах рек Куняево, Именды, Чуйского Давчакита и Алокмочака, где они, согласно залегают на породах согдиондонской свиты, участвуют в строении крыльев Мамского синклиниория. Выходы пород конкудерской свиты, участвующих в строении северо-западного крыла (бассейны рек Чуйского Давчакита и Алокмочака), прослеживаются полосой северо-восточного простирания, ширина которой достигает 5 км. Породы свиты здесь смяты в крутые складки, в ядрах которых обнажаются отложения вышезалегающей марининской свиты. В юго-восточном крыле синклиниория (бассейны рек Куняево и Именды) отложения конкудерской свиты образуют узкую полосу шириной 1,5 км. Они залегают под крутыми углами падения порядка $80-85^\circ$.

Разрез свиты характеризуется частым переслаиванием карбонатных и терригенных отложений. Первые преобладают в нижней части свиты, второе — в верхней. Разрез венчается горизонтом светло-серых слюдястых кварцитов, имеющих характерный шелковистый блеск. Горизонт является маркирующим и мощность его 60 м. Общая мощность отложений свиты 1200 м.

Слабометаморфизованные отложения представлены темно-серыми и серыми известняками и пятнистыми серицито-кварцевыми филлитовидными сланцами, содержащими примесь углстого и карбонатного материала. Подчиненное распространение имеют кварцевые песчаники. В зоне повышенного метаморфизма породы свиты превращены в кристаллические сланцы, мраморы и

* Здесь и далее в тексте за «углстое» принято считать черное непрозрачное вещество.

кварциты. Нередко карбонатные отложения, обогащенные скаполитом, роговой обманкой, графитом, тремолитом, образуют различные известково-силикатные породы.

Мариинская свита ($Pt_3 mr$)

Отложения свиты установлены в юго-восточном углу территории листа, в бассейнах рек Куняево, Именды и Чуйского Давчакаита. Согласно залегая на образованиях конкудерской свиты, они совместно с ними участвуют в сложении крыльев Мамского синклинория.

Отложения свиты отличаются своим существенно карбонатным составом. В основании (бассейн р. Куняево) залегает пачка мелкозернистых темно-серых и черных известняков с редкими маломощными прослоями карбонатных и филлитовидных сланцев. Ее мощность равна 200 м. Выше расположена также пачка известняков, но в ней заметно увеличивается количество карбонатных и филлитовидных сланцев и появляются редкие прослои известковых песчаников. Мощность этой части разреза около 300 м.

Верхняя часть разреза представлена частым переслаиванием известняков, различных по составу песчаников и филлитовидных сланцев. Соотношение терригенных и карбонатных пород в этой части разреза примерно одинаковое. Общая мощность свиты составляет 700 м.

Известняки в составе свиты преобладают и представляют собой массивные плитчатые или расщепованные породы темно-серого, серого, редко черного цвета.

Сланцы составляют довольно обширную группу пород филлитовидного облика. Среди них выделяются кварц-серицитовые, кварц-углисто-серицитовые, углисто-биотито-кварц-карбонатные и серицито-кварц-карбонатные разновидности. Структура их blastopelitovaya или blastoaleuropelitovaya, текстура сланцеватая.

Песчаники представляют мелко-, реже среднезернистые породы серого цвета с различными оттенками. По составу они подразделяются на кварцевые, кварц-карбонатные, карбонатно-кварцевые, карбонатно-плагноклазо-кварцевые и плагноклазо-кварцевые разновидности. Структура их blastopelammitovaya. Текстура массивная, сланцеватая или неотчетливо сланцеватая.

Породы свиты, попавшие в зону повышенного метаморфизма, претерпели значительные изменения. Известняки приобрели светло-серую окраску и кристалличность; в них появились скаполит, слюды и амфибол. Филлитовидные сланцы обогатились гранатом, графитом, биотитом и образовали биотитовые, гранато-биотитовые, гранато-двуслюдяные, биотито-амфиболовые и другие гнейсо-сланцы и сланцы.

Джемкуканская свита ($Pt_3 dg$)

Свита развита на юго-востоке и северо-западе площади листа. На юго-востоке (водораздел рек Именды и Куняево) терригенные отложения ее, согласно залегая на карбонатных породах мариинской свиты, слагают ядро Мамского синклинория, а на северо-западе (бассейн р. Канушки) — ядро антиклиналя, получившей наименование Бурковской. В северо-западной части листа в зависимости от роли грубообломочных фаций свита делится на три примерно равные части: нижнюю — конгломератовую, среднюю — сланцево-гравелитовую и верхнюю — алевролитно-песчаниковую.

Наиболее полный разрез джемкуканской свиты можно наблюдать на водоразделе рек Мал. Чуи и Канушки, где обнажены (снизу вверх):

1. Конгломераты с редкими прослоями гравелитов	450 м
2. Серые толсто плитчатые доломиты	25 "
3. Темно-серые алевролиты	25 "
4. Полевошпато-кварцевые гравелиты	50 "
5. Переслаивание кварцитовидных песчаников и полевошпато-кварцевых гравелитов	75 "

6. Серые тонкополосчатые сланцы	50 м
7. Светло-серые полевошпато-кварцевые гравелиты	50 "
8. Буровато-серые слоистые сланцы	110 "
9. Слоистые алевролиты серого цвета с зеленоватым оттенком	40 "
10. Полевошпато-кварцевые песчаники	150 "
11. Массивные серые алевролиты	75 "
12. Полевошпато-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с кварцевыми песчаниками	200 "
Мощность джемкуканской свиты равна 1300 м.	

Конгломераты обладают темно-серым, серым или зеленовато-серым цветом, зависящим от состава цемента; текстура их массивная, изредка слоистая. Галька овальная, чаще линзовидная. Средний ее размер 2—3 см, значительно реже встречаются крупные валуны. Среди гальки обнаружены гранитоиды угольканского, чуйско-кодарского и ирельского комплексов, кварц и различные по вещественному составу песчаники, алевролиты и сланцы. Сравнительно редко в гальке встречаются темно-серые доломиты, криптокристаллические известняки, слюдяные кварциты, кварцевые порфиры, туфы и туффиты. Цемент конгломератов представлен гравелитами и разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с blastopelammitovoy структурой, состоящими из кварца, плагноклаза и обломков пород. По своему строению конгломераты напоминают пудинг.

Гравелиты представлены темно-серыми с буроватым или зеленоватым оттенком породами, обладающими псефито-псаммитовой структурой и массивной или неотчетливо сланцеватой текстурой. Гравелистая часть занимает 60—75% объема породы. В полимиктовых разностях она состоит из кварца, полевых шпатов, обломков различных пород и слюд.

Полевошпато-кварцевые гравелиты сложены в основном из полевых шпатов и кварца. Цемент по типу базальный, по составу серицито-хлоритовый с незначительной примесью кварца, полевых шпатов и гидроокислов железа.

Песчаники по составу полевошпато-кварцевые, с незначительной примесью обломков карбоната, и кварцевые. Структура их псаммитовая, иногда зубчатая. Текстура массивная. Цемент серицито-хлоритовый или железисто-серицито-хлоритовый, по типу выполнения пор, участками контактовый, реже регенерационный кварцевый.

Алевролиты имеют алевролитовую или алевропелитовую структуру, слоистую или массивную текстуру. Обломочная часть составляет 60—80% общего объема породы и представлена кварцем, полевыми шпатами и мусковитом. Пелитовые образования занимают 15% общего объема породы. Цемент хлоритосерицитовый, по типу — выполнения пор, участками контактовый.

Сланцы по составу делятся на железисто-серицито-хлоритовые, глинисто-серицито-хлоритовые, серицито-хлоритовые, серицито-кварцевые и кварц-серицито-хлоритовые. Они обычно находятся в тонком переслаивании друг с другом. Структура их пелитовая, текстура слоистая и сланцеватая.

Доломиты представлены массивными толсто плитчатыми породами, состоящими из доломита (95%) и кварца (3—5%).

На водоразделе рек Куняево и Именды в нижних частях джемкуканской свиты, наряду с известковистыми песчаниками и различными филлитовидными сланцами, отмечаются прослои и линзы темно-серых известняков. Выше по разрезу карбонатность отложений свиты резко уменьшается и они характеризуются тонким переслаиванием кварцевых песчаников и филлитовидных сланцев. Среди последних выделяются кварц-серицито-углистые, кварц-углисто-серицитовые, хлорито-углисто-кварцевые и другие сланцы.

Баракунская свита ($Pt_3 brk$)

Отложения свиты незначительно распространены в северо-западной части площади листа (левобережье р. Канушки) и слагают два смежных выхода, заключенных в тектонических блоках общей площадью 8 км².

Залегание отложений баракунской свиты на песчаниках джемкуканской согласно. За пределами территории (лист О-49-ХVI), в бассейне р. Бол. Калайки, они согласно перекрываются терригенными образованиями валюхтинской свиты.

Разрез свиты следующий (снизу вверх):

1. На полевошпато-кварцевых и кварцевых песчаниках джемкуканской свиты согласно залегают светло-серые мелкозернистые песчаные известняки	100 м
2. Переслаивание аркозовых и кварцевых песчаников с зеленовато-серыми и зеленовато-бурыми сланцами	100 "
3. Серые доломиты с прослоями зеленовато-серых сланцев	40 "
4. Аркозовые и кварцевые песчаники	30 "
5. Массивные доломиты светло- и желтовато-серого цвета с онколитами и строматолитами. Прослои оолитовых доломитов	200 "

Мощность свиты в пределах площади листа составляет 470 м.

Песчаные известняки — мелкозернистые породы серого и светло-серого цвета, массивной и массивно-слоистой текстуры, гранобластовой, реже пойкилобластовой структуры. Основная масса их сложена кальцитом (60—65%) и зернами кварца (15—20%). Пелитоморфная часть не превышает 20% объема породы. Изредка отмечаются зерна доломита, графита и магнетита.

Доломиты имеют плитчатую отдельность, светло-серый и серый цвет и полнокристаллическое сложение. Верхняя пачка доломитов характеризуется присутствием онколитов и строматолитов, которые, по определению Э. Н. Григорова, представлены формами *Osagia tenuilamellata* Reittl. (коллекция Ю. К. Варзалова, ИГУ), характерными для марининской, баракунской и валюхтинской свит патомской складчатой зоны (второй комплекс по З. А. Журавлевой).

Содержание доломита в породах достигает 95%, в виде примеси отмечаются кварц, кальцит и пирит. По данным химических анализов, содержание MgO в глинистых доломитах составляет 19—21%, CaO 27—31%, нерастворимый остаток 7—11%. (Химическая лаборатория ИГУ, анализатор Т. В. Долгова).

Песчаники имеют среднезернистое сложение, темно-, зеленовато-, светло- и пепельно-серый цвет, массивную текстуру, псаммитовую и алевро-псаммитовую структуру. По составу выделяются кварцевые (кварц 75—90% и полевой шпат до 15%) и аркозовые (кварц 45—60% и полевой шпат 35—50%) разновидности песчаников. Цемент их поровый, контактовый или пленочный; по составу железистый и кварц-полевошпатовый с примесью кальцита, серицита и углестого вещества.

Сланцы темно-серого, буровато-зеленого, зеленовато-серого цвета сланцеватой и тонкослоистой текстуры, пелитовой или алевропелитовой структуры. По составу выделяются углесто-серицито-хлоритовые, кварц-серицито-хлоритовые сланцы.

Баракунская и валюхтинская свиты объединенные (Pt₃ brk + vl)

Отложения этих свит установлены в бассейнах рек Мал. Чун, Калайки и Канушки. Согласно залегая на отложениях джемкуканской свиты, они слагают крылья Калайской синклинали и представлены существенно карбонатными породами с прослоями терригенных.

Баракунская и валюхтинская свиты объединенные выделены на основании положения их в разрезе и литологического сходства с аналогичными отложениями, выделенными в смежных с северо-востока районах. Большая часть разреза, сложенная карбонатными породами, отчетливо коррелируется с разрезом баракунской свиты, выделенной на рек. Мал. Чун и Калайке В. К. Головенко в 1957 г. Переслаивающиеся в верхах разреза алевролиты, сланцы и песчаники, соответствуют, по-видимому, разрезу валюхтинской свиты, фациально изменяющейся по простиранию и значительно редуцированной в бассейнах рр. Мал. Чун и Канушки. Эти отложения имеют незначительную

мощность, не могут быть выделены в самостоятельную свиту и отображены на карте.

Полный разрез баракунской и валюхтинской свит объединенных на междуречье Мал. Чун и Канушки имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Кварцевые гравелиты с тонкими прослоями кварцевых песчаников	10 м
2. Светло-серые мелкозернистые пятнистые известняки	90 "
3. Аркозовые и кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и сланцев	75 "
4. Серые доломиты с прослоями сланцев	30 "
5. Аркозовые и кварцевые песчаники	45 "
6. Доломиты с оолитами, онколитами и строматолитами	150 "
7. Переслаивание алевролитов, песчаников и сланцев	50 "
8. Серые и темно-серые массивные доломиты	80 "
9. Переслаивание аркозовых и кварцевых песчаников, алевролитов, сланцев	180 "
10. Переслаивание алевролитов и сланцев с аркозовыми и кварцевыми песчаниками и темно-серыми доломитами	490 "
Общая мощность отложений равна 1200 м.	

Подавляющее большинство пород описано при изложении материала по баракунской свите и поэтому здесь приводится характеристика лишь для алевролитов и гравелитов.

Алевролиты имеют серый цвет, массивную, полосчатую и слоистую текстуры. Структура алевроитовая, реже алевро-псаммитовая; цемент кварц-мусковит-железистый, по типу контактовый и поровый. По составу слагающих минералов алевролиты олигомиктовые: олигоклаз (30—35%), кварц (25—50%) и микроклин (5—10%). В качестве аксессуарных минералов выступают магнетит, турмалин и апатит.

Гравелиты на 70—75% состоят из угловатых полуокатанных, реже окатанных обломков кварца (45—50%), плагиоклаза (15—20%) и микроклина (10—20%). В виде незначительной примеси присутствуют обломки минералов и пород (микрокварцитов и серицито-хлоритовых сланцев). Размер обломков до 0,7×1,5 см. Цемент гравелитов серицито-хлоритовый, по типу — базальный. Почти всегда в цементе присутствует незначительное количество примесей — гидроксидов железа, рудного минерала, слюды и карбоната. Структура псефито-псаммитовая, текстура массивная.

Жуинская свита (Pt₃ gn)

Отложения свиты распространены в бассейнах рек Мал. Чун и Калайки, где они слагают крылья Калайской синклинали. Разрез ее начинается мало-мощной (50 м) пачкой светло-серых мелкозернистых известняков с тонкими прослоями мергелей, согласно залегающей на алевролитах баракунской и валюхтинской объединенных свит. Выше по разрезу наблюдается 250—300 м пачка темно- и зеленовато-серых алевролитов, переслаивающихся с тонкими прослоями серых, зеленых и лиловых мергелей и светло-серых мелкозернистых известняков. Мощность отдельных прослоев известняков и мергелей не превышает 1—3 м. Общая мощность отложений жуинской свиты составляет 300—350 м.

Алевролиты имеют темно-, зеленовато-серый цвет, слоистую текстуру, алевропелитовую, алевроитовую и псаммито-алевроитовую структуры. Цемент их базального типа, по составу карбонатный, кварц-глинисто-карбонатный, кварц-карбонатный и глинисто-кварцевый. Обломочная часть представлена кварцем (до 60%), биотитом (5—15%) и полевыми шпатами (10—15%).

Известняки светло-серого цвета, слоистые и массивные, с плитчатой отдельностью. Они характеризуются зернисто-оолитовыми структурами. Оолиты сферической формы с радиально-лучистым или концентрическим строением. Нередко оолиты деформируются и перекристаллизуются. Зерна кальцита имеют неправильную форму и иногда ориентированы по сланцеватости

породы. В незначительных количествах (до 3—5%) присутствуют зерна кварца, плагиоклаза и микроклина.

Мергели обычно тонкоплитчатые и тонкозернистые, цвет их серый различных оттенков. Содержание карбоната достигает 15—40%. Суммарное содержание хлорита, серицита и глинистого вещества 50—70%. Акцессорные минералы представлены мелкими зернами турмалина и единичными чешуйками глауконита.

Ченчинская свита ($Pt_3 \text{ } \epsilon n$)

К данной свите отнесены существенно карбонатные отложения между-речья Мал. Чуи и Канушки, где они, залегая согласно на отложениях жуинской свиты, слагают крылья синклинали, названной Калайской.

Нижняя часть свиты представлена пачкой светлых мелкозернистых песчаных известняков с прослоями алевролитов 125—150 м. Верхняя часть слагается афанитовыми известняками.

Мощность свиты 350—400 м.

Афанитовые известняки обычно кремового или серого цвета, грубоплитчатые с массивной и сгустковой текстурой. Структура их инкрустационная или тонкокристаллическая. Характерно наличие пересекающихся стилолитовых швов игольчатого типа и микрослонистость. Реже отмечаются оолиты и онколиты концентрически-скорлуповатого строения. Местами породы милонитизированы и в них появляются участки перетертого пелитоморфного кальцита и прожилки кварца. Известняки сложены зернами кальцита (90—95%); иногда они имеют примесь доломита (до 50%) и тогда переходят в доломитизированный известняк. В виде незначительной примеси отмечаются кварц, плагиоклаз и микроклин. По данным химического анализа, содержание CaO в доломитисто-глинистых известняках составляет 47,85%, MgO 1,6%, Al_2O_3 0,32%, нерастворимый остаток 8—14%.

Алевролиты чаще приурочены к низам разреза свиты. Цвет их серый, текстура слоистая, структура алевропелитовая, алевроитовая и микропелитовая. Цемент серицито-хлоритовый, слюдисто-глинистый, слюдисто-глинисто-карбонатный, слюдисто-карбонатный и железистый. Количество обломков меняется от 15 до 70%. Большая часть их представлена кварцем, кислым плагиоклазом и чешуйками биотита. В небольших количествах присутствуют углистое вещество, турмалин и циркон.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Алданский ярус

Жербинская свита ($St_1 \text{ } gr$)

Впервые Жербинская свита установлена на междуречье Мал. Чуи и Канушки В. К. Головенком в 1957 г. Отложения свиты залегают на размытой поверхности известняков ченчинской свиты, слагая ядро Калайской синклинали. Они представлены желтовато-белыми, серыми и темно-серыми кварцитовидными песчаниками, цвет которых постепенно изменяется. В основании свиты наблюдаются маломощные пласты гравелитов, аркозовых песчаников и известковистых алевролитов. Абсолютный возраст отложений жербинской свиты, определенный по глаукониту (р. Витим), составляет 507—550 млн. лет. Мощность свиты равна 500 м.

Кварцитовидные песчаники имеют массивную текстуру и псаммитовую, реже гранобластовую структуру. Минеральный состав характеризуется наличием слабоокатанных обломков кварца (65—90%), полевых шпатов (5—30%), турмалина, циркона и рудного минерала. Песчаники, окрашенные в темно-серый цвет, содержат в цементе до 5% гидроокислов железа. Изредка встречается глауконит. Цемент песчаников по типу поровый, менее распространены базальный, цемент соприкосновения и пятнистый.

Аркозовые песчаники встречаются чаще в низах свиты в виде маломощных пропластков (3—5 м) среди кварцитовидных песчаников. Цвет песчаников серый, зеленовато-, темно-серый; структура обычно бластопаппистовая. От кварцитовидных песчаников аркозовые отличаются повышенным содержанием плагиоклаза (до 35%) и меньшим содержанием кварца (50—55%). В качестве примесей отмечаются: мусковит, сфен, турмалин, рудный минерал, циркон, биотит, рутил. Цемент песчаников по типу базальный, поровый, соприкосновения или коррозионный. По составу он кварцевый, кварц-серицитовый, кварц-железистый, реже кварц-карбонатный. Карбонат иногда встречается и в виде обломков.

Алевролиты представляют тонкоплитчатые слоистые породы темно-серого и серого цвета, алевроитовой и алевро-пелитовой структуры, слоисто-сланцеватой текстуры. Они состоят из обломков кварца и полевого шпата, сцементированных известковисто-глинистым материалом. Акцессорные минералы представлены турмалином, цирконом и сфеном. Широко развиты процессы серицитизации и хлоритизации. Цемент базального типа, реже поровый.

Гравелиты имеют серый цвет, массивную текстуру и псефитопсаммитовую структуру. Обломочная часть составляет 30—40% объема породы и представлена хорошо окатанными зернами кварца, микрокварцитов и песчаников. Цементом пород являются аркозовые песчаники, аналогичные охарактеризованным выше. В них изредка встречаются мелкие чешуйки серицита, хлорита и глауконита.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{III})

На исследованной площади Верхнечетвертичные отложения имеют незначительное распространение. Отдельные их пятна отмечены по рекам Канушке, Мал. Чуе, Тукулаху, Бол. Чуе, Брамье и на междуречье Мал. Чуи и Калайки. Представлены они глинисто-валунным и песчано-галечниковым материалом, обязанным своим происхождением ледниковой и водно-ледниковой деятельности, и озерно-болотными илито-глинистыми и торфяными отложениями. Мощность этих отложений не превышает 50 м.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ И СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

ОБЪЕДИНЕННЫЕ (Q_{III-IV})

К ним относятся делювиальные и солифлюкционные илито-валунные отложения, водно-ледниковые супеси, суглинки и глины, озерные, торфяно-болотные отложения и аллювиальные галечники террас и пойм. Наибольшее развитие получили делювиальные и солифлюкционные отложения. Они покрыты склоны водоразделов и отдельных вершин. Это, как правило, несортированный крупнообломочный материал, смешанный с супесями, суглинками и илами. Мощность их достигает 8 м.

Озерные и торфяно-болотные отложения отмечены в вершинах рек Правой илевой Брамьи, Канушки и Бол. Сехты и в долине р. Мал. Чуи. Представлены они торфяниками, часто переслаиваемыми с глинами и илами. Иногда к ним примешиваются флювиогляциальные супеси и суглинки, которые из комплекса озерных и торфяно-болотных отложений выделить невозможно. Мощность этих отложений не превышает 10 м.

Аллювиальные и водно-ледниковые отложения очень широко распространены в долинах рек Большой и Малой Чуи, Канушки, Бол. Сехты, Брамьи и др. К ним относятся аллювий пойм I, II, III, надпойменных террас и флювиогляциальные отложения оледенений, которые из комплекса аллювиальных отложений не выделяются. В целом отложения представлены хорошо окатанным гравийно-галечниково-валунным материалом, смешанным с песчано-глинистым. Мощность отложений достигает 50 м.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (Q_{IV})

К этим отложениям относятся русловые и пойменные аллювиальные галечники, валунники, пески и илы. Окатанность и сортированность материала зависят от размера долины, в которой располагаются эти отложения.

В составе крупнообломочной фракции отложений присутствуют все разновидности дочетвертичных геологических образований, однако количественно преобладают породы, устойчивые к длительной транспортировке. Мощность аллювия не превышает 5 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На основании геологических наблюдений, абсолютного возраста, геохимических и петрохимических особенностей в рассматриваемом районе выделено шесть разновозрастных магматических комплексов. Кроме того, они отличаются друг от друга генезисом, формой тел, текстурными и структурными особенностями и влиянием на вмещающие породы.

РАНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

КАЛАРСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (γP₁, kl)

Комплекс представлен породами основного состава типа габбро и габбро-диабазов. Они слагают штокообразные тела изометричной формы, не превышающие в плане 1—2 км² (бассейны левых притоков р. Бол. Чун).

Внешне габброиды каларского комплекса — это зеленовато-черные средние и мелкозернистые с массивной структурой породы. Структура их габбро-офитовая. В минеральном составе активную роль играет актинолитовая роговая обманка (45—70%). Развиваясь по пироксену, она наблюдается в виде мелкозернистых гломеропорфировых скоплений и редко сохраняет его правильные таблитчатые формы. Плагноклаз (№ 55—60), количество которого колеблется от 30 до 50%, наблюдается в виде длиннопризматических лейст. Вторичные изменения его выражены в эпидотизации и сосюртитизации. Акцессорные минералы представлены апатитом и магнетитом.

Нижний возрастной предел габброидов определяется наличием оторочек диабазов (краевые фации) и зон закалки в эндоконтактах массивов, расположенных в поле нижнепротерозойских отложений (среднее течение р. Наимы, лист О-49-XXI). Верхний возрастной предел определяется интрузивными соотношениями габбро-диабазов с прерывающимися их гранитоидами чуйско-кодарского комплекса (верховья р. Канушки, лист О-43-XXI).

Габброиды комплекса, по-видимому, характеризуют собой магматизм начальных этапов геосинклинального развития данного участка Байкальской складчатой системы.

УГОЛЬКАНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС (γP₁, ug)

Граниты, гнейсо-граниты и мигматиты комплекса закартированы в поле распространения эффузивно-терригенных пород муйской серии *. Слагают они небольшие пластовые тела, обычно вытянутые в северо-восточном направлении. Контакты их с вмещающими породами согласные, направление гнейсовидности внутри тел повторяет очертания поверхности контактов. Нижнепротерозойский возраст гранитоидов угольканского комплекса определяется синорогенностью их со складчатостью пород муйской серии, наличием ксенолитов гнейсо-гранитов комплекса среди позднеорогенных по отношению к муйской серии нижнепротерозойских гранитоидов чуйско-кодарского комплекса (верховья рек Мал. Чун, Прав. Брамь) и находками пород комплекса в гальке

* Выделен угольканский комплекс впервые В. М. Таевским в бассейне р. Бол. Уголькан из состава куандинского комплекса Л. И. Салопа (Таевский и др., 1959, 1960, 1961).

базальных конгломератов среднепротерозойской тепторгинской серии на междуречье Ядкара и Каверги (Таевский и др., 1960). Абсолютный возраст гранитоидов угольканского комплекса (по мусковиту) 2170—1920 млн. лет (Великославинский и др., 1962).

Граниты светло-серые и желтовато-белые, средне- и крупнозернистые. Структура их гипидиоморфнозернистая с элементами гранобластовой. Минеральный состав представлен кварцем 20—35%, альбит-олигоклазом № 10—12 (Ng=1,531, Np=1,528) 25—45%, микроклином — 25—35%, биотитом (Ng=1,670) 3—5%, редко 10%, реже мусковитом, роговой обманкой и диопсидом (до 1%). Акцессорные минералы представлены рудным минералом, апатитом, цирконом и гранатом.

В целом для гранитов комплекса характерны: незначительный катаклиз, слабое развитие гнейсовидных текстур, наличие гранобластовых структур, сильно развитая альбитизация плагноклаза, калневый метасоматоз и развитие вторичных низкотемпературных минералов.

Гнейсо-граниты слагают краевые части большинства пластовых тел и представлены светло-серыми, реже кремовыми мелкозернистыми породами с хорошо выраженной гнейсовидной текстурой. Описываемые породы существенно лейкократовые и состоят из кварца — 25—30%, плагноклаза (№ 10—15) — 45—55%, микроклина — 5—10%, биотита — 2—3%. Из акцессорных минералов развиты — рудный минерал, апатит и сфен, реже циркон и ортит; из вторичных — мусковит, серицит и минералы группы эпидота.

Для гнейсо-гранитов характерны: лепидогранобластовая структура с элементами катаклизической и гипидиоморфнозернистой, альбитизация, мirmekитизация и серицитизация плагноклазов, замещение плагноклаза микроклином, хорошо выраженный катаклиз кварца, плагноклаза и микроклина.

Химический состав гранитов и гнейсо-гранитов угольканского комплекса представлен в табл. 1.

Таблица 1

Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	N ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.
1	74,28	0,13	13,88	0,42	1,48	Нет	0,18	1,78	4,00	3,90	0,057	0,02	—
2	75,35	0,14	13,49	0,07	0,87	0,02	0,09	0,57	3,20	5,15	0,03	Нет	0,06
3	71,79	0,07	14,78	0,03	1,23	0,02	0,09	0,50	2,73	7,90	0,05	Нет	0,57

Пересчет по А. Н. Заварицкому

	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	a'	m'	f'	n	φ	t
1	81,8	14,0	2,1	2,1	33,5	6,8	3,2	—	15,6	81,3	61,3	18,8	0,01
2	82,4	13,9	3,1	0,6	36,4	23,1	—	66,0	6,0	28,0	48,8	2,1	0,1
3	80,0	14,9	4,6	0,6	29,5	24,8	—	71,0	4,0	25,0	24,6	—	0,08

Примечание: 1 — гнейсо-гранит, обр. 3177 (правый склон Бол. Чуи, в 6 км ниже устья Петероку; 2, 3 — гранит (обр. 6460 и 6457 б (водораздел Прав. и Лев. Брамь). Все образцы коллекции Ю. К. Варзалова; аналитик Б. Э. Буковская, лаборатория ИГУ.

Анализируемые породы, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к классу пересыщенных кремнекислотой, группам умеренно богатых (анал. 1) и богатым щелочами (анал. 2 и 3); первый отвечает докембрийскому граниту, а второй и третий — аляскиту средних химических составов магматических

горных пород, по Дэли. В них светлая часть резко преобладает над цветной и составляет (в атомных количествах) около 90—95% всей массы породы. В цветной части содержится алюминий (наличие слюды в шифах), а двухвалентное железо сильно преобладает над магнием ($f^1 : m^1$), что служит признаком низкотемпературного образования пород. Светлая часть характеризуется преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми, а величина параметра «л», равная 61—25, заставляет предполагать незначительное (анал. 1, $n=61$) или повышенное содержание калиевых полевых шпатов в породе (анал. 2 и 3).

ЧУЙСКО-КОДАРСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Позднеорогенные нижнепротерозойские гранитоиды этого комплекса составляют крупный массив и ряд штокообразных тел в верховьях рек Правой илевой Брамь, Канушки, Калайки, Бол. Сехты и Мал. Чуи. В структурном отношении они приурочены к ядерной части Чуйского антиклинория. В составе гранитоидов комплекса выделяются три фазы. Их нижняя возрастная граница определяется на основании прорывания ими эффузивно-терригенных образований муйской серии и гранитоидов угольканского комплекса. Верхняя возрастная граница гранитоидов чуйско-кодурского комплекса устанавливается на междуречье Мал. Чуи и Калайки несогласным залеганием на них мелкогалечных конгломератов тепторгинской серии и прорыванием их гранитоидами ирельского комплекса среднего протерозоя. Наибольшая цифра абсолютного возраста для биотитовых и биотито-амфиболовых гранитов чуйско-кодурского комплекса Чуйского гранитного поля, полученная по биотиту и рассчитанная по новой константе полураспада радиоактивного калия, равна 1463 млн. лет (Великославинский и др., 1962).

Первая фаза. *Равномернозернистые и порфировидные биотитовые и биотито-амфиболовые граниты* ($\gamma_1 Pt_1 \delta k$) составляют дискордантный массив на междуречье Бол. Чуи, Мал. Чуи и Канушки. Массив имеет ширину около 40 км и простирается на северо-восток и юго-запад за пределы описываемой территории. Породы вмещающей рамы на северо-западном и юго-восточном контактах падают в направлении от массива, что указывает на его связь со структурой антиклинального типа (по Баддингтону).

Массивные разности этих гранитов характеризуются грубозернистым, реже средним и мелкозернистым сложением. Цвет их зеленовато-розовый, зеленовато-серый, серый, редко розовый и мяско-красный. Голубоватый опаловидный кварц и грубозернистое сложение придают им своеобразный облик, отличный от других пород района. Структуры гранитов гипидноморфнозернистая и порфировидная с участками пойкилитовой и катакlastической.

Биотитовые граниты содержат калишпат (20—50%), плагиоклаз (15—20%), кварц (26—35%) и биотит (5—15%). Из аксессуарных минералов встречаются рудный минерал, сфен, реже апатит и ортит. Вторичные минералы представлены мусковитом, биотитом, серицитом, хлоритом, реже эпидотом, пелитом и гидроокислами железа. Калишпат образует вкрапления и мелкие зерна в составе основной массы породы. Вкрапления представлены решетчатым микроклином. В составе основной массы породы калишпат метасоматически замещает плагиоклаз или в сростании с кварцем образует тонкие оторочки вокруг плагиоклаза. В этом случае он представлен ортоклазом ($Ng=1.522$; $Np=1.519$). Плагиоклаз количественно подчинен калишпату, а его состав меняется от альбита — олигоклаза № 8—14 для альбитизированных разностей до олигоклаза — андезина № 26—32 в более основных. Кварц постоянно присутствует в двух генерациях: более ранней (идноморфный) и более поздней (ксеноморфный по отношению к полевым шпатам). Из фемических минералов присутствует только биотит ($Ng=1.652—1.665$). Общая железистость его равна 60—65%. Повсеместно он мусковитизирован и замещен хлоритом, иногда содержит включения рудного минерала и сфена.

Биотито-амфиболовые граниты характеризуются присутствием 30—35% микроклина, 28—30% кварца, 20—26% плагиоклаза (олигоклаз № 18—25, олигоклаз — андезин № 30—35), 10—17% амфибола, плеохроизирующего в зеле-

но-коричневых тонах, с $cNg=16—18^\circ$, $2V=48—56^\circ$. Из аксессуарных минералов наблюдаются циркон, апатит, рудный минерал и ортит.

Среди гранитоидов первой фазы чуйско-кодурского комплекса широко распространены катакlastиты и милониты по биотитовым и биотито-амфиболовым гранитам. Катакlast проявился в деформации, разрыве и раздроблении лейст плагиоклаза и зерен кварца и даже перекристаллизации последнего. Породы при этом приобрели катакlastические, цементные, очковые, оксифитовые и милонитовые структуры, гнейсовидные и свилеватые текстуры.

Химические анализы описываемых гранитов приведены в таблице 2 (анализы 4, 5 и 6).

По классификации А. Н. Заварицкого, анализируемые породы относятся к классу пересыщенных кремнекислотой пород, группе богатых щелочами.

Светлая часть в них резко преобладает над цветной ($\frac{6}{a+c+Q}$ составляет 80—95%) и характеризуется преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми. При этом в цветной части содержится алюминий, а железо сильно преобладает над магнием ($f^1 : m^1=75.0—43.0 : 21.2—10.0$), что служит признаком низкотемпературного образования пород. При условии полной кристалличности породы содержат кварц в количестве 35.8—18.1%.

Вторая фаза. *Мелкозернистые граниты* ($\gamma_2 Pt_1 \delta k$) составляют штокообразные тела, имеющие в плане площадь от 2—3 до 100 км². Некоторые из них приурочены к зонам интенсивного катакlastа и, по-видимому, являются плутонами разломов. Контакты их с вмещающими породами крутые, резкие. Во II фазу они выделяются на основании установления интрузивных контактов с гранитоидами первой фазы на водоразделах Большой и Малой Чуи, Прав. Брамь и Бол. Чуи (Варзалов и др., 1962, 1963). Для них характерны розовато- и голубовато-серая окраска, слабо выраженная гнейсовидность, гранитовая, гипидноморфно- и аллотриоморфнозернистая структуры с участками гранофировой и порфириобластической. Граниты содержат: плагиоклаз № 5 (38—40%), калишпат (25—30%), кварц (21—25%), биотит (5—13%), роговую обманку (0—2%). Из аксессуарных минералов присутствуют титаномagnetит, апатит, сфен и ортит. Вторичные минералы представлены: биотитом, мусковитом, хлоритом, серицитом, реже эпидотом, пелитом, сфеном и гидроокислами железа.

Как видно из результатов анализов (см. табл. 2, анализы 7, 8 и 9), в породах светлая часть резко преобладает над цветной и составляет 90—97%, что на 5—10% больше, чем в гранитоидах первой фазы. При этом в цветной части содержится алюминий (Al^1), а железо преобладает над магнием ($f^1 : m^1=36.0—90.0 : 8—32.2$), что указывает на низкотемпературное образование гранитов. В светлой части щелочные полевые шпаты преобладают над кальциевыми и содержится свободный кремнезем ($Q=21—34.7$).

Третья фаза. *Пегматоидные граниты, плагмограниты и пегматиты* ($\gamma_3 Pt_1 \delta k$) выделяются на основании установления интрузивных контактов с гранитоидами I и II фазы чуйско-кодурского интрузивного комплекса (водоразделы рек Бол. Сехты и Соболевки, Мал. Чуи и Калайки, Нерукана и Прав. Брамь). Они составляют штоки размером до 2×2 км, небольшие дайки и жилы. Контакты их с вмещающими породами крутые, резкие, секущие. Для них характерны лейкократовые средне- и крупнозернистые, часто порфировидные разности массивной текстуры. Макроскопически в них всегда хорошо заметны голубовато-, светло-серые и розовато-белые полевые шпаты и сирицевого цвета кварц, образующий гнездообразные скопления. На фоне кварц-полевошпатовой массы встречаются редкие чешуйки слюды.

В пегматитах иногда присутствуют турмалин и гранат. Преобладающими структурами пород III фазы являются: гипидноморфно-, аллотриоморфнозернистая, макропегматитовая и порфировая; структурами наиболее сильно катакlastизированных разностей — катакlastическая и оксифитовая.

Главные минералы в пегматоидных гранитах представлены: полевыми шпатами (до 60%), кварцем (35—40%), биотитом ($Ng=Nm=1.609—1.654$) или пироксеном (1—3%). В пегматитах присутствует до 10% мусковита. Аксес-

Таблица 2

Чуйско-кодарский комплекс	Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.
Первая фаза	4	69,92	0,5	13,18	1,16	3,33	0,05	0,75	1,49	3,20	5,40	0,138	0,07	0,67
	5	72,73	0,37	12,58	1,10	2,96	0,05	0,28	1,47	2,62	4,75	0,07	0,02	0,49
	6	71,51	0,45	13,45	1,61	2,68	0,04	0,87	0,92	2,92	3,85	0,06	0,05	1,06
Вторая фаза	7	70,57	0,28	15,76	0,71	1,92	0,024	0,70	2,21	5,60	1,50	0,086	—	0,45
	8	71,83	0,37	12,85	3,24	2,46	0,09	0,29	2,31	4,55	1,18	0,08	—	0,07
	9	70,13	0,37	15,04	0,78	1,92	0,028	0,77	1,92	4,10	4,20	0,087	—	0,26
Третья фаза	10	75,98	0,075	12,73	0,04	1,01	0,02	0,22	1,08	3,40	4,80	0,058	0,03	0,15
	11	74,21	0,11	13,82	0,01	1,37	0,01	0,18	0,96	3,42	4,90	0,03	—	0,30
	12	75,93	0,06	13,75	0,12	0,94	0,01	—	1,55	4,38	2,30	0,03	—	0,30

Пересчет по А. Н. Заварицкому

Номер анализа	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	a'	m'	f'	n	p	t
4	78,36	14,6	5,69	1,33	26,2	10,9	8,23	—	21,17	70,59	47,7	16,47	0,51
5	81,0	12,3	4,9	1,7	35,8	21,7	—	15,0	10,0	75,0	45,4	19,1	0,4
6	78,6	11,5	8,9	1,0	33,2	11,5	—	41,0	16,0	43,0	53,7	14,8	0,4
7	77,15	16,88	4,25	1,70	21,05	9,92	20,0	—	26,15	53,84	70,0	12,34	0,34
8	80,3	11,6	5,6	2,6	34,7	4,4	2,0	—	8,0	90,0	84,9	47,6	0,4
9	78,8	14,93	3,97	2,29	25,46	6,52	—	8,47	32,2	59,32	59,46	40,54	0,34
10	83,49	14,00	1,25	1,25	37,72	11,1	—	48,0	26,3	73,7	51,88	—	—
11	81,7	14,1	3,0	1,1	34,2	12,8	—	65,0	11,0	41,0	51,4	—	0,08
12	83,3	12,4	2,4	1,8	40,1	6,8	—	—	—	35,0	74,6	2,7	0,07

Примечание: 4 — биотитовый гранит, обр. 4160 (верховье Калайки); 5 — биотитовый гранит, обр. 4363 (водоотопный гранит, обр. 4119 (верховье Нерукана); 6 — биотитовый гранит, обр. 64466 (водораздел Калайки и Лев. Брамь); 7 — биотитовый гранит, обр. 1290 (верховье Прав. Брамь); 8 — биотитовый гранит, обр. 4094 (верховье Мал. Чуи); 9 — биотитовый гранит, обр. 4276 (левобережье Канушки); 10 — пегматит, обр. 4094 (верховье Мал. Чуи); 11 — пегматитовый гранит, обр. 4276 (левобережье Канушки); 12 — плагитовый гранит, обр. 4357 (левобережье Бол. Сехты). Все анализы из коллекции № 11715 Ю. К. Варзана. Аналитик Б. Э. Буковская, лаборатория ИГУ.

сорные минералы представлены: апатитом, сфеном и цирконом. Полевые шпаты в плагитогранитах представлены альбит-олигоклазом, а в пегматитах — гналофаном ($Ng=1,540$; $Np=1,537$; $Ng-Np=0,003$) и микроклином ($Ng=1,522-1,525$; $Np=1,519-1,522$; $Ng-Np=0,003$). Для всех пород присущи мусковитизация и хлоритизация биотита, альбитизация и замещение плагитоклазов решетчатым микроклином, а пироксена — клиноцоизитом. Химический состав описываемых пород приведен в табл. 2 (анал. 10—12). Анализируемые породы содержат потенциальный кварц ($Q=34-40$) и калиевый полевой шпат (анализы 10 и 11, $n<65$). Исключение составляет анализ 12 ($n=74,6$), где полевые шпаты представлены плагитоклазом. Светлая часть пород составляет около 94—97%. В цветной части содержится алюминий (наличие слюды), а двухвалентное железо резко преобладает над магнием ($f':m'$), что может служить указанием на низкотемпературное образование пород.

В заключение следует отметить, что в общем плане распространения интрузий чуйско-кодарского комплекса региональной зональности в составе и структурах пород не установлено, она проявлена лишь в частных случаях.

Экзоконтактовые изменения вмещающих пород заключаются в ороговивании и незначительной фельдшпатизации, но эти процессы обычно развиваются в непосредственной близости от интрузивных тел. Слабая активность интрузий проявлена и в пониженной ассимиляционной их способности: контакты интрузий с ксенолитами и породами вмещающей рамы резкие, петрохимические изменения эндоконтактового ореола несущественны.

Автометаморфические явления наиболее характерны для апикальных частей интрузий. Сюда относятся следующие процессы: микроклинизация, биотитизация, мусковитизация, амфиболитизация и ожелезнение. Наиболее слабо проявлены альбитизация, пертитизация и мирмекитизация пород.

Развитие первичных гранитных структур и текстур, грубая конформность контакта со структурами пород рамы свидетельствуют об очень слабом участии данной интрузии в складчатых процессах и, следовательно, о внедрении ее в условиях затухающей тектонической деятельности. Катаклаз и мионитизация пород являются более поздними процессами.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

ИРЕЛЬСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС*

В состав этого комплекса входят изверженные породы преимущественно кислого ряда — граниты, граносиениты и гранит-порфиры. Менее развиты основные породы типа диабазов и габбро-диабазов. Нижняя возрастная граница гранитоидов этого комплекса определяется интрузивными контактами их с гранитоидами нижнепротерозойского чуйско-кодарского интрузивного комплекса (бассейн рек Калайки и Канушки) и с отложениями хибеленской свиты акитканской серии среднего протерозоя в бассейнах рек Чан и Калимды (Ревякин, 1961). Верхняя возрастная граница гранитоидов рассматриваемого комплекса устанавливается на междуречье Калайки и Канушки наличием обломков его пород в верхнепротерозойских конгломератах витимской свиты**.

Первая фаза. Диабазы и габбродиабазы (Bu, Pt_2, Ir) слагают штокообразные тела, имеющие в плане почти изометричную форму (водоразделы Большой и Малой Чуи, Правой илевой Брамь). Размеры их не превышают 1 км²; контакты с вмещающими породами секущие, резкие. Поверхности кон-

* По мнению В. М. Таевского, гранитоиды рассматриваемого комплекса являются фацальной разновидностью чуйско-кодарского интрузивного комплекса.

** Абсолютный возраст гранитоидов ирельского комплекса равен 528—560 млн. лет (Лаборатория абсолютного возраста ИГУ) и, очевидно, отражает не истинный возраст гранитоидов, а верхнюю границу их метаморфизма.

тактов падают под углом близким к вертикальному. Приуроченность к зонам региональных разломов — зонам интенсивной милонитизации и катаклаза, а также расположение по 3—5 и более тел вместе свидетельствует о том, что внедрение их происходило по наиболее ослабленным зонам. Диабазы и габбро-диабазы представлены зеленовато-черными относительно свежими средне-зернистыми разновидностями, покрытыми ржавыми потеками гидроокислов железа. Они обладают диабазовой, габбро-офитовой и аллотриоморфнозернистой структурами с участками скелетных и пойкилитовых, усложненными катакластическими структурами.

Количественно минералы в них распределяются следующим образом: плагиоклаза № 50 ($Ng=1,563$; $Nm=1,557$) — 30—40%, роговой обманки ($cNg=20^\circ$) — 40—50%, авгита ($cNg=42—44^\circ$; $Ng=1,720$; $Nm=1,706$; $Np=1,694$) — 15—20%, кварц до 2%; акцессорные — магнетит, гематит, пирит, пирротин, апатит и сфен. Характерны замещения одних минералов другими: пироксена — роговой обманкой и клиноцоизитом, роговой обманки — биотитом и мелкочешуйчатым хлоритом, плагиоклаза — минералами группы эпидота ($Ng=1,750$; $Nm=1,737$; $Np=1,726$), сосюритом, редко серицитом, магнетита и гематита — сфеном.

Контактовое воздействие диабазов и габбро-диабазов на вмещающие породы выразилось в эпидотизации и хлоритизации последних. В контакте с гранитоидами II фазы диабазы и габбро-диабазы обогащаются кварцем.

Химические анализы диабазов и габбро-диабазов первой фазы ирельского комплекса помещены в табл. 3 (анализы 13, 14 и 15).

По классификации А. Н. Заварицкого, проанализированные породы относятся к четвертому классу, группе очень бедных щелочами, к подгруппе лейкомеланократовых пород (группа 15, А). Цветная часть в породах составляет около 60%, при этом в ее составе основную роль играют магнезиально-железистые компоненты, что видно из соотношения $(m^1 + f^1) : c \approx 4,5$. Светлая часть породы сложена плагиоклазом ($\frac{a}{c}=0,9—1,3$), значительный процент

которого занимает анортитовая составляющая. Кальевые полевые шпаты в породах отсутствуют ($n=71,1—77,41$).

Вторая фаза. Граниты и гранит-порфиры ($\gamma_2 Pt_2 ir$) широко распространены в междуречье Калайки, Канушки и Брамь, где они слагают массивы, имеющие площадь до 30 км². Контакты их с вмещающими породами секущие, резкие, с углами падения от 75 до 80°. Интрузивный контакт с породами первой фазы установлен на левобережье р. Канушки.

Граниты имеют буровато-серую и серую окраску, порфировидную и гипидиоморфнозернистую, переходные к гранобластовой, структуры. Они состоят из плагиоклаза (альбит и олигоклаз № 15) — 25—30%, кварца — 25—28%, микроклина — 35—40%, амфибола — 5—7%, биотита ($Ng=Nm=1,658$) — 1—3% и акцессорных минералов — магнетита, ортита, апатита, сфена, турмалина и циркона.

Для гранитов характерны: округлая форма зерен кварца и резковолнистое их угасание; пойкилитовые включения кварца и плагиоклаза в кристаллах микроклина; незначительный катаклаз; замещение амфибола биотитом и хлоритом, биотита — мусковитом, хлоритом и сагенином, олигоклаза — серицитом, а по периферии вторичным ксеноморфным альбитом ($Ng=1,531$; $Np=1,528$); развитие минералов постмагматической генерации по системе микро-трещин.

Гранит-порфиры слагают краевые части крупных гранитных тел и мелкие дайки. С гранитами они связаны постепенными переходами. Цвет их розовато- или оливково-серый. На общем фоне мелкозернистой основной массы в них выделяются таблитчатые и округлые вкрапленники плагиоклаза, кварца и микроклина размером до 4 мм, количество которых достигает 40—45% объема породы. Структура пород порфировая или бластопорфировая с микрогранобластовой основной массой, состоящей из калишпата, плагиоклаза, кварца, биотита, рудного минерала, апатита и циркона.

Химические анализы гранитов второй фазы ирельского комплекса приведены в табл. 3 (анализы 16, 17 и 18).

Таблица 3

Ирельский комплекс	Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.
Первая фаза	13	51,42	0,87	14,54	2,44	8,32	0,16	6,98	9,54	2,03	1,18	0,14	0,08	2,10
	14	53,04	0,80	16,11	1,79	6,66	0,15	5,92	8,71	2,83	1,53	0,21	0,01	1,62
	15	50,93	1,33	12,47	3,50	12,12	0,217	5,02	8,95	2,45	1,05	0,243	0,10	1,66
	16	70,57	0,37	14,51	0,43	2,68	0,04	0,55	1,40	3,14	5,0	0,13	—	0,58
Вторая фаза	17	73,99	0,30	12,77	0,39	2,46	0,02	0,41	0,50	2,73	4,10	0,07	—	0,71
	18	72,91	0,32	13,91	—	2,60	0,03	0,48	0,65	3,02	4,78	0,06	—	0,76
	19	65,07	0,50	14,80	1,98	2,89	0,06	0,42	1,63	4,05	4,45	0,18	0,10	1,57
	20	67,92	0,87	13,14	1,75	4,63	0,09	0,75	2,64	2,92	3,96	0,26	—	0,38
Третья фаза	21	62,17	0,67	15,75	2,15	3,90	0,07	2,74	2,94	3,78	3,60	0,12	0,15	1,87

Пересчет по А. Н. Заварицкому

Номер анализа	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	a'	m'	f'	n	p	t
13	59,9	6,2	27,2	6,7	0,7	0,9	19	—	44	37	71,1	7,6	1,1
14	62,3	8,6	22,4	6,7	0,7	1,2	18	—	45	37	74,1	6,8	1,1
15	60,75	6,9	29,08	4,9	1,02	1,3	20,6	—	29,0	50,35	77,41	10,3	2,19
16	78,8	13,9	5,6	1,7	28,1	8,1	—	31,0	17,0	52,0	49,0	7,1	0,4
17	80,8	12,8	5,7	0,6	34,6	21,1	—	39,9	11,3	48,8	45,1	6,8	0,3
18	79,4	13,0	6,9	0,7	32,1	18,5	—	48,5	11,9	39,6	49,0	—	0,3
19	73,9	15,4	8,8	1,9	15,1	8,1	—	5,0	45,0	50,0	57,9	18,4	0,5
20	77,6	12,1	7,7	2,6	38,4	4,6	6,0	—	17,0	77,0	52,8	19,4	0,9
21	74,0	14,0	8,0	4,0	16,0	3,5	—	3,0	41,0	55,5	61,6	16,4	0,87

Примечание: 13 — диабаз, обр. 439в (левобережье Калайки); 14 — диабаз, обр. 4349б (правобережье Бол. Сехты); 15 — габбро-диабаз, обр. 4090 (водораздел Петероку и Мал. Чуи); 16 — биотит-амфиболовый гранит, обр. 6354 (водораздел Калайки и Канушки); 17 — биотит-амфиболовый гранит, обр. 6441 (левобережье Калайки); 18 — гранит-порфир, обр. 6412 (левобережье Калайки); 19 — граносенит, обр. 4282 (левобережье Мал. Чуи); 20 — амфиболо-биотитовый гранит, обр. 442 (левобережье Канушки); 21 — граносенит, обр. 4276 (правобережье Мал. Чуи). Все образцы из коллекции № 1715 Ю. К. Барзолова. Аналитик Т. В. Сереброва, лаборатория ИГУ.

Граниты, по классификации А. Н. Заварицкого, относятся к породам, пересыщенным кремнекислотой, ряду пересыщенных алюминием и входят в группу богатых щелочами (группа 3). Светлая часть в них составляет 87—89,4% и характеризуется преобладанием щелочных полевых шпатов над кальциевыми. Параметр $n=45-49$ указывает на наличие в породе калиевых полевых шпатов. В цветной части гранитов железо сильно преобладает над магнием ($n^1:m^1=52,0-39:17,0=11,9$), что может служить признаком низкотемпературного их образования.

Экзоконтактовое воздействие гранитоидов второй фазы выражается появлением во вмещающих породах вторичного биотита, мусковита, амфибола и кварца.

Третья фаза. Граниты и граносиениты ($\gamma_3 Pt_2 Ir$) слагают штокообразные тела площадью от 4 до 90 км² в верхнем течении рек Канушки и Мал. Чуи. Контакты их с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, секущие, резкие. Непосредственные взаимоотношения этих гранитов с гранитоидами II фазы не наблюдались, поэтому отнесение их к III фазе ирельского комплекса основано на сопоставлении и полном петрографическом сходстве с разновидностями бассейна р. Ирели (Лобанов, 1962). По внешнему виду это зеленовато-серые, мясо-красные или зеленовато-розовые средне- и крупнозернистые, часто порфировидные породы гипидиоморфнозернистой (участками гранофировой) структуры, переходящей в бластическую. По минеральному составу среди гранитов выделяются биотитовые и амфиболо-биотитовые разновидности, связанные между собой постепенными переходами. Состав их следующий: плагиоклаз № 15—30 (35%), кварц (25—30%), микроклина (20—25%), биотит (5—12%), амфибола (3—5% — для амфиболо-биотитовых разновидностей), пироксен и мусковит. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином, цирконом, ортитом, сфеном и титаномagnetитом.

Граносиениты в отличие от гранитов, характеризуются несколько пониженным количеством кварца (10—15%) и повышенным содержанием фемических минералов (12—17%). Основной процент их темноватых минералов приходится на обыкновенную роговую обманку (12—15%). С гранитами граносиениты связаны постепенными переходами.

Для описываемой группы гранитоидов характерны автометаморфические и вторичные процессы, которые проявились в пелитизации микроклина, серицитизации и эпидотизации плагиоклаза, альбитизации полевых шпатов, хлоритизации биотита с выделением сагенина и рудного вещества и в преобразовании титаномagnetита в сфен.

Химический состав гранитов и граносиенитов III фазы ирельского комплекса (табл. 3, анализы 19, 20 и 21) характеризуется повышенной кислотностью (класс 2, по А. Н. Заварицкому), резким преобладанием светлых компонентов (79—87,4% в атомных количествах) над цветными, щелочных полевых шпатов над кальциевыми ($\frac{a}{c}=3,5-8,1$) и железа над магнием ($n^1:m^1=77,0-50,0:45,0=17,0$). Последнее говорит о низкотемпературном образовании пород, содержащих калиевый полевой шпат ($n=57,0-61,6$) и кварц.

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

МАМСКО-ОРОНСКИЙ ПЛУТОНИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

В составе мамско-оронского плутонического комплекса выделяются две фазы. Их общими чертами являются: наличие в пределах площади развития пород комплекса многочисленных ксенолитов — останцев метаморфизованных отложений протерозоя, широкое распространение гнейсовых текстур, простирания которых гармоничны с ориентировкой структур вмещающей толщи, обильное развитие процессов мигматизации различной интенсивности (вплоть до полного исчезновения вмещающего субстрата) и насыщенность кварц-полевошпатовым и пегматитовым материалом, нередко являющимся носителем промышленных концентраций мусковита.

Абсолютный возраст синорогенных гнейсо-гранитов и позднесинорогенных пегматитов мамско-оронского комплекса равен 297—392 млн. лет (определение Лабор. геол. докембрия АН СССР, Великославинский и др., 1962). Цифры абсолютного возраста не отражают истинного времени образования гранит-пегматитов и пегматитов и возраст пород весьма завышен. Скорее всего они показывают верхнюю границу метаморфизма пород, слагающих Мамский синклинорий.

Первая фаза. Гнейсо-граниты, граниты и мигматиты ($\gamma_1 Pt_2 Mo$) широко распространены в бассейнах верхнего и среднего течения рек Ковакты и Ильгидяка; довольно крупные тела их обнажаются также в низовьях рек Брамьи и Мочикита. Распределение тел гнейсо-гранитов и гранитов согласуется с общим планом структуры вмещающих пород. Интрузии образуют цепочки и лентообразные тела, протягивающиеся на несколько десятков километров. Ширина выходов их в плане обычно не превышает 3—3,5 км. По своей морфологии они, видимо, относятся к типу бескорневых тел пластовой и линзообразной формы.

Контактовое воздействие гнейсо-гранитов и гранитов на вмещающие породы выразилось в мигматизации, степень интенсивности которой постепенно уменьшается по мере удаления от тел гнейсо-гранитов. Вмещающие породы, находящиеся в непосредственной близости от контакта, приобрели облик небуллитов, сохранивших направление слонистости.

В пределах изученного района гранитоиды первой фазы мамско-оронского комплекса однообразны по своим текстурным и структурным особенностям. Внешне они представляют собой средние, реже мелкозернистые породы светлого-серого цвета, иногда обладающие розоватым оттенком. Текстура чаще гнейсовидная, обусловленная плоскопараллельной ориентировкой биотита. Гнейсовидность в них совпадает с гнейсовидностью или сланцеватостью вмещающих пород. Редко гнейсо-граниты имеют полосчатую текстуру, еще реже массивную. Структуры гранитоидов: аллотриоморфно, гипидиоморфнозернистая, грано- и лепидогранобластовая. Иногда наблюдаются порфиробластические выделения микроклина размером до 1 см. По составу гранитоиды I фазы не отличаются разнообразием и представлены биотитовыми и изредка амфиболо-биотитовыми разновидностями. Средний количественно минеральный состав гнейсо-гранитов может быть выражен следующими данными: калиевого полевого шпата 40—45%, кварца 25—30%, олигоклаза 25—27%, биотита 0—10%, амфибола до 5%; апатит, циркон, рутил, сфен, гранат, эпидот, ортит и магнетит в сумме не превышают 1%. Из вторичных минералов присутствуют: альбит, мусковит, хлорит, эпидот, лимонит и серицит. В некоторых разновидностях заметны отклонения количественно-минералогического состава.

Химический состав гранитоидов I фазы приведен в табл. 4.

По классификации А. Н. Заварицкого, граниты и гнейсо-граниты относятся к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, группе богатых щелочами; лейкократовая часть в них резко преобладает над цветной и составляет 90% общего объема породы. Величина параметра n указывает на преобладание калиевых полевых шпатов над кислыми плагиоклазами. В цветной части в умеренном количестве содержится алюминий, а двухвалентное железо преобладает над магнием, что служит признаком низкотемпературного образования пород.

О генезисе мамско-оронских гнейсо-гранитов и гранитов существует несколько мнений. Мы придерживаемся точки зрения Л. И. Салопа (1959), В. М. Таевского (1959) и др., рассматривающих образование их путем гранитизации с палингенезом и анатексисом вмещающих пород.

Согласное залегание тел гнейсо-гранитов и гранитов, зависимость внутреннего строения массивов от структурного плана вмещающих пород, наличие гнейсовых текстур и бластических структур свидетельствуют о формировании гранитоидов I фазы одновременно со складчатостью патомской серии.

Нижняя возрастная граница I фазы устанавливается прорыванием гнейсо-гранитами и гранитами образований патомской серии (водораздел Большой Чуи и Правой Брамьи и др.). Верхняя возрастная граница устанавливается по фактам пересечения их гранит-пегматитами и пегматитами II фазы, гранит-

порфирами качойского комплекса (водораздел Ковакты и Бол. Чун) и границами конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса за пределами площади листа, в бассейне р. Конкудери (Таевский, 1959).

Вторая фаза. Гранит-пегматиты, пегматиты и слюдоносные пегматиты ($\text{yr}_2\text{Pt}_3\text{no}$) на площади листа играют весьма существенную роль не только по своей распространенности, но и в силу своей промышленной значимости как носители мусковита. Наибольшее распространение гранит-пегматиты и пегматиты получили в бассейнах рек Чуйского Олонго, Чуйского Давчакита, Мочикита, Мочикиткана, Алокмочака, Ковакты и Ильгидяка, где они тяготеют главным образом к отложениям согдиондонской и слюдянкинской свит. Они слагают довольно крупные тела (от 1—2 до 15 км в длину), содержащие ксенолиты пород патамской серии. Взаимоотношения с последней сложные, преобладающими являются крутые секущие контакты. В полосе развития витимской и конкудерской свит гранит-пегматиты и пегматиты образуют лишь небольшие тела и отдельные, согласные или продольно секущие жилы.

Таблица 4

Номера анали- зов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	П. п. п.
22	72,60	0,22	12,94	0,63	2,10	0,028	0,87	1,13	3,60	5,00	0,069	0,04	0,33
23	73,60	0,38	11,97	0,95	2,13	0,052	0,65	0,60	2,20	6,80	0,077	0,06	0,34
24	73,28	0,36	12,49	0,70	2,53	0,04	0,40	0,84	2,30	6,50	0,074	0,02	0,20

Пересчет по А. И. Заварицкому

	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	a'	m'	f'	n	t
22	80,15	14,68	4,17	1,02	29,90	14,4	7,93	—	33,33	58,73	52,25	0,24
23	81,29	14,15	3,83	0,73	33,55	19,3	—	—	27,58	72,42	32,71	0,4
24	81,18	14,05	3,77	1,00	33,26	14,0	—	7,02	17,54	75,43	34,9	0,32

Примечание: 22 — гранит, обр. 139 (правый склон Вол. Чуи, в 10 км ниже устья Нерукана); 23 — гнейсо-гранит, обр. 3100 (водораздел Ковакты и Ильгидяка); 24 — гнейсо-гранит, обр. 3118 а (среднее течение Ильгидяка). Все анализы — из коллекции Ю. К. Варзалова; аналитик Буковская, лаборатория ИГУ.

Изменения пород вмещающей толщи на контакте с пегматитами выразились в образовании при взаимодействии с известняками зон известково-силикатных пород. Мощность таких зон варьирует от 0,5 до 2—3 м. В известняках, несколько удаленных от контакта, наблюдаются процессы тремолитизации, кальцитизации, оталькования и графитизации, а в сланцах — процессы мусковитизации и частично тремолитизации. В эндоконтактной части пегматитовых тел породы становятся более мелкозернистыми и в них появляются гранат, биотит, тремолит.

Гранит-пегматиты обладают чертами, свойственными и гранитам, и пегматитам. Нередко гранит-пегматиты почти не отличаются от пегматитов гранитной и аплитовидной структур или же переходы от одних к другим практически неуловимы. Часто гранит-пегматиты обладают неравномерной зернистостью и содержат обособления, состоящие из одного, двух, а иногда и более крупных зерен одного и того же компонента. Эти обособления характеризуются нечетковывраженными контурами и фактически представляют участки пе-

рехода гранит-пегматита аллотриоморфнозернистой структуры в пегматит пегматонидной структуры.

Внешние гранит-пегматиты представляют своеобразные серые породы массивной, реже гнейсовидной текстуры. Мелкозернистые разновидности имеют гранитную или аплитовидную структуры. В среднезернистых и крупнозернистых гранит-пегматитах отмечается аллотриоморфнозернистая структура, а в гнейсовидных разновидностях — бластопофировидная. Состав их следующий: плагиоклаза (олигоклаз № 15—25) в среднем 53%, микроклина 15%, кварца 25%, биотита 1—2%, мусковита 1—3% и в редких случаях, роговой обманки до 1%. Из аксессуарных минералов присутствуют: циркон, сфен, гранат, реже встречаются апатит, берилл, рутил и магнетит.

Пегматиты получили наибольшее распространение в бассейнах рек Чуйского Давчакита, Мочикита и Мочикиткана. Мощность пегматитовых тел варьирует от нескольких сантиметров до 40—50 м; протяженность их иногда превышает 100 м. Среди гранит-пегматитов они образуют многочисленные блоковые и жилородные обособления, границы которых с гранит-пегматитами обычно выражены неотчетливо. Пегматитовые тела и жилы, размещенные среди метаморфических образований, имеют более четкие контакты и по отношению к вмещающей толще являются согласными, диагонально-поперечно- и продольно секущими.

Часто в строении пегматитовых тел и жил наблюдается зональность. Пегматонидный пегматит, слагающий центральные части тел, переходит в крупно-, а затем в мелкозернистый, причем плагиоклазовые разновидности пегматита тяготеют к зальбандам пегматитовых тел, а микроклин-плагиоклазовые, с которыми наиболее часто связывается ослюдование, — к их центру. В редких случаях зональность отмечается и в графических пегматитах, где наиболее крупные ихтиоглипты кварца тяготеют к осевой части жилы, примыкая к обособлениям пегматонидного пегматита. К периферии жил ихтиоглипты кварца постепенно уменьшаются в размере и исчезают совсем. Пегматит становится обычным, мелкозернистым.

По количественному соотношению плагиоклаза и микроклина пегматиты делятся на существенно микроклиновые, плагиоклаз-микроклиновые, микроклин-плагиоклазовые и существенно плагиоклазовые. Среди пегматитов, в зависимости от размера зерен и от взаимоотношения минеральных компонентов, можно выделить две генетические группы структурных разновидностей: первичные и вторичные. К первичным структурным разновидностям пегматитов, возникших в результате кристаллизации магматического расплава, относятся гранитная и аплитовидная. К вторичным структурным разновидностям пегматита, образовавшимся в ходе перекристаллизации и метасоматического преобразования первичных структур, принадлежат графическая, апографическая и пегматонидная (блоковая) структуры.

Пегматиты гранитной структуры слагают довольно большие тела различной формы. Контакты их с вмещающими породами секущие. По внешнему облику это светлые-серые массивные породы, состоящие из плагиоклаза (45%), микроклина (20%), кварца (30%), биотита (1—3%), мусковита (2—3%). Из аксессуарных минералов присутствуют рудный минерал, циркон, сфен, гранат, реже встречаются апатит, берилл и рутил.

Пегматиты аплитовидной структуры имеют ограниченное распространение и встречаются небольшими участками среди гранит-пегматитов, а также среди пегматитов других структурных разновидностей. Для них характерна массивная текстура, равномернозернистое сложение и одинаковая степень идиоморфизма минералов. По вещественному составу в них выделяются существенно плагиоклазовые и плагиоклазово-микроклиновые разновидности пегматитов. Состав переходных разновидностей аналогичен составу пегматитов гранитной структуры.

Пегматиты графической структуры встречаются крайне редко. Образуют они полосы, линзы или участки неправильной формы, располагающиеся среди других структурных разновидностей пегматитов. Иногда в телах, сложенных графическим пегматитом, наблюдается зональное распределение ихтиоглиптов кварца: крупные вроски кварца размером до 2×2 см тяготеют к центру тела.

а на периферии они постепенно уменьшаются до полного исчезновения. Из полевых шпатов чаще всего присутствует микроклин, реже плагиоклаз и поэтому пегматиты графической структуры разделяются на микроклиновые и плагиноклазовые разновидности.

Пегматиты апографической структуры распространены очень широко и слагают иногда крупные участки пегматитовых тел площадью в несколько тысяч квадратных метров. По внешнему облику это светло- или розовато-серые породы разнозернистого сложения (размер зерен от 0,3 до 5,0 см). Минеральный состав их представлен: микроклином (40—50%), плагиноклазом (15—40%) и кварцем (29—40%). Реже наблюдаются чисто плагиноклазовые или чисто микроклиновые разновидности. В качестве второстепенных и акцессорных минералов присутствуют слюда до 1—5% и изредка гранат до 1%, сфен, апатит, магнетит, реже циркон и рутил. Иногда в пегматитах апографической структуры наблюдаются обособления пегматитов пегматоидной, графической или аплитовидной структур.

Пегматиты пегматоидной (блоковой) структуры представляют большой практический интерес: именно с ними в большинстве случаев связано промышленное ослюдование. Описываемые пегматиты, располагаясь в небольшом удалении от контакта с вмещающими метаморфическими породами, реже в осевых частях пегматитовых тел, образуют различные жилы, линзовидные и неправильной формы обособления в пегматитах других структурных разновидностей. Размеры обособлений пегматита пегматоидной структуры различны, чаще всего встречаются линзы длиной от 10 до 50 м и мощностью в несколько метров. Иногда эти линзы размещаются в ряд, образуя четковидные цепочки, протягивающиеся на значительные расстояния (до 200 м и более).

По размеру слагающих компонентов (кварца, полевых шпатов и слюды) выделяются собственно пегматоид (размер индивидов от 2 до 5 см), блоковый пегматоид (размер индивидов от 5 до 20 см) и гигантблоковый пегматоид (размер индивидов свыше 20—30 см). В последних двух разновидностях мусковит часто образует самостоятельные гнездобразные скопления размером в несколько десятков сантиметров в поперечнике, однако такие скопления часто состоят из клиновидных кристаллов мусковита ельчатого строения. Пластинчатый мусковит встречается реже и обычно образует одиночные кристаллы или небольшие пачки их, располагающиеся на границах соприкосновения полевого шпата с блоками кварца или среди самих блоков кварца, а также выполняет трещины в пегматоиде.

Форма и структура кристаллов мусковита зависит от условий их формирования. Так, мусковит, приуроченный к контакту кварцевых блоков с полевым шпатом, имеет обычно пластинчатую или клиновидную форму. Мусковит, расположенный среди кварцевых обособлений, большей частью ельчатый или клиновидный, а мусковит, развивающийся по трещинам, пластинчатый и, реже, клиновидный. Пластинчатый мусковит обычно хорошего качества и дает наиболее высокий выход деловой слюды. Цвет кристаллов мусковита от рубинового до коричневого и даже до зеленоватого. Наибольшая концентрация промышленного мусковита наблюдается в пегматитовых телах, приуроченных к антиклинальным структурам, сложенным породами патомской серии.

Происхождение пегматитов пегматоидной структуры, по-видимому, связано развитием постмагматических процессов перекристаллизации и метасоматического замещения гранит-пегматитов гранитной и аплитовидной структур. С этими же процессами связано и широкое распространение структур замещения, развивающихся среди пегматоидных пегматитов (биотито-кварц-плагиноклазовый, кварц-мусковитовый и кварцевый замещающие комплексы). Метасоматической переработкой ранее образовавшихся пород объясняется также наличие в пегматитах минералов-метасом: мусковита, биотита, апатита, берилла и др. (Сучков и Таевский, 1948; Таевский, 1949—1958; Сучков, 1958—1961; Соколов, 1960; и др.) *.

* По этому вопросу имеется и другая точка зрения, высказанная вслед за А. Е. Ферсманом, Н. В. Петровской, П. Н. Марковым, М. А. Завалишиным

По отношению к складчатости пегматиты, как и гранит-пегматиты, являются позднеорогенными и в некоторых случаях посторогенными образованиями (Великославинский и др., 1957; Таевский и др., 1959). Нижняя возрастная граница II фазы комплекса устанавливается на основании прорывания ими верхнепротерозойских образований патомской серии и гнейсо-гранитов I фазы, а также их близкой генетической связи с последними. Верхняя возрастная граница определяется прорыванием гранит-пегматитов и пегматитов нижнепалеозойскими гранит-порфирами качойского интрузивного комплекса.

О петрохимическом составе пегматитов II фазы комплекса можно судить по анализам 25—33 (табл. 5). Все структурные разновидности пегматитов характеризуются как породы, пересыщенные алюминием и кремнекислотой, богатые и умеренно богатые щелочами (исключение составляет анал. 28, пятая группа по А. Н. Заварицкому). Цветные компоненты в них не превышают 10% объема породы (в атомных количествах).

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

КАЧОЙСКИЙ ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (ул.См.Кс.)

К этому комплексу относятся гранит-порфиры, слагающие несколько штокообразных и линзообразных тел в верховьях р. Ковакты. Площадь выхода наиболее крупного по величине тела не превышает 3 км². Около тел гранит-порфиров наблюдаются единичные дайки этих же пород, мощностью от 3—4 до 40—50 м (Варзалов и др., 1962, 1963; Шаров, 1963). Породы комплекса залегают среди метаморфических образований согдиондонской свиты, являются секущими по отношению к гранитоидам мамско-оронского плутонического комплекса и аналогичны породам, которые в бассейне р. Качо (система р. Мамакана) прорывают отложения кембрийского возраста и подвержены контактовому воздействию со стороны мамаканской интрузии (Салон, 1954).

Контактовые воздействия гранит-порфиров на вмещающие породы незначительные. Они заключаются в новообразованиях серицита и пирита.

Гранит-порфиры представляют плотные мелко-зернистые порфировые породы массивной текстуры. Цвет их светло-серый с зеленоватым, желтоватым или розоватым оттенком. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая, реже микрогранитная. Минеральный состав основной массы пород определяется наличием альбит-олигоклаза (№ 13—15) 50—60%, калиевого полевого шпата (10—15%), кварца (20%), биотита, роговой обманки, хлорита, мусковита, эпидота, циркона, серицита и сосюрита. Порфировые выделения занимают от 20—25 до 40—50% объема породы и образованы альбит-олигоклазом, в меньшей мере микроклином и кварцем.

Химический состав гранит-порфиров качойского комплекса приведен ниже (табл. 6).

Анализируемый гранит-порфир, по классификации А. Н. Заварицкого, относится к классу пород, пересыщенных кремнекислотой, группе богатых щелочами. По малой величине параметра σ можно сказать, что порода имеет существенно лейкократовый облик, величина параметра $\frac{a}{c}=14,3$ указывает

на кислый состав плагиноклазов, а $n=61,8$ — на то, что порода содержит незначительное количество калиевых полевых шпатов. Отношение железа к магнию $f^1: m^1=52,4:23,8$ говорит о низкотемпературном образовании породы.

Дайки. Сюда отнесены дайковые образования, возраст которых в районе не установлен.

Диабазы (ди) слагают маломощные дайковые тела, часто тяготеющие к контактам гранитоидов первой и второй фазы чуйско-кодарского комплекса. Их мощность колеблется от нескольких десятков метров до нескольких сантиметров. Простирание даск разнообразное, но преобладают северо-восточные

(до 1957 г.) и др., которая отражает представление о происхождении мамских слюдоносных пегматитов за счет последовательной кристаллизации пегматитового расплава.

Таблица 5

Структурная разновидность	Номер анализа	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.
Гранитная	25	73,2	0,16	15,73	1,13	0,71	сл.	1,02	0,90	3,64	3,26	—	0,22	0,68
	26	76,85	0,05	13,96	0,14	0,08	0,01	0,27	1,50	2,70	2,95	0,01	0,06	0,74
	27	68,61	0,14	18,93	0,78	—	—	0,14	1,72	2,49	5,87	—	0,20	0,30
	28	71,56	0,1	17,48	0,39	0,62	0,01	—	2,71	4,67	1,30	—	0,08	0,87
Аплитовая	29	69,79	—	17,27	0,08	—	—	0,03	0,07	0,65	9,92	—	—	0,24
	30	73,50	0,001	15,12	0,35	0,48	0,112	0,08	1,43	4,04	2,56	—	0,20	—
Графическая	31	73,12	0,08	16,27	0,33	—	0,09	0,10	1,56	2,50	5,90	0,01	0,20	0,30
	32	71,80	0,19	16,14	1,20	0,26	0,108	0,24	1,08	1,17	4,85	0,02	1,02	1,40
Пегматонная (блоковая)	33	68,3	—	16,47	0,24	1,05	сл.	0,12	0,75	3,0	8,7	0,03	0,07	0,30

Пересчет по А. Н. Заварицкому

Номер анализа	s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	a'	m'	f'	n	φ	t
25	78,18	11,97	8,83	1,02	31,4	11,7	64,5	18,10	17,4	63,1	10,1	—
26	83,4	9,8	4,95	1,75	45,4	5,6	89,4	7,9	2,6	58,2	1,3	—
27	76,47	11,7	7,82	2,0	23,5	6,8	90,0	3,4	6,83	39,5	6,8	—
28	79,36	11,25	5,52	3,19	33,7	3,53	83,1	—	16,87	84,3	7,2	0,08
29	77,41	15,39	7,07	0,133	23,9	115,7	98,1	0,94	19,23	9,09	0,94	—
30	80,37	12,2	3,15	1,64	37,3	7,4	76,9	3,84	4,3	70,4	3,8	—
31	78,9	13,3	5,9	1,87	29,3	7,1	92,4	3,2	4,3	38,8	4,3	—
32	78,9	9,2	10,4	1,3	38,1	7,0	85,5	3,7	10,7	26,4	8,8	0,08
33	77,5	19,1	2,45	0,95	15,9	20,0	41,6	8,3	50,0	34,3	8,3	—

Примечание: 25 — пегматит, коллекция П. Н. Суккова, 1956 г., ВИМС (верховье Мочинга); 26 — пегматит, обр. 2286/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя); 27 — пегматит, обр. 6100/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя); 28 — пегматит, обр. 12226, коллекция П. Н. Суккова, 1956 г., ВИМС (жила ЛАГЕД АН СССР, жили № 15, рудник Чуя); 29 — пегматит, обр. 6100/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя); 30 — пегматит, обр. 2286/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя); 31 — пегматит, обр. 2282/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя); 32 — пегматит, обр. 4011a/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя); 33 — пегматит, обр. 4011a/1715, коллекция Ю. К. Варзалова, 1961 г., ИГУ (рудин Чуя). Аналитик Р. Н. Русина, лаборатория ИГУ.

Таблица 6

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	NaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	П. п. п.
69,05	0,17	15,02	1,02	1,52	0,04	0,59	1,92	4,90	4,60	0,03	0,06	0,58

Пересчет по А. Н. Заварицкому

s	a	b	c	Q	$\frac{a}{c}$	c'	m'	f'	n
77,4	17,2	4,2	1,2	19,2	14,3	23,8	23,8	52,4	61,8

Примечание: гранит-порфир (верховье р. Ковакты), обр. 3085, коллекция Ю. К. Варзалова. Аналитик Б. Э. Буковская, лаборатория МГУ.

направления. Контакты диабазов с вмещающими породами резкие, рвушие. В контакте с гранитами они обогащаются кварцем. Граниты же, в свою очередь, на контакте эпидотизированы и хлоритизированы. Структура пород диабазовая, офитовая и blastsофитовая. В некоторых случаях диабазы настолько изменены, что от первичного состава и структуры пород сохраняются лишь отдельные реликты: образуются породы типа метадиабазов.

Минеральный состав диабазов сравнительно однообразен и представлен плагиоклазом (60—65%), пироксеном (30—35%) и рудным минералом (3—5%).

ТЕКТНИКА

Территория листа О-49-XXII находится на стыке двух структурно-фацальных зон — Байкало-Витимского поднятия и Приленской зоны краевого прогиба (Салоп, 1960). Основными элементами, определяющими в настоящее время структурный план района, являются две крупные многоярусные структуры: Чуйский антиклинорий и Мамский синклинорий. Эти структуры являются сопряженными, были заложены в среднепротерозойское время и имеют единый северо-восточный план тектонического строения (рис. 1).

ЧУЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

В пределах изученной площади на дневную поверхность выходят незначительные части его свода и крыльев. В строении юго-восточного крыла принимают участие эффузивно-терригенные образования верхней подсерии муйской серии, терригенные — телторгинской серии и терригенно-карбонатные отложения патомской серии. В неразрывной связи с образованиями муйской серии находятся синорогенные с ней гранитоиды угольканского плутонического комплекса, образующие согласные тела небольшого размера, сопровождающиеся обширными полями мигматитов. Неотделимыми от образований подсерии патомской серии являются синорогенные с ней гранитоиды мамско-оронского комплекса. И те и другие совместно с вмещающими толщами участвуют в осложняющей антиклинорий складчатости второго и последующих порядков. Простираение пород, слагающих это крыло антиклинория, северо-восточное 50—60°, с падением на юго-восток под углами от 20 до 40°. Сводная часть чуйского антиклинория, а также часть северо-западного его крыла сложены гранитоидами чуйско-кодарского интрузивного комплекса. Эти гранитоиды образуют крупный плутон, вытянутый согласно общей структуре и

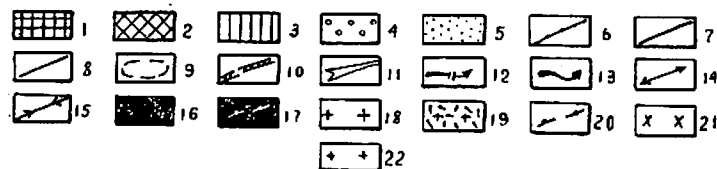
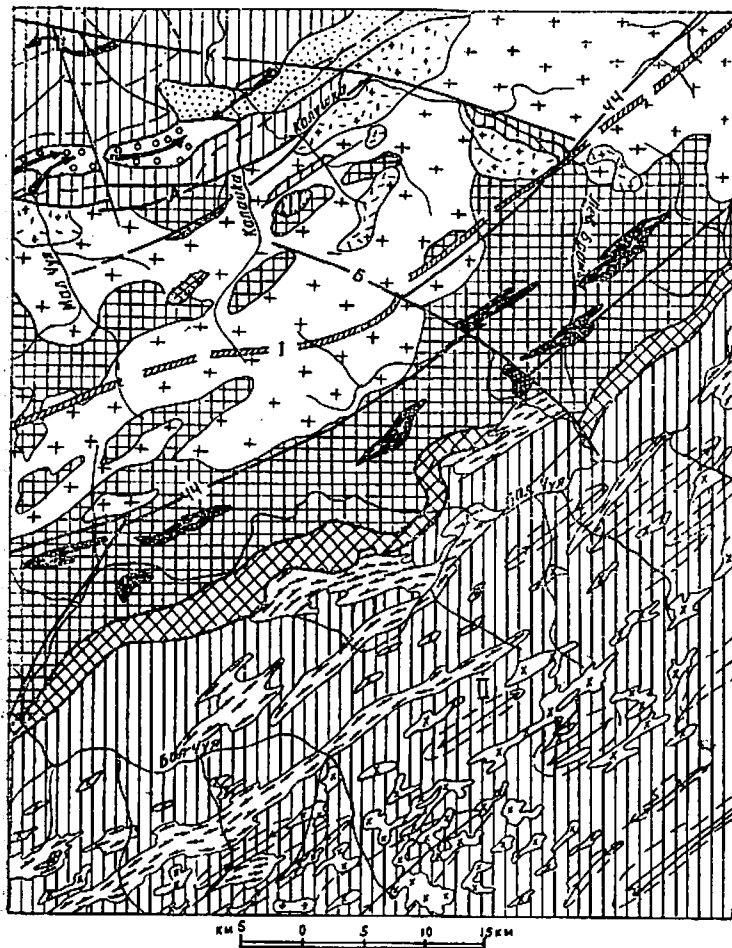


Рис. 1. Тектоническая схема м-б 1:500 000. (Составил Ю. К. Варзалов)

1 — нижнепротерозойский структурный ярус; 2 — среднепротерозойский структурный ярус; 3 — верхнепротерозойский структурный ярус; 4 — палеозойский структурный ярус; 1. Чуйский антиклинорий (I), Мамский синклиниорий (II), Приленская зона (Байкало-Патомский краевой прогиб (III), Бурковская антиклиналь (а), Калайская синклинали (б); 5 — кайнозойский структурный ярус; 6 — границы структурных ярусов; 7 — главные разрывы; 8 — разрывы второстепенные; 9 — контуры складчатых структур; 10 — ось Чуйского антиклинория; 11 — ось Мамского синклиниория; 12 — ось Бурковской антиклинории; 13 — ось Калайской синклинали; 14 — ось антиклинальных складок; 15 — ось синклиналичных складок в породах патомской серии; 16 — габброиды каларского комплекса; 17 — гранитоиды угольнянского комплекса; 18 — гранитоиды чуйско-коддарского комплекса; 19 — гранитоиды ирельского комплекса; 20 — гранитоиды первой фазы мамско-оронского комплекса; 21 — пегматиты и гранит-пегматиты второй фазы мамско-оронского комплекса; 22 — гранитоиды качойского комплекса; Калайский разлом (К), Чая-Чуйский разлом (44), Алканский разлом (А), Брамьинский разлом (Б)

имеющий крутые контакты с вмещающими породами муйской серии. Эрозия плутона еще не зашла достаточно глубоко и скиалиты пород вмещающей рамы подчеркивают неровности строения его поверхности.

МАМСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Мамский синклиниорий * имеет резко асимметричное строение, обусловленное пологим залеганием пород в его северо-западном крыле и очень крутым ($70-85^\circ$) в юго-восточном. В строении последнего принимают участие слабометаморфизованные отложения патомской серии, коррелирующиеся с отложениями северо-западного крыла. Характер дислокаций и форм складок в этом крыле существенно отличаются от таковых же в северо-западном крыле синклиниория. Осевая часть синклиниория выполнена терригенными осадками джемкуканской свиты патомской серии, степень метаморфизма которых постепенно увеличивается в сторону северо-западного крыла. Вследствие резкой асимметрии крыльев, осевая линия Мамского синклиниория смещена к юго-востоку и проходит через вершины рек Сунурикана и Куняево; шарнир структуры, незначительно ундулируя, погружается в северо-восточном направлении.

Чуйский антиклинорий и Мамский синклиниорий пережили продолжительную историю формирования и являются сложными многоярусными структурами. Выделяются четыре яруса: нижне-, средне-, верхнепротерозойский, нижнепалеозойский и кайнозойский.

Нижнепротерозойский структурный ярус. В самом начале протерозоя рассматриваемый район являлся частью Чуйско-Патомской зоны обширного внешнего пояса байкалит (Салоп, 1960). В его пределах происходило накопление мощной эффузивно-терригенной толщи. С течением времени эта толща дислоцируется, метаморфизуется, участками происходит ее гранитизация и анатексис с образованием гранитоидов угольнянского комплекса, принимающих участие в складчатости.

Для данного яруса характерно развитие складчатости линейного типа второго и последующих порядков. Шарниры складок имеют выдержанную северо-восточную $50-60^\circ$ ориентировку и лишь изредка испытывают изменения в направлении до субширотной. По своей форме складки являются опрокинутыми или изоклинальными. Господствующее падение осевых поверхностей складок в юго-восточном крыле Чуйского антиклинория юго-восточное. Углы падения слоев на крыльях складок варьируют от 40 до 85° с преобладанием крутых падений. С тектоническими движениями, завершающимися раннепротерозойский этап складчатости, сопряжено образование гранитоидов чуйско-коддарского комплекса, размещение которых, очевидно, контролировалось глубинными разломами северо-восточного направления. Указанный комплекс внедрился в три последовательные фазы. Отголоски этого тектогенеза в самом конце нижнего протерозоя привели к возникновению разрывных нарушений северо-западного направления, которые, как и наиболее ослабленные зоны вдоль контактов гранитоидов различных фаз чуйско-коддарского комплекса, послужили путями проникновения более поздней магмы.

Среднепротерозойский структурный ярус. К началу среднего протерозоя произошла заметная перестройка структурного плана байкалит. Тектонические движения, возникшие в среднепротерозойское время, обусловили поднятие Чуйского антиклинория и сравнительно незначительное углубление Мамского синклиниория и Байкало-Патомского краевого прогиба.

Отложению тепторгинской серии предшествуют внедрения гранитоидов ирельского комплекса (послехибеленское время) ** и длительный перерыв

* Поскольку Чуйский антиклинорий и Мамский синклиниорий являются структурами сопряженными, северо-западное крыло последнего охарактеризовано при описании Чуйского антиклинория.

** Нигде в нагорье не установлены факты прорывания образований тепторгинской серии гранитоидами ирельского комплекса. В бассейне р. Чан (лист О-49-XXI) они прорывают образования хибеленской свиты (Ревякин и др., 1961).

в осадконакоплении с образованием мощных кор химического выветривания. Это подтверждается присутствием в разрезе тепторгинской серии значительных толщ кварцитов, кварцевых мелкогалечных конгломератов и высокоглиноземистых пород.

Среднепротерозойский структурный ярус, унаследующий в целом структурный план нижнепротерозойского структурного яруса, выделяется нами на основании углового и азимутального несогласия между осадками тепторгинской серии и эффузивно-терригенными образованиями муйской серии.

Наблюдается также и резкое отличие в деталях характера складчатости этих толщ. Для пород описываемого яруса характерно пологое ($10-30^\circ$) моноклинальное залегание, на фоне которого интенсивно развита сравнительно мелкая поперечная складчатость пластического волочения. Складки опрокинутые, изоклинали, лежащие. Осевые поверхности этих складок обычно ориентированы в северо-западном направлении и падают на северо-восток под различными углами. Углы падения пород на крыльях также весьма различны (от 10 до 75°).

Верхнепротерозойский структурный ярус представлен сложнодислоцированными терригенными и карбонатно-терригенными отложениями патомской серии, накопившимися в Мамско-Бодайбинском внутреннем прогибе, и терригенно-карбонатными осадками в Байкало-Патомском краевом прогибе.

Мамско-Бодайбинский внутренний прогиб, зародившийся в среднем протерозое, в верхнепротерозойское время испытывал все большее опускание*. Пртереваемая складчатость, он консолидируется в Мамский синклинорий. В пределах синклинория верхнепротерозойский структурный ярус характеризуется складчатостью линейного типа, сложность которой постепенно увеличивается по мере перехода к более высоким горизонтам патомской серии. Отложения витимской свиты залегают довольно спокойно и собраны в складки линейного типа. Последние в незначительной степени осложнены складками более высоких порядков. Осевые поверхности складок наклонены в юго-восточном направлении, падение пород на крыльях складок также юго-восточное под углами $25-40^\circ$. Длина полуовал складок варьирует в пределах $0,5-0,8$ км. К юго-востоку структуры усложняются и в полосе распространения слюдянской и согдинской свит, наряду со складками симметричной, асимметричной, опрокинутой и изоклиальной форм, появляются складки типа брахисинклиналей и брахиантисинклиналей. Последние являются местами большинства месторождений мусковита в Мамско-Чуйском районе. Ширина замковой части таких складок колеблется от 2 до 4 км, углы падения на крыльях достигают крутизны 55° . Размеры складок весьма различны и зависят от их порядка; формы складок также разнообразны.

Иной тип складчатости развит в приосевой части северо-западного крыла синклинория, в его замковой части и в юго-восточном крыле. В приосевой части северо-западного крыла развиты узкие линейные синклинальные складки второго порядка, мулдьы которых сложены кристаллическими известняками марининской свиты. Форма складок симметричная, реже асимметричная с крутыми падениями пород на крыльях под углами $50-70^\circ$. Размах крыльев этих синклиналей колеблется от $0,5$ до 2 км. В юго-восточном крыле складки узкие, поджатые, с преобладающим изоклиальным падением на северо-запад. Углы падения пород на крыльях складок очень крутые (до 85°); весьма часто пласты стоят почти на «головах». Поджатость складок замковой части и юго-восточного крыла объясняется динамическими напряжениями, возникшими при внедрении огромных масс гранитоидов конкудеро-мамаканского интрузивного комплекса (Таевский и др., 1959).

* Не исключено, что осадконакопление в пределах указанной зоны продолжалось еще и в начале нижнего палеозоя (Великославинский и др., 1961) и в каледонское время могла проявиться единая для верхнего протерозоя и нижнего палеозоя складчатость линейного типа (Варзалов и др., 1962).

В строении верхнепротерозойского структурного яруса принимают участие и гранитоиды мамско-оронского плутонического комплекса. Гранитоиды первой фазы комплекса образуют вытянутые тела, которые по характеру своего геологического положения гармоничны и синрогенны с вмещающими породами. Гранит-пегматиты и пегматиты наблюдаются в виде многочисленных согласных с вмещающими породами или секущих тел разнообразной формы. Образование указанных пород произошло в заключительные этапы верхнепротерозойского тектоно-магматического цикла.

Полное отсутствие вулканогенного материала в мощной толще отложений, развитой в пределах Мамско-Бодайбинского внутреннего прогиба, указывает на многоосинклинальный режим развития Мамского синклинория.

Несколько иначе развивается Байкало-Патомский краевой прогиб. Также как и вышеописанный — внутренний, он сохраняет в верхнепротерозойское время черты многоосинклинальности. Однако глубина его менее значительна — отложения слюдянской, согдинской, конкудерской и марининской времени или размыты нацело, или имели тенденцию к генетическому выклиниванию, полностью отсутствуют какие-либо магматические комплексы. В пределах территории листа верхнепротерозойский этап развития ознаменовался, видимо, складчатостями дислокациями и на размытую поверхность отложений верхнего протерозоя налегают жербинские кварциты, кварцито-песчаники и гравелиты. Этот этап развития характеризуется наличием складчатости линейного типа, запрокинутой в сторону платформы. Здесь четко картируются две структуры.

Калайская синклиналь представляет собой линейную складку, прослеживающуюся в северо-восточном направлении из бассейна р. Мал. Чун в бассейн р. Канушки. В строении крыльев синклинали принимают участие терригенно-карбонатные отложения баракунской и валюхтинской объединенных, жуинской и ченчинской свит; ядро синклинали сложено отложениями жербинской свиты нижнего кембрия. Падение пород в северо-западном крыле синклинали юго-восточное под углами от 15 до 25° . Породы юго-восточного крыла запрокинуты и имеют юго-восточное падение под углами $30-55^\circ$. На правом берегу рек Мал. Чун и Канушки наблюдаются отчетливые центриклинальные замыкания синклинали, подчеркивающиеся изменением простирания и падения горизонтов ченчинской свиты. Размах крыльев синклинали составляет $6-7$ км. В бассейне р. Мал. Чун наблюдается усложнение синклинали складками второго порядка (по отношению к синклинали). Размах крыльев этих складок достигает $1,5$ км.

Бурковская антиклиналь. Ядро антиклинали сложено конгломератами джемкуканской свиты; крылья — отложениями баракунской и валюхтинской свит. Падение пород в пределах южного крыла складки колеблется в пределах $20-25^\circ$.

Палеозойский структурный ярус. В результате заполнения Байкало-Патомского краевого прогиба осадками средней подсерии патомской серии и прекращения дальнейшего погружения бассейна в предкембрийское время, очевидно, наступает крупная пауза в осадконакоплении или незначительное накопление осадков верхней (бодайбинской) подсерии с последующим их размывом. Появление в нормальном разрезе, вслед за известняками ченчинской свиты, глауконитовых песчаников и гравелитов жербинской свиты свидетельствует о резком изменении условий образования последних в алданский век и наличии перерыва между толщами.

Формирование структур нижнего палеозоя на территории листа относится ко времени затухания геосинклинального режима. Несмотря на перерыв в осадконакоплении между кембрием и докембрием, складчатые структуры палеозойского структурного яруса полностью унаследуют структурный план верхнего комплекса протерозоя. Однако за пределами исследованной площади (лист O-49-XVII, лист O-49-XII) для нижнепалеозойских структур характерно простое строение складок, а также отсутствие изоклиальных, опрокинутых и лежащих складок, присущих структурам докембрия.

Кайнозойский структурный ярус. Отложения этого яруса с большим перерывом залегают на размытой поверхности древних комплексов.

Он представляет собой тяготеющую к зоне разлома, заполненную рыхлыми отложениями, межгорную впадину, развивающуюся на фоне северо-западного фланга общего сводового поднятия Байкало-Патомского нагорья.

Разрывные нарушения. Наиболее широко развиты разрывные нарушения северо-восточного простирания, заложившиеся во время нижнепротерозойской складчатости (Чая-Чуйский и Алканский) и имеющие региональный характер. Эти нарушения являются разломами глубинного заложения и контролируют размещение гранитоидов чуйско-кодарского интрузивного комплекса. Во время последующих тектонических движений указанные разрывные нарушения неоднократно подновляются. Гранитоиды чуйско-кодарского комплекса испытывают динамические нагрузки и в силу своей неспособности к пластической деформации отвечают на них образованием обширных зон милонитизации и катаклаза.

Более молодыми по отношению к разрывным нарушениям северо-восточного направления являются разломы северо-западного простирания — Калайский и Брамьинский, также сопровождающиеся развитием зон милонитизации, катаклаза и многочисленными опирающимися нарушениями. К участкам сопряжения северо-западных и северо-восточных разломов приурочено внедрение гранитоидов ирельского комплекса. По разрывным нарушениям северо-западного направления происходит смещение более древних (северо-восточных) и опускание Брамьинского и Чуй-Калайского блоков. С ними же связано и формирование отдельных участков долины р. Канушки, Калайки и Брамь.

Кроме указанных крупных разрывных нарушений, фиксируются небольшие нарушения типа межпластовых подвижек, зон дробления и срывов в породах патомской серии.

Выявлению разрывных нарушений (особенно в однородных толщах пород) весьма способствовали результаты аэрогеофизических работ (Никулин, 1962). Все разрывные нарушения хорошо фиксируются на графиках «ΔТ» своей повышенной магнитной восприимчивостью. Наиболее отчетливые положительные аномалии значений «ΔТ» приурочены к региональным разломам (Брамьинскому, Чая-Чуйскому и др.)

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Различная интенсивность тектонических движений в мезо-кайнозойское время двух структурно-фациальных зон — Байкало-Витимского сводового поднятия и Приленской зоны краевого прогиба — привела к созданию ряда крупных геоморфологических областей и районов (Северо-Байкальского нагорья, переходной зоны от нагорья к Приленской плоской возвышенности, Чая-Чуйской депрессии и др.). Границы их в большинстве случаев проходят по линиям региональных разломов — Алканского, Чая-Чуйского и др. Господствующим рельефом описываемой территории является среднегорный рельеф, характеризующийся многообразием типов и форм, связанных с различиями литологии субстрата и роли экзогенных факторов.

Эрозионно-денудационный и ледниковый рельеф. В пределах изученной территории выделяется рельеф трех эрозионно-денудационных циклов, заканчивающихся обычно оледенениями.

Рельеф I цикла сохранился в виде отдельных участков на водораздельных пространствах рек Мамы, Бол. Чуй, Канушки и Мал. Чуй. Его субстратом являются гранитоиды и устойчивые к воздействию экзогенных факторов эффузивно-терригенные образования. По ведущим рельефообразующим процессам в нем можно выделить:

1. Среднегорный гольцовый рельеф, осложненный большим количеством ледниковых, мерзлотных и структурно-денудационных форм (кары, трог, нагорные террасы, структурно-денудационные уступы и др.). Некоторые водоразделы венчаются плоскими вершинами, представляющими собой результат длительной морозной планации.

2. Среднегорный гольцовый рельеф, характеризующийся дряхлостью форм: пологими формами склонов и широкими заболоченными участками сквозных долин, продольные профили которых близки к состоянию (профиля

равновесия». Относительные превышения водоразделов над днищами долин: 150—200 м, абс. высоты водоразделов 700—1350 м.

Первое оледенение заканчивает собой первый цикл формирования рельефа. Это оледенение можно причислить к норвежскому типу или маломощному покровному с основными центрами оледенения в центральной части Северо-Байкальского нагорья. Моренные отложения его сильно размыты и сохранились на водоразделе Мал. Чуй и Канушки. Крупнообломочный материал отложений представлен чуйско-кодарскими, ирельскими и другими гранитоидами и гнейсами мамской кристаллической полосы.

По своему гипсометрическому и геоморфологическому положению рельеф I эрозионно-денудационного цикла и первое оледенение сопоставимы с нижним древним денудационным уровнем и Жуинским оледенением в Патомском нагорье (Синюгина, 1960; Золотарев, 1961).

Рельеф II цикла в сравнении с первым занимает более низкое гипсометрическое положение и охватывает весь район, за исключением участков «древнего рельефа». В истории формирования рельефа этого цикла А. Г. Золотарев (1961) выделяет два этапа.

Первый этап II цикла начался с интенсивного врезания рек и формирования глубоких и узких долин, сменившихся вторым оледенением, совпадающим во времени с Накатаминским Патомского нагорья. Судя по величине созданных им экзарационных форм рельефа, это было самое максимальное оледенение. Аккумулятивных форм его в описываемом районе не сохранилось.

Второй этап II цикла развивается после абляции ледников второго оледенения в период относительного тектонического покоя. В это время происходит выполаживание продольных профилей русел рек, созданных в первый этап, и расширение — поперечных. Формируются широкие трапециевидные, параболические и корытообразные долины, четвертая (60—80 м) и пятая (100—150 м) террасы. Фрагменты их известны в долинах рек Большой, Малой Чуй, Канушки и Брамь. Водораздельный рельеф, сформированный вторым эрозионно-денудационным циклом, занимает доминирующее положение по сравнению с рельефом сформированным другими циклами. Он осложнен многочисленными более поздними мезо- и микроформами ледникового, тектонического, структурно-денудационного и карстового происхождения.

Третье оледенение заканчивает собой историю формирования рельефа второго цикла. Оно, как и предыдущее, было долино-карового типа, но значительно меньших масштабов. Из экзарационных форм его сохранились троговые долины рек Ильгидьяка, Тукулаха, Тыкши, Мал. Чуй и Прав. Брамь, и также полуразрушенные кары на водоразделах Бол. Чуй и Мал. Чуй, Брамь и Канушки. Аккумулятивный рельеф третьего оледенения представлен валами конечных морен и холмистым ландшафтом основной морены (долины рек Большой и Малой Чуй, Прав. Брамь, Калайки и Тукулаха), выровненными участками флювиогляциального происхождения на междуречье Мал. Чуй, Калайки и Канушки и озерно-холмистым ландшафтом инверсионного происхождения в долинах рек Ильгидьяка и Тукулаха.

Третье оледенение сопоставимо с Патомским Ленского золотоносного района и Зырянским — Средней Сибири.

Рельеф III цикла представлен в крупных долинах поймой (до 3 м) и комплексом надпойменных террас: первой (4—9 м), второй (9—13 м), третьей (18—25 м), а по притокам — узкими каньонообразными долинами. Для долинового рельефа третьего цикла характерны глубокое вертикальное расчленение, большие относительные высоты и «высокая» энергия рек. Начало эрозионного вреза в широкие, параболического профиля, речные долины предыдущего цикла является его границей. Пойменные террасы голоценового возраста.

В период формирования II и I надпойменной террас в Северо-Байкальском нагорье имело место четвертое оледенение долино-карового типа. Для него характерны хорошо сохранившиеся кары и маломощные морены фирновых ледников, почти не выходящие за пределы каров. Вынесенный материал имеет очень слабую механическую обработку и совершенно неотсортирован.

Карстовый рельеф в районе не пользуется широким распространением, так как выщелачиванию карбоната на глубину препятствует многолетнее мерзлота. Образующиеся блюдцеобразные воронки имеют диаметр 10—15 м и глубину 2—2,5 м. Наибольшее распространение они получили на междуречье Мал. Чуи и Канушки.

К структурно-денудационному рельефу относятся гребнеобразные скальные выходы пегматитов, гранит-пегматитов, кварцитов и дистенсодержащих сланцев. Протяженность их 3—4 км, а отн. высота 10—20 м. Роль неустойчивых пород выполняют карбонаты, крупночешуйчатые гнейсы и углистые сланцы. Наибольшее развитие они получили в междуречье Мамы и Бол. Чуи.

Мерзлотный рельеф выражен асимметрией склонов, речных долин, образованием курумов, «каменных морей», нагорных террас и гидролаколлитов. На образование их оказало основное влияние морозное выветривание и многолетняя мерзлота.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа входит в состав крупнейшей в стране Мамской слюдяной провинции, являющейся основным поставщиком слюды — мусковита (75—80% общей союзной добычи мусковита). Мусковит до сих пор является главным полезным ископаемым, определяющим экономику района. В последние годы, помимо узко специализированных работ, направленных на выявление слюдяных месторождений района, проводятся исследования и на другие виды минерального сырья. Кроме месторождений мусковита на площади листа имеются проявления алюминия, талька, ореолы рассеяния фергюсонита, иттрия, иттербия и других полезных ископаемых.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Титан. Содержащие титан минералы — ильменит и рутил — в значительных количествах устанавливаются повсеместно шлиховым опробованием. Весовые количества их отмечены авторами в аллювии рек Левого и Правого Брамь, Куняево, Именды, Алокмочака, Ильгидьяка и Тукулаха. Содержание ильменита в отдельных пробах доходит до 500 г/м³, рутила — до 100 г/м³. Единичные пробы из аллювия рек Куняево и Именды показывают содержание ильменита до 5,6 кг/м³, рутила до 438 г/м³. Генетически оба минерала связаны с метаморфическими породами патамской серии и их россыпи, по видимому, промышленного интереса не представляют.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Алюминий. Среди отложений чукчинской свиты установлен горизонт высокоглиноземистых ставролит-гранато-дистено-двуслюдяных сланцев (14), являющийся непосредственным продолжением пород, выделенных и опробованных В. М. Таевским в 1959 г. на смежном с востока листе. Этот горизонт является маркирующим и прослеживается с листа О-49-XXIII в юго-западном направлении через бассейны рек Брамь, Пурикана и Мочикита. Максимальная мощность горизонта 110 м. Содержание Al_2O_3 в породах достигает 36,01%, SiO_2 41,92% *.

* Авторы не имеют результатов опробования по территории листа и поэтому пользуются данными В. М. Таевского, опробовавшего породы горизонта на глинозем в бассейне р. Бол. Угольканы (Таевский и др., 1960).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. По результатам шлихового опробования редкие знаки золота обнаружены в аллювиальных отложениях рек Мал. Чуи, Канушки, Прав. Брамь, Ковакты, Тукулаха и Куняево. Золотинки обычно хорошо окатаны и имеют лепешкообразную форму, изредка по краям корродированы. Имеют значение как поисковый признак.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

Тантал, ниобий. В речных отложениях рек Ильгидьяка, Ковакты и Именды шлиховым опробованием установлено присутствие фергюсонита в значительных количествах (ореолы рассеяния 23, 24, 26). Кристаллы плохо окатаны и имеют призматическую форму; цвет их бурый или темно-бурый. Ореолы рассеяния фергюсонита тяготеют к полям развития гранит-пегматитов и пегматитов мамско-оронского комплекса. Последние содержат его в виде акцессорной примеси.

Редкие земли. Иттрий, иттербий. Механические ореолы рассеяния ксенотима (5, 10, 11, 12, 16, 17 и 22) устанавливаются в аллювии рек Канушки, Калайки, Мал. Чуи, Петероку, Нерукана, Тыкши, Ковакты и Ильгидьяка. Редкие его зерна бипирамидальной формы достигают 1 мм в поперечнике, цвет их зеленовато-желтый, желтовато-зеленый или серый. В бассейнах рр. Прав. Мочикита, Давчакиткана и Чуйского Давчакита (ореол рассеяния 19) ксенотим встречается в ассоциации с монацитом. Содержание последнего колеблется от 2 до 30 г/м³.

Геохимические ореолы рассеяния иттрия устанавливаются на водоразделе рек Канушки и Калайки (3) и в бассейнах рр. Лев. Брамь (13), Бол. Чуи и Согдиондона (15). В первом содержание иттрия составляет 0,006%; в последних — 0,01%.

В верховьях рек Калайки, Канушки, Бол. Сехты и Соболевки по результатам металлометрического опробования установлены ореолы рассеяния иттрия и иттербия (1, 2, 4, 5, 7, 8 и 9). Содержание иттрия в ореоле 0,01%, иттербия — 0,006%. Генетически эти ореолы связаны с гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, в акцессорных примесях которых отмечаются торит и ксенотим.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Слюда-мусковит. На территории листа имеются три крупных промышленных месторождения мусковита: Чуйское, Довчакитское и Мочикитское. Они эксплуатируются до настоящего времени.

Чуйское месторождение (18) расположено около поселка Горно-Чуйского и охватывает водораздельные участки Прав. Мочикита и Давчакиткана. Месторождение приурочено к полосе развития отложений витимской, слюдянской и согдиондонской свит, причем в последних двух наблюдается наибольшая концентрация мусковитовых пегматитовых жил. Пегматитовые жилы линзовидные или четкообразные, с согласными и продольноскучными контактами (размеры их колеблются в широких пределах — длина 10—150 м, мощность 1—40 м). Сложены они пегматитами пегматоидной или апографической структур. Текстура пегматитов массивная, зональная и участково-зональная. Кристаллы мусковита приурочены большей частью к границам блоков или к кварцевым обособлениям в пегматитах пегматоидной структуры и имеют пластинчатое, елочное и полуелочное строение.

Содержание мусковита-сырца в промышленных жилах колеблется от 5,6 до 80 кг/м³.

В настоящее время на балансе месторождения числится 73 разведанных промышленных жилы, из них в эксплуатации находится 19.

Довчакитское месторождение (20) расположено в бассейне р. Чуйский Давчакит. В геологическом строении месторождения принимают участие метаморфические породы согдиондонской и конкудерской свит. Среди них пег-

матиты образуют многочисленные тела неправильной формы и жилы, с согласными продольно или диагонально секущими контактами. Размеры жил колеблются до сотен метров в длину, мощность от 2 до 70 м. Промышленное освоение связано с пегматитами пегматоидной структуры. Длина зон ослюдоения достигает иногда 200 м. Текстура пегматитов участково-зональная, реже массивная. Мусковит приурочен к блоковым обособлениям кварца или к трещинам в блоках и имеет пластинчатое, клиновидное или полуельчатое строение. Содержание мусковита-сырца в промышленных жилах колеблется в пределах 7,1—40,2 кг/м³. На месторождении разведано 84 промышленных жилы, из них в эксплуатации находится 26.

Мочикитское месторождение (25) охватывает верховья р. Прав. Мочикита. Месторождение сложено метаморфическими образованиями согдиондонской свиты, обильно насыщенными пегматитовыми жилами и телами неправильной формы.

В пегматитах пегматоидной структуры широко развит кварц-мусковитовый замещающий комплекс, с которым связана основная часть промышленного мусковита. Участки его имеют разнообразную форму и нередко приурочены к трещинам в пегматитовых телах. Кроме того, мусковит нередко встречается на границах обособлений кварца с блоками полевого шпата. Кристаллы мусковита клиновидные или таблитчатые размером до 20×30×5 см. Содержание его от 8 до 40 кг/м³. На месторождении известно 75 промышленных жил, из них эксплуатируется 22.

Кроме описанных месторождений слюды, на территории листа имеется значительное количество мусковитовых пегматитовых тел, из которых 28 выявлено авторами в 1961—1963 гг. в бассейнах рек Мочикита, Чуйского Давчакита и Мочикиткана, Ильгидьяка и Ковакты. Выявленные пегматиты содержат промышленную концентрацию мусковита, пластинчатые кристаллы которого достигают размера 10×15 см при толщине в торце до 3—4 см.

Тальк. Проявление (21) выявлено на левом склоне долины р. Чуйский Давчакит в 20 км от его устья. Оно представлено тремя пластами крупнозернистых флогопито-талковых сланцев мощностью 0,9, 1,35 и 1,0 м, прослеживающихся более чем на 2 км и имеющих тенденцию к увеличению мощности до 5 м в юго-западном направлении. Сланцы залегают согласно среди среднезернистых графитизированных тремолитсодержащих известняков нижней подсвиты согдиондонской свиты. Простираются их северное — северо-западное 340—350°, плавно изменяющееся на широтное, а затем на северо-восточное; падение пологое на юго-юго-восток под углом 18—20°. Сланцы в нижней части темно-серые и содержат тонкие линзовидные инъекции кварцевого материала. В средней и верхней частях они белые и флогопит резко выделяется своим коричневым цветом. Состоят сланцы на 90—93% из чешуек талька и на 7—10% из флогопита. В темно-серых разновидностях содержится серый кварц и мелкие чешуйки графита. Спектральным анализом установлено незначительное присутствие хрома (0,003%) и никеля (0,001%); других вредных примесей не обнаружено. Белизна при размоле составляет 76,1%. Коэффициент размола 90%. Флогопитово-талковые сланцы представляют практический интерес и заслуживают дальнейшего изучения.

Рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ на территории листа заключаются в следующем.

1. Высокоглиноземистые ставролит-гранато-дистено-двуслюдяные сланцы (14) чукинской свиты наиболее благоприятны для поисков алюминиевого сырья и заслуживают проведения детальных поисково-оценочных работ. В будущем, очевидно, будет разработана технология извлечения алюминия из высокоглиноземистых пород, содержащих большое количество кремния. Тогда несомненный интерес представят мощные пачки дистеново-слюдистых сланцев патомской серии, которые содержат Al₂O₃ в отдельных пробах в количестве 20—25% и SiO₂ 50—60%.

2. В связи с отсутствием промышленных концентраций иттрия и иттербия ореолы рассеяния (1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 17, 19, 22) следует считать практически малоинтересными. Они, возможно, могут являться поисковыми критериями для обнаружения промышленных концентраций этих

элементов. Это же самое относится и к ореолам рассеяния тантала и ниобия (23, 24, 26).

3. Наибольшее количество промышленных мусковитовых пегматитовых жил сосредоточено в антиклинальных структурах среди пород согдиондонской и слюдянкинской свит патомской серии. Не менее перспективными являются поля гранит-пегматитов, содержащие жилородоподобные тела, блоки и линзы пегматита пегматоидной структуры с промышленной концентрацией мусковита. Выявленные авторами 28 мусковитовых пегматитовых тел (бассейны рек Мочикита, Чуйского Давчакита, Ковакты, Ильгидьяка и Тукулаха) содержат промышленную концентрацию мусковита и должны быть квалифицированно опробованы. С целью расширения перспектив слюдоносности рекомендуется детальное изучение площадей, ограниченных контурами потенциальной слюдоносности. Решение этой задачи может быть осуществлено как за счет исследования полосы развития пород витимской и слюдянкинской свит, так и за счет изучения антиклинальных структур, сложенных породами согдиондонской свиты. В наиболее перспективных участках рекомендуются поисковые работы с бурением с целью выявления промышленных слюдоносных пегматитовых тел на глубине.

4. Для окончательного решения вопроса о промышленной ценности талковых сланцев необходимо провести дополнительные поисково-оценочные работы.

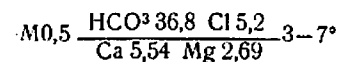
5. При постановке детальных поисковых работ необходимо учесть, что на междуречье Мал. Чун, Канушки и Калайки в отложениях ченчинской свиты установлен горизонт светло-серых афанитовых известняков. Горизонт выдержан по простираению и имеет довольно постоянную мощность 225—250 м. По химическим свойствам (SiO₂ 0,29%; CaO 47,85%; MoO 1,6%; Al₂O₃ 0,32; п. п. п. 40,2%) известняки могут быть использованы как сырье для производства гидравлической извести.

Определенный интерес представляют обнаруженные в аллювиальных отложениях р. Канушки единичные знаки киновари, тяготеющие, по всей вероятности, к зоне Калайской разлома.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По гидрогеологическому районированию описываемая территория входит в Витимо-Патомскую гидрогеологическую складчатую область, что и определяет общие особенности гидрогеологического режима подземных вод. Питание их в большинстве случаев происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. По условиям залегания в районе могут быть выделены: трещинные, трещинно-жилые, трещинно-карстовые воды, порово-пластовые, включающие грунтовые, и воды, связанные с многолетней мерзлотой.

Трещинные и трещинно-жилые воды в связи с интенсивным развитием разрывных нарушений получили широкое распространение. Они известны во всех ранее охарактеризованных геологических комплексах. При выходах на дневную поверхность эти воды образуют многочисленные мелкие нисходящие источники у подножий склонов долин, реже в их средних и верхних частях. Вода в источниках без цвета, вкуса и запаха (правый склон долины р. Калайки в 7 км от устья). Согласно формуле Курлова, вода гидрокарбонатная:

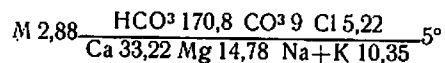


Общая жесткость 0,50, постоянная 0,40.

Трещинно-карстовые воды в районе не получили широкого распространения. Авторами они были встречены на северо-западе исследуемой территории в породах баракунской, жуниной и ченчинской свит. В некоторых мелких долинах наблюдается исчезновение поверхностных водотоков (вершина кл. Буркова и др.), а появление их вновь на дневную поверхность обусловлено или составом пород, обладающих водоупорными свойствами

(сланцы, кварциты), или зияющими трещинами. Развитие карстовых явлений создает своеобразный микрорельеф (карстовые воронки, котловины) и характер режима некоторых поверхностных и подземных водотоков.

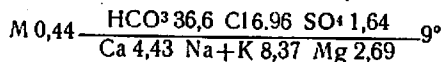
Источник трещинно-карстовых вод нисходящего типа отмечен нами на левом склоне р. Канушки, в 6 км ниже устья р. Калайки. Дебит его 20—30 л/секунду. Вода гидрокарбонатно-кальциевая (по Курлову), без цвета, вкуса и запаха:



Общая жесткость 2,88, постоянная 0,98.

Порово-пластовые воды получили широкое распространение лишь в области развития аллювиальных и ледниковых отложений. Водоупором для них обычно служат коренные породы и пропластки глин, а иногда и многолетняя мерзлота. Залегание этих вод неглубокое в пределах 2—3 реке 10—20 м.

Многочисленные холодные источники нисходящего типа порово-пластовых вод известны в бассейне р. Канушки. Вода в источниках без цвета, вкуса и запаха. Согласно формуле Курлова, вода гидрокарбонатная (источник на левом склоне р. Канушки, в 0,5 км ниже устья р. Калайки):



Общая и постоянная жесткость одинаковы и равны 0,44.

В наиболее крупных речных долинах, где аллювиальные и ледниковые отложения часто находятся ниже уровня современных водотоков, всегда циркулируют воды, питание которых осуществляется за счет проникновения воды из современных поверхностных водотоков и реже подтекания трещинных вод. Поэтому верхняя граница этих вод и их дебит почти всегда находятся в прямой зависимости от уровня современных рек. При замерзании этих вод происходит вспучивание грунта, образуются небольшие гидролаколлиты (поймы рек Бол. Чуи и Брамьи).

Минерализованных источников на изученной территории не обнаружено. Воды описанных источников могут служить для питья.

• ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Васильева В. П. К вопросу о стратиграфии района Чуйского месторождения мусковита. Тр. Иркутского горно-металлургического института, вып. 14, 1957.

Великославинский Д. А. и др. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья. Лаб. геологии докембрия АН СССР. Изд. АН СССР, 1957.

Великославинский Д. А. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. Петрография Восточной Сибири. Том II. Изд. АН СССР, 1962.

Головенко В. К. К стратиграфии северо-восточной окраины Патомского нагорья. Вестник Ленинградского государственного университета № 24, выпуск 4, 1957.

Другов С. И. Стратиграфия докембрия Байкало-Патомского нагорья. Тр. межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Сибири 1956. Изд. АН СССР, 1958.

Завалишин М. А., Львова Н. А. Стратиграфия и геологическое строение северо-восточной части Мамского района. Тр. «Гипронислудя», вып. I. Промстройиздат, 1954.

Золотарев А. Г. Геоморфология и геология четвертичных отложений северной части Северо-Байкальского нагорья. Мат-лы по геол. и полезным ископ. Иркутской обл. Выпуск I (XXVIII), Иркутск, 1961.

Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. ВСЕГЕИ, госгеолтехиздат, 1954.

Салоп Л. И. Основные черты геологии и металлогении Олекмо-Витимской горной страны. Тр. первого совещания по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск, ВСФ, АН СССР, 1958.

Салоп Л. И. О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье. Докл. АН СССР, т. 118, № 4, 1958.

Салоп Л. И. Магматизм Байкало-Патомского нагорья и Западного Прибайкалья. Магматизм, т. XVII, «Геология СССР», 1962.

Салоп Л. И. Докембрийские и кембрийские отложения Патомского и Северо-Байкальского нагорья. «Стратиграфия», т. XVII, «Геология СССР», 1962.

Семенов Н. П. Геология и петрография Мамской кристаллической полосы. Изд-во АН СССР. Киев, 1948.

Синюгина Е. Я. О четвертичных отложениях в бассейне р. Бодайбо. Тр. ЦНИГРИ, 1960.

Соколов Ю. М. Связь слюдоносности пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом. Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. Изд-во АН СССР, 1959.

Таевский В. М. Государственная геологическая карта СССР, м-аб 1:200 000. Объяснительная записка к листу О-49-XXIII, 1960.

Таевский В. М. Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. I (XXVIII), Иркутск, 1961.

Тихонов В. Л. К стратиграфии Средне-Витимской горной страны. Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. I, Иркутск, 1957.

Шалек Е. А. Материалы по геологии Северо-Западной части Патомского нагорья, ВСЕГЕИ, 1956.

Фондовая *

Варзалов Ю. К. Геологическое строение бассейна р. Большой Чуи, 1961.

Варзалов Ю. К. Геологическое строение бассейнов рек Большой и Малой Чуи, 1961—1962.

Головенко В. К. Геологическое строение правобережья реки Малой Чуи и низовья р. Бол. Чуи. Северо-Байкальская группа, 1957 г., Ленинград, 1957.

Головенко В. К. К стратиграфии и геологическому строению северной части Северо-Байкальского и южно-западной части Патомского нагорья, 1960.

Лобанов М. В. О поисково-съёмочных работах м-ба 1:200 000, Курминской партии, 1962.

Никитин В. И. О результатах работ Чуйской аэрогеофизической партии 30/61, 1962.

Перевалов О. В. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Мал. Чуи, 1962.

Ревякин Л. В. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Чуи, 1961.

Ревякин Л. В. Геологическое строение междуречья рек Чан, Лимпей, Мал. Чуи, 1962.

Смирнов М. Ф. Геологический очерк Мамского пегматитового поля, 1936.

Смыков А. Д. О поисково-съёмочных работах, м-ба 1:25 000 в юго-западной части района Чуйского месторождения мусковита, 1959.

Сульдин В. А. О геологическом строении междуречья Малой и Бол. Чуи, 1963.

* Литература хранится в ТГФ ИГУ.

Сучков П. Н., Таевский В. М. Геологическое строение северной части Чуйского слюдоносного района, 1947.

Сучков П. Н. Геология и петрография Чуйского слюдоносного района, м-б 1:200 000, 1947.

Сучков П. Н., Таевский В. М. О геолого-поисковосъемочных и геологоразведочных работах Чуйской экспедиции, 1948.

Сучков П. Н. Закономерности строения пегматитов Мамской слюдоносной области, определяющие условия развития пегматоидной слюды, 1958—1961.

Таевский В. М. Геологическое строение левобережья р. Витим, между реками Бол. Чун и Мамакан и части правобережья р. Витима между бассейнами рек Тахтыга и Бодайбакан, 1959.

Шаров В. Н. Промежуточный отчет о поисковосъемочных работах м-ба 1:25 000 в юго-западной части Чуйского месторождения мусковита за 1961 г., 1962.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Номер п.п.	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый номер или место издания
1	Таевский В. М. и др.	Объяснительная записка за 1953—1959 гг.	1960	г. Иркутск, фонды ИГУ, 05817
2		Пояснительная записка к сводному балансу запасов слюды-мусковита за 1962 г. по Иркутской области по состоянию на 1.1. 1963 г.	1962	г. Иркутск, фонды ИГУ, 006818
3		Годовой отчет ИГУ по слюде-мусковиту за 1962 г.	1963	г. Иркутск, фонды ИГУ, 006765
4	Варзалов Ю. К. и др.	Отчет Чуйской партии по работам 1961 г.	1962	г. Иркутск, фонды ИГУ, 06610
5	Варзалов Ю. К. и др.	Отчет Чуйской партии по работам 1961—1962 гг.	1963	г. Иркутск, фонды ИГУ, 06908

ПРИЛОЖЕНИЕ 2 СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ О-49-XXII КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

Номер по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	Номер использованного материала по списку (Приложение 1)
11	III-3,4	Слюда-мусковит Чуйское	Не эксплуатируется	К	2, 3, 4, 5
20	III-4	Довчакитское	•	К	2, 3, 4, 5
25	IV-3	Мочикитское	•	К	2, 3, 4, 5.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ О-49-XXII
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1:200 000

Номер по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилож. 1)	Примечание
Металлические ископаемые <i>Цветные металлы</i>					
14	II-4	Алюминий Право- и левобережье р. Бол. Чуи на отрезке ее течения между реками Соболевой и Тукулахом	Горизонт ставролитно-гранатодистено-двухслюдяных сланцев	1, 4, 5	$Al_2O_3 - 36,01\%$ $O_2 - 41,92\%$ (данные химического анализа)
23	IV-1	Тантал, ниобий Бассейн р. Ильгидяка	Ореол рассеяния фергюсонита в аллювии (редкие знаки)	4,5	По результатам шлихового опробования
24	IV-2	Бассейн р. Ковакты	Ореол рассеяния, фергюсонита в аллювии (редкие знаки)	4,5	По данным шлихового опробования
26	IV-4	Верховье р. Именды	Ореол рассеяния фергюсонита в аллювии (редкие знаки)	4,5	По данным шлихового опробования
3	I-1	Иттрий Волораздел Канушки и Калайки	Ореол рассеяния иттрия (0,006 %, по данным метало-метрического опробования)	4,5	

5	I-1, 2	Устьевая часть р. Калайки	Ореол рассеяния ксенотима (редкие знаки, по данным шлихового опробования)	4,5	
10	II-1	Верховье р. Мал. Чуи	Ореол рассеяния ксенотима (редкие знаки)	4,5	
11	II-2	Верховье р. Калайки	То же	4,5	
12	II-2	Верховье р. Прав. Брамь	• •	4,5	По данным шлихового опробования
13	II-4	Правобережье р. Лев. Брамь в среднем ее течении	Ореол рассеяния иттрия (0,006 - 0,01 %)	4,5	
15	II-4	Левобережье р. Бол. Чуи, в 4 км ниже устья р. Согдиондон	Ореол рассеяния иттрия (0,008 %)	4,5	
16	III-1	Водораздел Петероку и Тыкши	Ореол рассеяния ксенотима (редкие знаки, по данным шлихового опробования)	4,5	
17	III-2	Бассейн р. Нерукана	Ореол рассеяния ксенотима (редкие знаки)	4,5	
19	III-3	Бассейн рек Чуйского Довгакита и Прав. Мочикита	Ореол рассеяния ксенотима (редкие знаки) и монацита (до 20 г/м ³ по данным шлихового опробования)	4,5	
22	IV-1	Бассейн р. Ильгидяка	Ореол рассеяния ксенотима (редкие знаки)	4,5	По данным спектральных анализов

Номер по карте	Индекс клетки на карте	Название проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Прож. 1)	Примечание
1	I-1	Иттерий — иттербий Правый водораздел р. Мал. Чуи	Ореол рассеяния иттрия (0,008 %) и иттербия (0,001 %) по данным спектрального анализа	4,5	
2	I-1	Левобережье р. Канушки, в 3 км ниже устья р. Калайки	Ореол рассеяния иттрия (0,006—0,02 %), иттербия (0,006 %)	4,5	
7	I-3	Верховье левой вершины р. Лев. Браньи	Ореол рассеяния иттрия (0,008 %), иттербия (0,001—0,008 %), по данным спектрального анализа	4,5	
8	I-3	Верховье р. Бол. Сехты	Ореол рассеяния иттрия (0,006 %), иттербия (0,001 %) по данным спектрального анализа	4,5	
9	I-4	Верховья рек Бол. Сехты и Соболевки	Ореол рассеяния иттрия (0,006—0,008 %) иттербия (0,001 %)	4,5	
4	I-2	Иттербий Левобережье р. Канушки, в 4,5 км к северо-востоку от устья р. Калайки	Ореол рассеяния иттербия (0,006 %) по данным спектрального анализа	4,5	

6	I-2	Верховье р. Калайки	Ореол рассеяния иттербия (0,008 %) по данным спектрального анализа	4,5	
Неметаллические ископаемые					
21	III-4	Тальк Левобережье р. Чуйского Довгокита, в 20 км от его устья	Пропастки флогопитово-тальковых сланцев в известняках. (Мощность пропластков от 0,9 до 1,35 м)	4,5	

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	5
Интрузивные образования	22
Тектоника	37
Геоморфология	42
Полезные ископаемые	44
Подземные воды	47
Литература	48
Приложения	51

Редактор издательства *Л. Г. Рожкова* Техн. редактор *В. В. Романова*
Корректор *Т. Ю. Шульц*

Подписано в печать 18/IX 1969 г. Уч.-изд. л. 5,9
Формат 60×90¹/₁₆ Печ. л. 3,5 Заказ № 05018
Тираж 100 экз.

Издательство «Недра»
Ленкартфабрика ВАГТ