

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ЧИТИНСКОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 032

Экз. № 147

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ ОЛЕКМО-ВИТИМСКАЯ

Лист N-50-XI

Объяснительная записка

Составители: Ю.Д. Трякин, В.Г. Борисов,
А.Ф. Озерский
Редактор Е.М. Далькин

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
19 ноября 1970 г., протокол № 26

МОСКВА 1984

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение	5
Стратиграфия	9
Интрузивные образования	23
Тектоника	56
Геоморфология	69
Полезные ископаемые	74
Подземные воды	94
Литература	96
Приложения	100

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа М-50-ХІ расположена в пределах Каларского, Тунгокоченского и Тунгиро-Олекминского районов Читинской области и ограничена координатами 54°40' - 55°20' с.ш. и 118°00' - 119°00' в.д.

Рельеф района среднегорный. В северо-западной части его проходит новый хребет Ягоновский, центральную часть занимает Читинское плоскогорье и юго-восточную - горные сооружения Олекминского Становика. Абсолютные высоты колеблются в пределах 693-1523 м. Относительные превышения водоразделов над низинами речных долин и межгорных понижений обычно составляют 200-400 м, реже достигают 600-700 м. Ягоновский хребет служит водоразделом бассейнов рек Олекма и Калакан. Наиболее крупными из остальных хребтов является Моклинский. Это самый северный хребет системы Олекминского Становика. Он ориентирован в северо-восточном направлении. Вдоль северо-западных подножий его протягиваются Моклинско-Джекачинская впадина, а вдоль юго-восточных - Олекмино-Моклаканская, представляющие собой межгорные понижения. В юго-восточной части площади расположена Моклаканская впадина, к которой приурочена долина р.Верх.Мокла.

Речная сеть хорошо развита. Наиболее крупные реки - Верх.Мокла и Средняя Мокла - принадлежат бассейну р.Олекма. Основными притоками р.Верх.Мокла являются Найдена, Катдакачи, Алунакта, а р.Средняя Мокла - Оикта, Джеловун, Джекачи, Кывкятакан. В северо-западной части района протекают притоки р.Калакан: Тунак, Олонно, Амгуннакачи. Все реки непригодны для передвижения на лодках из-за малых глубин и каменных русл.

Климат резко континентальный с суровой продолжительной зимой, коротким умеренно теплым летом, резкими колебаниями суточных и годовых температур. Среднегодовая температура воздуха -

минус 7,7°. Годовое количество осадков - 380-440 мм. Широко развита многолетняя мерзлота.

Растительность района определяется принадлежностью его к зоне Восточно-Сибирской горной тайги. Основной древесной породой является даурская лиственница, реже встречается сосна. В пониженных участках рельефа широко развиты кочковатые и подушечные марш. С высоты 1000-1100 м начинается зона предгорьдольного редколесья. Почвы района горно-таежные, мерзлотные, оподзоленные и торфянисто-перелугные. Животный мир представлен обильными обитателями сибирской тайги.

Единственным населенным пунктом на площади листа является пос. Мокшакаан, связанный автомобильником с районным центром (с. Туши). Передвижение летом возможно по тропам вьючным или гусеничным транспортом.

Начало геологического изучения района связано с поисками и старательской добычей золота и относится к дореволюционному времени.

В 1928-1930 гг. в районе и на определенных площадях П.А.Харитоновым и А.С.Зайцевым, П.И.Прокорьевым (1930ф), К.И.Полюевым (1930ф) проведены редкие маршрутные пересечения для выяснения условий золотоносности.

С 1929 по 1941 г., а также в 1949-1950 гг. трестами Связьзолото и Верхамурзолото были организованы поисково-разведочные работы на россыльное золото по рекам Верх.Мокша, Средняя Мокша и некоторым их притокам (Килессо, Малых, 1954ф).

В 1939 г. Д.И.Казик (1939ф) выполнила инженерно-геологические исследования в долине р.Сред.Мокша с целью выяснения трасы Амурсо-Байкальской железнодорожной магистрали.

В 1942 г. А.П.Бричко (Килессо, Малых, 1954ф) провел штиховое опробование по рекам Верх.Мокша и Сред.Мокша. В верховьях последней он рекомендовал постановку поисково-разведочных работ на золото.

В 1946 г. в юго-восточной части площади листа проведена геологическая съемка масштаба 1:500 000 под руководством П.А.Смольского (Смольский и др., 1947ф). Составленная карта очень схематична.

В 1950 г. та же часть площади занята И.И.Вишневецкой и А.М.Лейтесом в масштабе 1:200 000 (Вишневецкая и др., 1951ф).

В 1956-1957 гг. С.П.Сметловский и В.П.Скрятенков исследовали территорию с целью составления Государственной геологической карты листа N-50 в масштабе 1:1 000 000. При этом на описываемой площади выявлено болотное рудопроявление молибдена. Матери-

алы этих работ и всех предыдущих исследований были обобщены С.П.Сметловским (1963).

В 1957-1958 гг. на площади листа проведена аэроматричная съемка масштаба 1:200 000 (Сусениников и др., 1958ф, 1959ф). В 1957-1959 гг. И.Г.Шеломенцев (1959ф) оценил болотное рудопроявление молибдена как бесперспективное.

Начиная с 1959 г. северо-восточная часть Читинской области планомерно покрывается геологической съемкой масштаба 1:200 000. В этих работах принимали участие геологи Читинского геологического управления (ЧГУ), Львовского государственного университета и Всесоюзного аэрогеологического треста (ВАГТ): Ш.Д.Абрамович, Е.А.Зайков, Е.Н.Калганов, В.П.Кирилук, А.Ф.Кургузкин, Е.М.Лейфман, А.М.Лысак, А.Ф.Озерский, К.Е.Рожин, И.А.Томбасов, Н.В.Сачунов, Е.М.Фалькин, Н.А.Фалькина, К.Ф.Хачквич, В.И.Щулика, В.И.Щурьдинер и др. Материалы этих исследований легли в основу легенды к геологическим картам СССР масштаба 1:200 000 Олега-Витимской серии листов, в соответствии с которой составлена геологическая карта листа N-50-ХТ.

В 1962-1963 гг. З.Н.Киселевой и др. (1963ф, 1964ф) проводилась геоморфологическая съемка масштаба 1:200 000, сопровождавшаяся оценкой перспектив россыпной золотоносности района. В 1963 г. в верхней части бассейна р.Сред.Мокша поиски масштаба 1:50 000 выполнены под руководством В.Д.Крутлова (Крутлов и др., 1967ф).

В 1963 г. выполнена трианметровая съемка масштаба 1:1 000 000 (Иванов и др., 1964ф).

В 1965 г. коллективом геологов ЧГУ (Сметловский и др., 1965ф) составлены геологическая карта северной части Читинской области масштаба 1:500 000 и объяснительная записка к ней. Изложенные в работе взгляды существенно отличаются от представлений других исследователей и не подтверждаются имеющимся фактическим материалом. Так, выявляемые в регионе большинство исследователей архейские и нижнепротерозойские метаморфические образования в указанной работе включены в единый комплекс верхнеархейского возраста, а комплекс раннепротерозойских магматических и ультраметаморфических образований рассчитан на верхнеархейские и раннепротерозойские интрузии.

В 1965-1966 гг. в долине р.Верх.Мокша проводились поисковые работы на россыльное золото (Колелев и др., 1967ф).

В 1966 г. Е.М.Фалькин (1966ф) завершил работу по теме "Стратиграфия докембрия Олега-Витимской горной страны", которая является наиболее полной сводкой материалов по этому вопросу.

В 1968 г. в юго-восточной части листа произведена аэромат-
литная и аэроспектрозональная многоканальная съемка масштаба
1:50 000 (Сагунюв и др., 1969ф).

При составлении геологической карты, карты полезных иско-
паемых листа М-50-ХІ и объемительной записки к ним были ис-
пользованы материалы геологосъемочных и поисковых работ Москви-
нской партии Комплексной геологосъемочной экспедиции ЦГТУ, вы-
полненных в 1966-1969 гг. А.М.Лысаком, В.Г.Борисовым, Ю.П.Тря-
ниним, А.Ф.Озерским, Б.Г.Елдаровым (Трянин и др., 1969ф). При
производстве работ использовались топографические планы масштаба
1:100 000 (1948 г.) и аэрофотооснимки масштаба 1:45 000.
Качество топооснов и аэрофотооснимков хорошее.

С геологической картой листа М-50-Х (Шулика и др., 1967ф)
настоящая карта полностью согласуется по геологическим контурам.
Однако имеются расхождения в трактовке генезиса некоторых обра-
зований. Закартрированы в Междуречье Бурунда - Цанцукоег тела
тнейсовитных пород среднего состава в данной работе выделяются
в качестве раннепротерозойских диоритов, образовавшихся, как и
часть других пород, путем метасоматического преобразования
кристаллических сланцев. Авторы соседнего листа относят их к
кристаллическим сланцам окложитской свиты архея, хотя также
признают, что эти породы почти полностью метасоматически изме-
нены, "диоритизированы".

С геологической картой листа М-50-У (Халкевич и др., 1967ф)
также имеются расхождения. Некоторые выходы трансиоритов и
гранитов соответственно второй и третьей фаз триасового (?)
амананского интрузивного комплекса на основании полученных но-
вых сведений на настоящей карте отнесены к образованиям ранне-
палеозойского комплекса.

В пределах Котлочинского массива триасовых (?) гранитоидов
выделены образования второй и третьей фаз, а на соседней площа-
ди (лист М-50-ХІ, Озерский, Трянин, 1974) выходы этого массива,
выступ их разнообразности при сходстве петрографического состава
и структурных особенностей, показаны как образования второй фа-
зы.

В составлении текста настоящей объемительной записки при-
нимали участие Ю.П.Трянин (главы "Полезные ископаемые", "Под-
земные воды"), В.Г.Борисов (главы "Введение", "Стратиграфия",
"Геоморфология"), А.Ф.Озерский (глава "Тектоника"). Глава "Лит-
руженные образования" написана В.Г.Борисовым и Ю.П.Тряниним.

Все аналитические исследования произведены в Центральной
лаборатории ЦГТУ. Трафические работы выполнены П.П.Изволовым.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования в районе рассмотрены не-
значительно. Среди них выделяются архейские, раннепротерозой-
ские, верхнеархейско-нижнемеловые и четвертичные отложения.

АРХЕЙ (А)

К архейским образованиям отнесены полиметаморфизованные
породы, представляющие разнообразными кристаллическими сланида-
ми, амфиболитами, тнейсами, кварцитами. Они развиты только в
восточной и юго-восточной частях площади листа, где образуют
ряд небольших выходов среди разновозрастных гранитоидов. Изве-
стны также многочисленные ксенолиты архейских пород, которые не
могут быть показаны в масштабе карты.

Среди архейских образований по литолого-петрографическому
составу и особенностям разреза выделяются три свиты: иминская,
чадорская и шуртулинская, стратогипсы которых описаны в архее
Моточинского антиклинория (Зайнов и др., 1965ф; Шулдинер, 1969).

Иминская свита (А^{im})

Разрез свиты определяется трудно переопределявшимся охитт-
амфибол-плаггиоклазовыми кристаллическими сланидами, амфиболитами,
амфиболитами и амфибол-биотитовыми плаггиотнейсами. Эти породы
слагают небольшие (до 4 км²) выходы среди раннепротерозойских
гранитоидов в узкой полосе северо-западного направления, протя-
гивающейся от верховий р.Амгунякты через долину р.Каракита до
верховий р.Бушучи. Кроме того, ими сложены ксенолиты в архей-
ских гранитоидах на левобережье р.Верх.Мокша выше р.Сайбочи.
Монотонность строения иминской свиты нарушается появлением в
нижней части разреза прослоев биотитовых плаггиотнейсов мощностью
от первых десятков метров, а в верхней части разреза - прослоев
кальцифиров и диопсидовых флюкситов мощностью от 0,3 до пер-
вых метров. Мощность свиты, определенная графически, составляет
не менее 1500 м.

Чадорская свита (А^{cd})

В строении чадорской свиты основная роль принадлежит био-
титовым тнейсам, подчиненное значение имеют охитт-амфиболитовые

платиноиды, амфиболиты, биотит-амфибол-платиноидовые и биотит-платиноидовые кристаллические сланцы, кварциты и диопсидовые бласюлиты. Наиболее крупный (около 50 км²) выход этих пород расположен на правобережье р.Бед.Мокла выше устья р.Карал-кита.

Основание разреза свиты сложено паечкой амфиболовых и амфибол-биотитовых платиноидов мощностью около 100 м, согласно залегающей на породах иминской свиты. Выше залегают толща биотитовых платиноидов и гнейсов, содержащих редкие прослои амфиболитов, биотит-амфибол-платиноидовых и биотит-платиноидовых кристаллических сланцев. Мощность прослоев не превышает первых метров. В средней части толщи отмечаются слои амфиболитов мощностью от 40 до 200 м. Мощность свиты в пределах этого выхода, определенная графическими построениями, не превышает 1500 м.

Породы чадорской свиты состоят также ряд небольших выходов на две района в бассейне р.Верх.Мокла. Они представлены такими же биотитовыми гнейсами и платиноидными с редкими прослоями биотит-амфибол-платиноидовых кристаллических сланцев, редко типичных гнейсов встречаются горизонты кварцитов совместно с диопсидовыми и диопсид-платиноидовыми бласюлитами. Они сопоставляются с верхней частью чадорской свиты Могочинского антиклинория (Шуртлэнгер, 1969). Вечают разрез свиты биотитовые гнейсы и платиноиды, закартированные в верховьях р.Калдакачи. Ответственно на них залегают кристаллические сланцы шуртлинской свиты. Мощные толщи и паечки пород, надежно относимые в этих случаях к самим нижним, а в других - к верхним стратиграфическим уровням разреза стратигица, дают возможность предположить общую мощность чадорской свиты в данном районе более 2000 м.

Шуртлинская свита (А₁)

К шуртлинской свите отнесены кварциты, кристаллические сланцы и гнейсы с высокоглиноземистыми минералами, а также встречавшиеся в подчиненном количестве амфиболиты, диопсидовые бласюлиты и кальцифилы. Они состоят ряд ксенолитов в раннеалевозойских гранитоидах и обнажаются в узкой (0,2-1,8 км) полосе вдоль южной границы района в междуречье Калдакачи - Найденка. Небольшой (около 4 км²) выход этих пород расположен в верховье р.Калдакачи. Условно к шуртлинской свите отнесен ксенолит

площадь в первые сотни квадратных метров интенсивно гранитизированных гранитоидных пород в верховье р.Булучи.

Основание свиты сложено кристаллическими сланцами с высокоглиноземистыми минералами, содержащими единичные прослои кварцитов и амфиболитов. Мощность паечки в верховье р.Калдакачи - 200-250 м. В междуречье руч.Закдакан-2 и р.Найденка, где разрез свиты представлен наиболее полно, сохранявшаяся мощность верхней части разреза нижней паечки составляет 120-150 м. Вверх она сменяется мощной (700-800 м) толщей мономинеральных, реже трафитовых и диопсидовых кварцитов. Верхняя часть свиты обнажена в верховье ручьев Закдакан-1 и Закдакан-2 и представлена толщей мощностью 600-650 м, образованной высокоглиноземистыми кристаллическими сланцами и гранит-биотитовыми гнейсами с редкими прослоями гранитовых амфиболитов, диопсидовых бласюлитов и кальцифиллов. В верхах толщи появляются прослои кварцитов. Характер переослаивания пород большей части этой толщи может быть проиллюстрирован (снизу):

1. Гнейсы гранит-биотитовые. более 27 м
 2. Амфиболиты гранитовые, трафитосодержащие 15 "
 3. Кристаллические сланцы с высокоглиноземистыми минералами 120-125 "
 4. Гнейсы гранит-биотитовые. 170-180 "
 5. Платиноиды амфиболовые с прослоями трафитовых амфиболитов 38-42 "
 6. Кальцифиллы 2-3 "
 7. Кварциты мономинеральные 70-75 "
 8. Дифториты. Шириня выхода 18-20 "
 9. Кварциты мономинеральные 15 "
 10. Амфиболиты и диопсидовые бласюлиты. 5-8 "
 11. Кварциты мономинеральные. более 30"
- Мощность разреза 510-540 м.
- Наиболее верхняя часть рассматриваемой свиты может быть также охарактеризована схематическим разрезом, составленным на правобережье руч.Закдакан-2 (снизу):
1. Кварциты мономинеральные и диопсидосодержащие 30-35 м
 2. Кристаллические сланцы с высокоглиноземистыми минералами 30-35 "
 3. Дифториты. Шириня выхода 40-45 "
 4. Кварциты мономинеральные. 20-25 "
- Мощность отложенный 120-140 м.

Венчает разрез архаичная пачка мощностью около 200 м амфибол-биотитовых гнейсов и платиотнейсов с прослоями мелкозернистых сланцеватых амфиболитов. Возможно, она относится к выделенной на сопредельной территории амазарской свите (Шульдинер, 1969). На геологической карте она обведена с шурутинской свитой ввиду крайне ограниченного площадного распространения ее. Мощность шурутинской свиты из-за разобщенности выходов и отсутствия надежных маркирующих горизонтов не может быть определена достоверно. Исходя из сопоставления отдельных известных частей разреза, с учетом 200-метровой пачки амфиболосодержащих пород, мощность свиты определяется в 2200 м. Эта мощность на 1000 м превышает мощность стратотипа шурутинской свиты Молочинского антеклизно-риги, что связано, по-видимому, с возрастанием роли кварцитов в составе свиты.

Общая мощность архейских образований превышает 5700 м. По петрографическому составу среди архейских отложений выделяются следующие группы пород: амфиболиты, кристаллические сланцы, платиотнейсов основного состава, гнейсы, кристаллические сланцы с высококальциевыми минералами, кварциты, мраморы и доломитовые биослиты.

Амфиболиты - среднезернистые сланцеватые или массивные темные с зеленоватым оттенком породы, состоящие из амфибола (55-70%), аннезина X (30-45%), иногда биотита и кварца (от 2 до 5%). Акцессорные минералы: анатит, рудный минерал, сфен, ортит. Амфиболиты представлены несколькими разновидностями. В некоторых амфиболитах присутствует зеленая-бурая роговая обманка, замещающая светло-зеленый или почти бесцветный амфиболит и биотит. Агрегаты светло-зеленого амфибола развиваются и по платиоклазу. Светло-зеленый амфибол в свою очередь замещается синезеленой роговой обманкой и возникает амфиболиты, крупно отлитыми по структурным особенностям от пород, образованных в условиях прогрессивного метаморфизма. Лишь наличие переходных разновидностей с неполнотой замещения псевдоморфозами светло-зелено-го и реликтами зеленовато-бурого амфибола, а также присутствие вторичного сфена позволяют установить принадлежность таких амфиболитов к группе высокометаморфических диаспоритов.

Амфибол-платиоклазовые и биотит-амфибол-платиоклазовые кристаллические сланцы обладают серой и темно-серой окраской,

X/ Зная и далее состав платиоклаза определены на петромологии методом Кнелль-Лейи. Для пород аманьского интрузивного комплекса состав платиоклаза определен на фелдосовском столи-

метро- и среднезернистым сложением и нередко полосчатой текстурой. Их минеральный состав характеризуется наличием платиоклаза - 55-75%, амфибола - 8-45%, биотита - до 15%, кварца - до 10% и акцессорных минералов: рудного, сфена, ортита, анатита. Структура транобластовая и биостокатакстическая. Сланцы с транобластовой структурой состоят преимущественно из аннезина № 38-40 и синезеленой роговой обманки. В последней нередко выделяются пойкилитовые врослки кварца. Такие кварц-амфиболитовые псевдоморфозы, по данным В.И. Шульдинера (1969) и В.П. Карлижка (1966f), развиваются по пироксенам и бурой роговой обманке в архейских дифференцированных породах Амазаро-Тунгирского междуречья и свидетельствуют о диаспорической природе характерных образований.

В сланцах, подверженных процессам биостокатакстаза, характер изменений зависит от интенсивности дробления и метасоматического замещения. В слабо катаклизированных разновидностях платиоклаз по краям зерен и выходы маломощных зон транулирован. При этом состав вновь образованного платиоклаза отвечает основному олигоклазу - кислому аннезину (№ 28-32). Сильно катаклизированные породы подвержены перекристаллизации, протекающей одновременно с калиево-кремниевым метасоматозом. Биостокатакстизиты состоят из мелкозернистого агрегата, в который погружены обломки аннезина исходной породы. Мелкозернистый агрегат сложен кислыми платиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем и тривно-зеленым биотитом, развивавшимся по синезеленой роговой обманке с выделением сфена.

Амфиболитовые, биотит-амфиболитовые и биотитовые платиотнейсы отличаются от вышеописанных кристаллических сланцев более светлой окраской и отчетливой полосчатостью. Содержание темноперецветных минералов в них составляет от 5 до 20%. Структура транобластовая с элементами биостокатакстической. Темноперецветные минералы представлены синезеленой роговой обманкой, бурой, реже зеленовато-бурой биотитом. Кроме того, часто отмечаются агрегатные псевдоморфозы, сформированные мелкозернистыми биотитом, и псевдоморфозы кварц-амфиболитового и кварц-биотитового состава. Рудный минерал обычно окружен каемкой сфена. Перечисленные особенности состава и структуры гнейсов свидетельствуют о значительных диаспорических преобразованиях в них.

Биотитовые гнейсы представляют собой серые и светло-серые средне- и мелкозернистые, большей частью отчетливо полосчатые породы. Текстура обусловлена чередованием полос мощностью от не-

Объемных миллиметров до 1-2 см, обогатленных биотитом (до 20%), и полог, близких по составу к лейкократовым гранитам. Реже встречаются разновидности с литическим распределением темнокрасного минерала. В таких породах наблюдаются незначительные по форме участки лейкократового состава, окруженные агрегатом мелкозернистого биотита. При этом в отдельных случаях по распределению лейкократовых участков можно судить, что породы первоначально были пологостатими. В целом их текстура приближается к карандашной.

Породы с высоколитноземными минералами характеризуются серой и темно-серой, часто с зеленоватым оттенком окраской и пологостатой, линзовидно-пологостатой или литической текстурой. Они представлены кордиерит-биотит-гранат-сильманит-кварцевыми кристаллическими сланцами, в которых содержание отдельных минералов варьирует в широких пределах - от 25% до полного отсутствия. Регрессивные преобразования этих пород выражаются в развитии по красно-бурому биотиту, кордиериту, гранату и сильманиту мелкозернистого биотита и мусковита. По гранату, кроме того, развивается андалузит. Низкотемпературные преобразования выражаются в значительной серпентинизации андалузита и частичной хлоритизации биотита. При нарастании этого процесса породы превращаются в низкотемпературные серпентин-хлорит-кварцевые сланцы.

Кварциты обладают серой и голубовато-серой окраской, средне- и крупнозернистой гранобластовой структурой и массивной, реже неотчетливо пологостатой текстурой. Основным минералом - кварц, встречающимся в отдельных разновидностях в количествах до 20% присутствуют платиноклаз, диопсид, биотит, амфибол, графит. Фрамоны и кальцифидры представляют собой светло-серые, бледные и желтоватые, мелко- и среднезернистые массивные породы, сложенные преимущественно кальцитом. В кальцифидах отмечаются агрегатные псевдоморфозы серпентина и эпидота (20-35%), образовавшиеся, по-видимому, по олигину и пироксену. В небольших количествах присутствует графит.

Диопсидовые биостониты, имеющие массивное крупнозернистое строение, состоят из светло-зеленого диопсида и небольших количеств платиноклаза.

Исходя из разреза архейских образований, можно предположить, что выделяемая в его низах мощная толща кристаллических сланцев и платиноклазов представляет собой, по всей вероятности, продукты метаморфизма эффузивов основного состава. Харак-

тер переоблагавания и состав чадорской свиты обичен для метаморфизованных терригенных образований. Породы шуртинской свиты сформировались, по-видимому, за счет метаморфизма кварцевых песчаников, содержащих прослой магнетитово-карбонатных и высокоглиноземистых осадков. Не исключено и хемогенное проокисление части этих осадков (Стратов, 1963). Может быть, это метаморфизованная кора выветривания (Салоп, 1968).

Архейские породы пещерпечи неоднократные метаморфические преобразования. Большой частью в них фиксируются минеральные ассоциации, соответствующие амфиболитовой (сине-зеленая роговая обманка + платиноклаз, сине-зеленая роговая обманка + кварц + биотит + андалузит + кварц, сине-зеленая роговая обманка + гранат + биотит + кварц) или зеленосланцевой (хлорит + серпентин + кварц) фазам метаморфизма. Вместе с тем встречаются более ранние диопсид, зеленовато-бурый роговая обманка, гранат, красноовато-бурый биотит. Эти минералы часто присутствуют в архейских образованиях Могочинского антиклинария в ассоциациях, типичных для травулитовой фазы метаморфизма (Кириник, 1966б; Шулдинер, 1969).

Высокотемпературные парagneзис кристаллических сланцев (кордиерит + биотит + гранат + сильманит + кварц), впоследствии были замещены типичными для амфиболитовой фазы парagneзисами (биотит + андалузит + сильманит + кварц), является также обычными для травулитовой фазы метаморфизма.

Количество минералов травулитовой фазы в породах невелико, но широкое развитие агрегатных и томосовых псевдоморфоз, сложенных минералами амфиболитовой фазы и содержащих реликты высокотемпературных минералов исходной породы, может свидетельствовать о широком объеме распространения минеральных ассоциаций травулитовой фазы. Таким образом, мы приходим к выводу, что первоначально стратифицированные образования архей были метаморфизованы в условиях травулитовой фазы, а минеральные ассоциации амфиболитовой и зеленосланцевой фазы возникли в процессе повторного регрессивного метаморфизма.

Вопрос о геологическом возрасте комплекса решается на основании региональных сопоставлений. Метаморфические образования южного обрамления Алданского щита в последние годы почти всеми исследователями разделяются на два разновозрастных комплекса. Для полиметаморфических образований, первоначально метаморфизованных в условиях травулитовой фазы метаморфизма, принят архейский, а некоторыми исследователями либо южноархейский (Суповиков и др., 1965), либо верхнеархейский (Смеловский и др., 1965б)

возраст. Разрез и метаморфические преобразования рассмотренных выше пород обнаруживают много сходного с разрезом Даттрукских археем полиметаморфических образований Амазаро-Гунтирского междуречья (Озерский и др., 1969, Шулдинер, 1969) и хребта Зверева (Кач, 1962) и верховьев р. Липитон (Велужских, 1966). Это позволяет нам считать описанные образования также архейскими.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ (Р₁)

Нижепротерозойские стратифицированные образования известны лишь в самой северной части района (левобережье р. Кавыктакана, бассейн р. Олонно, истоки р.ч. Омолочи). Они складывают небольшие ксенолиты и сквалиты (от первых сотен квадратных метров до 1,5 км²) в раннепротерозойских и раннепалеозойских гранитоидах и на геологической карте частично показаны в масштабе. По этой причине составить разрез нижепротерозойских отложений не представляется возможным. По петрографическому составу и структурно-текстурным особенностям среди них выделяются две группы пород: а) биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, амфиболовые и биотитовые гнейсы и б) кристаллические сланцы с высокоглиноземистыми минералами. Породы первой группы пользуются наиболее широким распространением. Они складывают ксенолиты в долине р. Олонно, в истоках р.ч. Омолочи, на западных берегах Кавыктакана и Амгуннакачи и в истоках второго снизу левого притока р. Кавыктакан.

Биотит-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы представляют собой мелкозернистые, редко близкие к среднезернистым серые и темно-серые скващеватые породы оппордидного или неотчетливо полосчатого строения. Они сложены плаггиоклазом (№ 28-32) - 50-80%, роговой обманкой (2V = 56°, cMG - 14-16°) - 10-20% и биотитом - 5-15%. В виде неравномерно распределенных единичных мелких зерен часто присутствует кварц. В количестве до 5-6% встречается калиевый полевой шпат, развавшийся по плаггиоклазу. Неотчетливой составной частью пород является эпидит (2-3%). Он встречается в виде лимонорных равновесных с роговой обманкой и биотитом зерен или реже в виде деформированных землсных агрегатов, развивавшихся по плаггиоклазу. Акцессорные минералы представлены рудным, апатитом, сфеном, уртитом.

Амфиболиты отличаются от вышеописанных кристаллических сланцев повышенным содержанием роговой обманки (55-60%) и незначительным количеством биотита (1-2%).

Структура пород лепкогранобластовая или гранобластовая с элементами метасоматической. Равновесные минеральные ассоциации (роговая обманка + плаггиоклаз + эпидит, роговая обманка + плаггиоклаз + эпидит, + кварц + биотит) свидетельствуют о метаморфизме пород в условиях фации эпидиовых амфиболитов.

Амфиболовые гнейсы отличаются от кристаллических сланцев лишь более высоким (12-15%) содержанием кварца и почти полным отсутствием биотита. Биотитовые гнейсы представляют собой мелкозернистые породы с неотчетливо выраженным полосчатым строением и редкими порфиробластами калиевого полевого шпата. Сложены они плаггиоклазом - 20-25%, кварцем - 25-30%, калиевым полевым шпатом - 35-40% и биотитом - 1-5%. Акцессорные минералы: сфен, рудный, апатит.

Кристаллические сланцы с высокоглиноземистыми минералами складывают два небольших ксенолита (первые сотни квадратных метров) в верховьях первого снизу левого притока р. Кавыктакан. Это мелко-серые до черных, иногда литые породы массивного, полосчатого или линзовидно-полосчатого сложения. Иногда они значительно гранитизированы. По составу выделяются гранат-силлиманит-ангалазит-биотит-корднеритовые, гранат-силлиманит-корднерит-ангалазит-биотит-корднеритовые, гранат-ангалазит-корднерит-биотитовые кристаллические сланцы. Содержание породообразующих минералов следующее: гранат (единичные зерна - 3-5%), силлиманит (от 3 до 15%), ангалазит (от 3-4 до 30%), корднерит (25-40%), биотит (10-35%). В слабо гранитизированных разновидях в количестве от 5 до 10% присутствует кварц и в количестве от 7 до 25% - калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены рудным и пирроном. Соотношения между глиноземистыми минералами свидетельствуют о протеросивном характере проявленного в породах метаморфизма.

Мощность нижепротерозойских отложений, исходя из распространения их в широкой полосе и значительных мощностей подобных образований на смежных территориях (Халкевич и др., 1967ф; Шулдинер и др., 1967ф), условно принимается равной 1000 м.

Описываемые образования по характеру метаморфических преобразований обнаруживают большое сходство с выделенными в восточной части Читинской области оложенными нижнего протерозоя. Учитывая сказанное, а также их расположение между выходами нижепротерозойского стратифицированного комплекса, закартированы нами несколько севернее (Халкевич и др., 1967ф), западнее (Шулдинер и др., 1967) и восточнее (Озерский и др., 1966) мы относим их к нижнему протерозою.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - МЕЛОВАЯ СИСТЕМА,
НИЖНИЙ ОТДЕЛ (J₃ - Gr)

Верхнеюрские-нижнемеловые отложения представлены осадочными брекчиями, конгломератами, дресвяниками и песчаниками. Эти образования слатгват юго-западную часть Олекмо-Мокляканской впадины (Юзевский и др., 1966) и распространены на правобережье р. Веседей и водоразделе р. Сивалги - р. Веседей на площади 5 км². Границы отложений с более древними породами участками тектонические. Юго-восточная и юго-западная границы отложений не обкараживают признаков тектонических осложнений и их поведение в современном рельефе свидетельствует о пологом, близком к горизонтальному залегании слоев. Данное обстоятельство позволяет использовать гипсометрическое положение тех или иных пород для суждения о разрезе терригенной толщи и ее мощности.

Базальная толща мезозойских отложений на правобережье р. Веседей представлена осадочными брекчиями, которые на водоразделе р. Веседей и р. Сивалги фациально замещаются галечно-валунными конгломератами. Мощность ее составляет 30-50 м. Выше залегает толща, сложенная дресвянистыми песчаниками с маломощными прослоями средне-мелкозернистых песчаников. Мощность этой части разреза оценивается в 30-40 м. У юго-восточного борта выдвиги на правобережье р. Веседей на площади менее 1 км², отделенной от основной части блока разломом субширотного простирания, залегает мелко-среднеталечные конгломераты с редкими прослоями травелитистых средне-мелкозернистых песчаников, положение которых в разрезе неясно. По-видимому, эти отложения слатгват верхнюю часть разреза, залегая на отложенных песчаниковой толще. Не исключена также и возможность фациального перехода между ними. Мощность толщ составляет 20-40 м. Талым образом, обладающая мощностью верхнеюрских - нижнемеловых отложений составляет 80-130 м. Осадочные брекчи сложены на 60-70% щебнем и дресвой интродуцированными лейкократовыми гранитами. Цемент их средне-крупнозернистый песчаниковый, буроватого цвета, идентичен описанным ниже дресвянистым песчаникам.

Галечно-валунные конгломераты состоят из хорошо окатанных валунов и гальки (70-80%) и средне-мелкозернистого песчаниковостого заполнителя серого цвета.

Мелко-среднеталечные конгломераты состоят из гальки (60-70%) и средне-мелкозернистого песчаникового цемента красно-бу-

рого цвета. Содержатся редкие валуны размером 10-15 см. Форма их обычно эллипсоидальная, редко угловатая и угловатая. Галька и валуны хорошо окатаны. Они сложены разнообразными гранитоидами, гнейсами, диоритами порфиритами.

Травелитистые средне-мелкозернистые песчаники содержат до 30% травя и мелкой гальки, которые представлены теми же породами, что и в гальке конгломератов. Песчаниковый материал, имеющий светло-серую окраску, идентичен описанным ниже дресвянистым песчаникам.

Дресвяники и неравномернозернистые дресвянистые песчаники связаны между собой постепенными переходами. Цвет их изменяется от светло-серого до красно-бурого. Качественная часть составляет от 50 до 90% пород, характеризуется плохой сортировкой и угловатой, очень редко полуокатанной формой обломков. В обломках присутствуют кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, рудно-биотит и рудный минерал. В нефитовой части породы встречаются также мелкозернистые лейкократовые граниты. Кварц составляет 25-35% качественного материала, остальные 65-75% приходится на калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Калиевый полевой шпат интensively замещается каолином. В меньшей степени процессу каолинизации подвержен плагиоклаз. Цемент дресвяников и песчаников железисто-глинистый, по типу цементации - солприконовенный и поровый, реже базальный.

Средне-мелкозернистые песчаники отличаются от вышеописанных значительно лучшей сортировкой зерен. Цвет их буровато-красный, текстура массивная, реже торизонтальнослоистая, обусловленная чередованием слоев мощностью 1-3 мм с различной крупностью зерен или с различной окраской. По составу неравномернозернистые и средне-мелкозернистые песчаники соответствуют аркозовым. Они совместно с вмещающими породами каолинизированы и окварцованы.

Формирование отложений произошло, по-видимому, при резкой смене условий осадконакопления в просторанстве и во времени, о чем свидетельствует их фациальная невариантность. Если образование галечно-валунных конгломератов происходило в прогочном озерном бассейне, то образование осадочных брекчий, песчаников и частично мелко-среднеталечных конгломератов - в условиях замкнутого бассейна.

Возраст описанных отложений принимается позднемюрским - раннемеловым на основании сопоставления их с терригенными породами других мезозойских депрессий Олекмо-Витимской горной страны, охарактеризованных палинологическими данными. Словово-гиль-

ценые спектры, соответствующие верхней кре - нижнему меду, выделены из сходных отложений расположенной на соседней территории Тунгурской депрессии и в долине р. Прав. Бармакит (Озерский и др., 1969).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения покрывают маломощным чехлом всю площадь района. Они разделяются на верхнечетвертичные и средне-меленные.

Верхнечетвертичные отложения (QIII)

Среди верхнечетвертичных отложений выделяются аллювиальные, пролививальные, солифлюкционные и ледниковые типы осадков. Тесно ассоциируя между собой, они образуют сложное построенные группы отложений: пролививально-аллювиальные и пролививально-солифлюкционные, аллювиальные и пролививально-солифлюкционные, ледниковые.

Пролывивально-аллювиальные и пролививально-солифлюкционные отложения распространены в долине р. Верх. Бармакит, где они представлены валуно-песчано-гравийно-гравийным материалом. В направлении к склонам Моклинского хребта уменьшается степень окатанности обломочного материала, а песчаный материал постепенно замещается плотными вязкими селитристыми глинами и глинами, покрывающимися мелкими щебень, г.е. происходит замещение пролививально-аллювиальных образований пролививально-солифлюкционными. Мощность отложений составляет 5-10 м.

Аллювиальные и пролививально-солифлюкционные отложения залегают в пределах аккумулятивных и эрозивно-аккумулятивных террас рек Сред. Мокли, Верх. Мокли и их некоторых притоков. Высота уступов террас над урезом воды колеблется от 5 до 10 м. Высота тыловых швов достигает 40-50 м. Аллювиальные образования представлены отложениями пойменной и русловой фации. Отложения

пойменной фации складывают верхнюю часть разреза и выполнены песками, супесями, суглинками. Мощность их обычно составляет 1-2 м, достигая в долине р. Верх. Мокли 7,5 м. Отложения русловой фации представлены валунами, галькой и гравием с глинисто-песчаным заолителем. Мощность их колеблется от 1 до 12 м. Пролывивально-солифлюкционные отложения пользуются значительным распространением только в левобережной части долины р. Верх. Мокли, где они в отдельных случаях перекрывают террасу на всю ее ширину, а вблизи тылового шва перекрываются с аллювием. В более узких долинах с пологими склонами они перекрывают аллювий маломощным (до 1 м) чехлом только в присклоновой части долины. Эти отложения представлены суглинисто-глинистым материалом, содержащим древесу, щебень, редко глыбы. Они содержат также песок, гравий, гальку и валуны, ранее входившие в состав аллювия. Мощность пролививально-солифлюкционных отложений достигает 17 м.

Ледниковые отложения выделены в долине левого притока р. Кавыктаган. Они складывают верхнюю часть небольшой солики высотой около 20 м. Вершина ее изрезана глубокими промоинами (3-4 м), в бортах котловых обнажаются щебнисто-древянистые отложения с угловатой и слабо окатанной формой обломков различных по составу пород. Мощность отложений не более 10 м. Геоморфологические факторы позволяют рассматривать эти образования в качестве отложений боковой морены.

Возраст пролививально-аллювиальных, пролививально-солифлюкционных и аллювиальных отложений датруется нами на основании многочисленных анализов спорово-пыльцевых спектров, характерных, по заключению М.И. Дешуковой (ЧПТУ) и кафедры высших растений МГУ, для позднечетвертичного времени. Так, из аллювиальных отложений первой напойменной террасы р. Кавыктаган выделен спорово-пыльцевой спектр, представленный (Трянни и др., 1969ф): пыльцой древесных - 9-28%, пыльцой кустарников - 55-72%, пыльцой трав и кустарников - 16-50%, споры - 20-63%. Среди древесных преобладает пыльца *Pinus sibirica* (Vurp.) Mayr., *Betula sec. Albae*, *Picea sec.*, *Juniperus*. Кустарниковые включают *Betula sec. Kanae*, *Alnus sp.*, *Alnus sp.*, *Salix sp.* В группе трав главную роль играют осоковые, злаки и вересковые. Выявлены споры *Sphaerium*, *Rododidaceae*, *Gyrocampa*. Состав спорово-пыльцевой спектра с господством пыльцы кустарниковых пород соответствует растительности лесостепного типа.

Одновозрастность пролививально-солифлюкционных отложений с аллювиальными доказывается также их переслаиванием на отдельных

участках. Возраст ледниковых отложений условно принимается позднечетвертичным, а отложение морены связывается с последним торно-длинным оледенением (Музис, 1967).

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (Q_{IV})

Среди современных отложений выделяются почвенные, аллювиальные, делювиальные, солифлюкционные, коллювиальные, пролювиальные и аллювиальные генетические типы осадков.

А л л у в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я представлены галечниками, песками, супесями, суглинками, глинами и горфьянками, развитыми в пределах пойм речных долин. Ширина поймы обычно незначительная (50-200 м) и только на отдельных участках долин достигает 500-700 м, река Верх.Мокля имеет пойму шириной до 2,2 км. Детально изучен разрез современных аллювиальных отложений рек Сред.Мокля, Верх.Мокля, Кавыгачкана, Тундака, Загова. Он характеризуется наличием русловых, пойменных и старичных отложений. Отложения русловой фации состоят из нижней части разреза. Они представлены песчано-валуно-галечной частью с примесью глинистого материала. В приобтовых частях долин отмечается смесь щебнисто-глибового материала. Мощность отложений русловой фации достигает 7 м. Пески, супеси, суглинки и глины пойменной фации, а также илистые отложения и горфьянки старичной фации составляют верхнюю часть разреза мощностью 0,5-5 м. Общая мощность современных аллювиальных отложений достигает 10 м.

Рядные отложения других генетических типов образовались в результате процессов физического выветривания в условиях резко континентального климата. Они сложены преимущественно-глибовым материалом, суглинками, глинами с примесью песка и супеси. Соотношение этих составляющих определяется в значительной степени физико-механическими свойствами разнородных пород и типометрическим положением участков развития рядных отложений. На трубовозернистых порфиритовых гранитоидах развиваются глибово-превьянистые отложения, для полей мелководнистых транзитов характерен щебнисто-глибовый состав зливия и делвия. При прочих равных условиях размер обломков в рядных отложениях и их количество увеличивается в участках с более высоким типометрическим положением. Мощность описанных типов отложений колеблется в пределах 1-5 м.

Современный возраст отложений принимается на том основании, что процесс формирования их протекает и в настоящее время. Из аллювиальных отложений, слагающих поймы долин рек Верх.Мокля и Сред.Мокля, выделен спорово-пыльцевой спектр, в составе которого преобладает группа древесной пылины, представленная пылью *Betula* (до 87%), *Alnus*, *Pinus* (подрод *Harlostium* и *Pinus* (подрод *Dürloxtium*)). В небольших количествах отмечена пыльца кустарниковой березы, ольховника и ивы.

В группе пылины травянистых растений основное место принадлежит пылице *Eriocaulaceae*, *Gramineae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*. Отмечено небольшое количество пылицы водных и болотных растений, а также *Sphagnum*. По заключению М.И.Лешуковой (ЧПТУ), этот спектр характерен для голоцена. В то же время нельзя исключить возможность более раннего возраста части аллювиальных, делювиальных и солифлюкционных образований, особенно на участках предельно вытопленных склонов и выровненных водоразделов.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные и ультраметаморфические породы наиболее широко распространены на площади листа. Среди них выделены архейские, раннепротерозойские, раннепалеозойские, триасовые (?), средне-позднеюрские и раннемоловые (?) интрузии.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Архейские интрузивные образования представлены двумя разлитыми по составу и генезису группами пород: амфиболитами и гранитоидами.

Амфиболиты (ам А?)

Амфиболиты известны только на участке распространения стратифицированных образований архей в междуречье р.Найденки и руч.Закакан-1. Они слагают выход площадью 4 км², разделенный тектоническим нарушением на два блока. С окружающими образованиями породы имеют тектонические границы и только в долине руч.Закакан-1 контакты, по-видимому, интрузивные. Линия контактов на этом участке ровная, параллельна ориентировке полосчатости метаморфических пород, что позволяет предположить существование или полусогласную форму амфиболитовых тел. Амфиболиты

Представлены двумя разновидностями. Северный блок сложен темно-серыми до черных сланцеватыми мелкозернистыми амфиболитами. В южном блоке преобладают среднезернистые разновидности, по внешнему облику приближающиеся к диоритам. Только в юго-восточной его части, где происходит выклинивание тела, встречается мелкозернистые амфиболиты, подобные слагающим северный блок. Наличие мелкозернистых амфиболитов на участке выклинивания тела, возможно, говорит о принадежности их энтоконтактовой фации.

Среднезернистые амфиболиты сложены платиоклазом (андезин № 40) — 55-60% и амфиболом — 40-45%. Последний представлен дугой роговой обманки ($2V = -72^\circ$, $\sigma Ng = 15^\circ$) и дугистым бесцветным амфиболом, образующим агрегатные псевдоморфозы по какому-то темноперецветному минералу. Мелкозернистые амфиболиты состоят из примерно равного количества платиоклаза (№ 28-32) и буровато-зеленой роговой обманки ($2V = 64^\circ$, $\sigma Ng = 19^\circ$). Из акцессорных минералов в шифах обеих разновидностей наблюдаются только рудный. Структура пород типична гранобластовая.

Основанием для отнесения амфиболитов к интрузивным образованиям послужил целый ряд факторов: быстрое выклинивание их по простиранию, довольно однородный состав, а также весьма нехарактерная для вмещающей их штуртинской свиты литология пород при большом однообразии внешнего облика последних. Возрастное положение амфиболитов определяется тем, что они развиты лишь на площади распространения архейских стратифицированных образований, имеют с последними согласные или попуссогласные контакты и прорываются архейскими гранитоидами.

Лейкограновые граниты, платитограниты, гранито-гнейсы (г_{1А})

Архейские гранитоиды простирательно тесно связаны с наиболее древними метаморфическими породами. Они участвуют в строении мигматитов в качестве лейкогрантовой составляющей. Особенно часто они встречаются на площади распространения пород штуртинской свиты, где образуют согласные с простиранием вмещающих толщ, часто сохлещенные тела мощностью до нескольких метров, а также наблюдаются в мигматитах в виде полос мощностью от десятков до нескольких сантиметров. Более крупные тела установлены на левобережье р. Найденки (4 км²) и в междуречье Капнакачи — Сайбочи (7-8 км²). Конфигурация тел в плане в значительной мере обусловлена разрывными нарушениями и выходами более молодых интрузивных образований. Лишь участками сохраняются нормальные

контакты со стратифицированными образованиями архея. Контакты инъекционного типа, согласные с текстурами вмещающих пород. Редко встречаются маломощные секущие прожилки. Строение этих тел характеризуется частым чередованием гранитов и гранито-гнейсов с различными структурно-текстурными особенностями и наличием большого количества сквитов вмещающих пород.

Архейские гранитоиды весьма разнообразны по своим структурным (мелко-средне-крупнозернистые, участками пелмапоидные) и текстурным (гнейсовидные, полосчатые, реже массивные) особенностям. Граниты представляют собой лейкограновые породы. Гранито-гнейсы отличаются четко выраженной гнейсовидной текстурой и обычно более высоким содержанием темноперецветных минералов (до 3-5%). Спелфическая черта этих пород является присутствием толубовато-серого и серого кварца, образующего обычно ориентированные субпараллельно линзовидные выделения и приращено гранитоидам своеобразный внешний облик. Микроструктура пород аллотриоморфнозернистая, участками гранобластовая. Часто наблюдаются структурно метасоматического замещения с развитием калиевого полевого шпата по платиоклазу. Минералогический состав гранитов и гранито-гнейсов характеризуется резкими колебаниями в содержании платиоклаза (омпиклаза) и калиевого полевого шпата (микротрин-пертита) при сравнительно постоянном (25-7%) количестве кварца. При изучении шифов выделяется порода по составу отвечающие платитогранитам, гранитам нормального ряда и аляскиновым гранитам. При полевых исследованиях фиксируются последенные переходы между этими разновидностями. Темноперецветный минерал обычно представлен биотитом. Вблизи контактов с метаморфическими породами в зависимости от их состава иногда появляются амфибол, эпидиот, гранат. По-видимому, эти минералы являются реликтами метасоматически измененных вмещающих пород. Из акцессорных минералов в шифах наблюдались только мелкие зерна циркона.

Сигнальный анализ лейкогрантового гранита (табл. I, анализ I) показывает, что порода перещена кремнеземом и богата щелочами при значительном преобладании натрия над калием.

Наблюдается пророчечность описанных гранитоидов к архейскому метаморфическому комплексу, инъекционные контакты и согласные взаимоотношения позволяют считать их возраст архейским.

У

Описание гранитоидов отвечает формации мигматитов амфиболитовой фации. Возможно, становление их происходило в раннем протерозое при перестройке архейских структур, сопровождавшейся репрессивным метаморфизмом в условиях амфиболитовой фации. Спелфика состава и структурно-текстурных признаков пород могла определяться вещественными особенностями архейской рамы. Образованиям чарнокитовой формации в районе не установлено.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

По петрографическому составу, условиям и последовательности формирования среди рассматриваемых образований выделяются три группы пород: а) кварцевые диориты, диориты, таббро-диориты, таббро, реже анортозиты и гранодиориты; б) гранодиориты, граносиениты, реже сиениты и граниты; в) биотитовые, реже амфиболовые граниты, редко платиотраниты, граносиениты и гранодиориты.

Кварцевые диориты, диориты (δP_1), таббро (νP_1), анортозиты ($\nu \delta P_1$), таббро-диориты (δP_1)

Раннепротерозойские породы среднего и основного состава встречаются на всей территории. Наиболее крупные их выходы закартированы в бассейне верхнего течения р. Джектачи (Джектачинский выход, площадь — около 80 км²) и в бассейне р. Сред. Мокши (Зулути-Кавкытская выходы, площадь — около 270 км²). Они охватывают площади распространения архейских образований. Большое количество значительно меньших по размерам тел установлено к северо-западу от указанных выходов. В юго-восточной части района рассматриваемые породы имеют резко ограниченный распространение, слагают мелкие ксенотиты и скиалиты в более поздних раннепротерозойских гранитоидах или образуют маломощные тела в стратифицированных толщах архей, согласные со структурами позднейших. Первоначальная форма тел повсеместно замаскирована наложенными процессами ультраметаморфизма или нарушена позднейшими интрузиями.

Имеющиеся замеры первичной поросчатости и гнейсовидности позволяют говорить, что расположение шучинов не подчинялось дислокационному плану архей. На отдельных участках мелкие по площади выходы тела или агофиз крупный интрузивный выходы совпадают со структурами эмещидных образований, что, вероятно, обусловлено развитием части пород среднего состава раннего протерозоя по стратифицированным образованиям архей при сохранении структурного плана последних.

По составу и генезису среди рассматриваемых образований выделяются две группы пород. Одна из них представлена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми таббро, таббро-диоритами, анортозитами и частями диоритами. Вторую группу составляют биотит-амфиболовые, амфиболовые и биотитовые кварцевые диориты, диориты, гранодиориты. Породы второй группы преобладают в составе большей части выделенных на карте выходов средних-основных пород.

Породы первой группы, тесно ассоциируясь между собой, слагают различной величины (до 16 км²) участки среди пород второй группы, реже образуют самостоятельные тела (в верхних и среднем течении р. Сред. Мокши, в бассейне верхнего течения р. Кавкытская и на водоразделе рек Караикит — Колбочи). Таббро и таббро-диориты представляют собой темные зеленато-серые породы средне-, крупнозернистого, редко мелкозернистого сложения. Текстура их массивная, реже неотчетливо гнейсовидная, пологая или линзовидно-полосчатая. Структура таббровых, призматическзернистая, иногда табброидная. Первые породы повсеместно в различной степени преобразованы, поэтому в составе их наблюдаются минералы нескольких генераций. Первая ассоциация пород представлена платиоклазом (андезинадиорадор, иногда битовит), моноклинным пироксеном, дуравитозеленой и бурой роговой обменкой. В акцессорных количествах присутствуют апатит, магнетит, титаномагнетит, сфен, пирит, пирротин, калькопирит. По темнопетным минералам развиваются вторичные светло-зеленые или деспетные и синевато-зеленые амфиболы и биотит. Последний иногда замещает и рудные минералы. Интенсивное развитие биотита в некоторых случаях приводит к полному исчезновению более ранних темнопетных минералов. Наряду с этим отмечается раскисление платиоклаза, и состав пород изменяется до диоритов.

Анортозиты встречаются совместно с таббро в выходах, расположенных в бассейне верхнего течения р. Кавкытская. Платиоклазы в них представлены битовитом (№ 70-72). С таббро анортозиты имеют постепенные переходы. Иногда совместно с таббро и таббро-диоритами встречаются породы ультраосновного состава, состоящие из агрегатных псевдоморфов дланно окрашенного амфибола, серпентина и эпидота. В некоторых шифах среди агрегатных псевдоморфов наблюдались реликты зерен оливина.

Особенности состава и типичные для магматогенных образований первичные структурные свидетельства об интрузивной природе пород описанной группы.

Породы второй группы имеют более сложное происхождение. Наряду с признаками магматогенного генезиса (призматическзернистая структура) установлено происхождение части этих пород путем метасоматического преобразования (таббро, таббро-диоритов), так и кристаллических сланцев архей. Видно сходства внешнего облика и тесной пространственной связи диоритовых пород раннего генезиса раскиснить их практически невозможны. Все они характеризуются мелко-среднезернистостью, участками

Состав окислов	Содержание								Окислов, вес. %								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	66,30	43,60	48,83	57,04	63,06	69,85	70,08	71,39	68,60	46,58	53,96	69,32	72,23	69,2	72,50	62,64	57,24
Al ₂ O ₃	0,41	1,52	2,45	1,00	0,42	0,38	0,30	0,25	0,41	1,42	1,07	0,32	0,27	0,38	0,12	0,48	1,62
Fe ₂ O ₃	16,49	17,80	19,13	17,33	15,46	14,83	15,90	14,35	15,03	19,03	19,71	15,26	14,68	16,02	15,60	18,38	15,32
FeO	1,40	6,11	2,65	2,65	1,30	1,18	0,57	0,55	1,23	5,70	3,52	0,37	0,73	1,41	0,43	1,66	1,91
MnO	2,44	8,19	6,28	4,74	2,40	2,15	2,65	2,58	2,67	5,89	5,17	1,65	1,07	1,58	1,43	2,44	6,55
MgO	0,07	0,08	0,094	0,09	0,046	0,034	0,05	0,05	0,058	0,13	0,16	0,034	0,023	0,045	0,04	0,069	0,04
CaO	1,21	5,15	2,85	2,19	0,91	0,75	0,63	0,64	0,97	3,55	2,11	0,72	0,17	0,48	0,31	0,71	3,83
Na ₂ O	2,61	12,17	8,70	6,63	1,87	1,76	2,05	1,23	2,22	10,0	6,66	1,88	1,13	1,33	1,89	1,81	6,85
K ₂ O	4,57	2,30	4,70	4,20	4,30	4,30	4,50	4,05	4,25	3,55	4,42	4,50	4,0	4,30	5,00	5,70	4,35
P ₂ O ₅	2,80	0,74	1,43	2,74	4,40	4,40	3,40	4,30	4,20	2,0	2,70	4,60	5,10	4,50	3,20	5,10	1,30
П.п.п.	0,16	0,17	1,55	0,29	0,21	0,18	0,13	0,07	0,16	0,64	0,62	0,11	0,076	0,15	0,03	0,12	0,27
Итого	0,89	2,05	1,07	0,98	0,24	0,17	0,25	0,34	0,09	1,86	0,70	0,50	0,48	0,12	0,05	0,63	0,73
Сумма	99,35	99,88	99,73	99,88	99,62	99,98	100,51	99,35	99,94	100,35	99,80	99,76	99,96	99,51	100,60	99,74	99,99
						Числовые характеристики				по А.Н.Заварицкому							
a	14,1	6,6	13,3	13,6	15,7	15,5	14,5	14,8	15,2	11,4	14,3	16,4	15,8	15,6	15,2	20,1	11,4
c	3,1	9,5	7,0	5,1	2,2	2,0	2,4	1,5	2,3	7,5	5,9	1,9	1,3	1,6	2,2	2,2	4,5
b	7,3	29,6	18,3	14,0	5,1	4,3	5,3	4,7	5,6	23,2	14,7	3,9	2,5	5,6	2,7	5,3	18,1
в	75,5	54,3	61,4	67,3	77,0	78,2	77,8	79,0	76,9	57,9	65,1	77,8	80,4	77,2	79,9	72,4	66,0
a'	23,1	-	-	-	6,6	-	25,5	16,9	-	-	-	-	26,3	38,1	17,5	5,2	-
f'	49,1	47,1	48,6	49,7	64,5	68,7	55,5	60,6	65,1	48,8	57,1	58,1	63,2	47,6	65,0	72,7	43,3
m'	27,8	31,5	27,9	27,4	28,9	28,3	19,0	22,5	28,9	27,7	25,2	30,8	10,5	14,3	17,5	22,1	35,7
c'	-	21,4	23,5	22,9	-	3,0	-	-	6,0	23,5	17,7	11,1	-	-	-	-	21,0
n	71,0	82,2	83,1	69,7	59,5	59,5	67,0	58,7	60,4	73,1	71,0	59,8	54,6	59,0	70,4	63,0	83,3
q	16,7	18,7	13,1	16,4	21,0	22,0	8,8	9,9	19,3	22,7	21,3	18,8	23,7	21,5	15,0	27,3	9,0
t	0,5	2,6	3,6	1,3	0,4	0,4	0,3	0,3	0,4	2,3	1,5	0,2	0,3	0,4	0,1	0,6	2,1
q	19,7	-14,1	-10,8	2,3	20,4	23,4	24,2	26,9	-14,5	-4,3	-4,3	20,9	27,9	21,6	27,2	2,4	4,7
a:c	4,5	0,6	1,9	2,7	7,1	7,8	6,0	9,9	6,6	1,5	2,4	8,6	12,1	9,7	6,9	9,1	2,5

Состав оксидов	Содержание										Оксидов, вес. %									
	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34			
SiO ₂	67,40	59,18	59,92	66,40	65,69	69,34	69,18	67,90	67,44	75,34	74,68	72,96	70,14	74,52	75,23	56,76	59,82			
TiO ₂	0,33	0,47	0,80	0,49	0,58	0,33	0,34	0,32	0,40	0,13	0,06	0,20	0,35	0,18	0,16	0,94	1,20			
Al ₂ O ₃	15,85	18,91	16,79	16,31	15,13	15,42	14,85	15,73	15,27	12,81	14,06	13,26	14,98	12,65	12,98	16,46	14,94			
FeO	0,78	2,14	2,14	1,87	2,35	1,27	1,30	1,33	15,27	12,81	14,06	13,26	14,98	12,65	12,98	16,46	14,94			
MnO	2,65	2,72	3,87	2,01	2,11	2,29	1,58	2,15	1,55	0,76	0,10	0,15	0,81	0,71	1,03	2,29	3,10			
MgO	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03	0,034	0,04	2,36	1,36	0,71	2,48	1,60	2,51	0,82	5,24	3,59			
CaO	0,79	1,40	2,06	2,62	1,31	0,80	1,58	1,01	0,046	0,023	0,01	0,05	0,05	0,046	0,027	0,102	0,07			
Na ₂ O	2,54	3,31	4,12	1,09	2,27	0,66	0,52	2,70	1,11	0,20	0,11	0,39	0,55	0,43	0,40	3,83	3,20			
K ₂ O	4,55	5,65	4,40	5,00	4,95	4,25	4,80	4,33	1,92	0,60	1,10	1,59	1,37	0,44	0,89	6,10	4,30			
P ₂ O ₅	4,28	5,30	4,50	3,20	4,60	4,80	4,80	3,95	4,60	4,30	4,49	4,40	4,37	3,90	3,90	3,50	3,77			
П.п.п.	0,13	0,33	0,46	0,18	0,28	0,17	0,16	0,12	4,50	4,60	4,18	4,20	4,65	4,20	4,50	2,40	3,31			
Сумма	99,40	99,53	99,74	99,66	99,82	99,98	99,58	99,71	99,65	100,16	100,00	100,11	99,48	99,77	100,88	99,82	99,42			
Числовые характеристики																				
a	16,2	20,3	16,4	15,1	17,3	15,8	16,9	15,1	16,5	15,3	15,6	15,2	16,0	14,0	14,5	11,4	13,2			
c	2,4	2,6	3,2	1,3	1,3	0,8	0,6	2,9	1,8	0,5	1,3	0,9	1,6	0,5	1,0	5,7	3,5			
b	5,2	8,4	11,0	10,8	7,4	7,0	6,2	5,1	5,8	2,4	0,9	4,1	3,5	4,7	2,4	15,2	13,4			
в	76,2	68,7	69,4	72,8	74,0	76,4	76,3	76,9	75,9	81,2	82,2	79,8	78,9	80,8	82,1	67,7	69,9			
a'	-	-	-	30,1	-	36,8	18,1	-	75,9	-	17,8	-	10,2	24,1	4,3	-	-			
z'	61,9	54,1	51,0	30,7	52,5	44,3	40,4	60,9	60,8	75,7	66,2	58,1	63,6	61,2	68,3	45,3	46,0			
m'	26,3	28,7	32,0	39,2	28,9	18,9	41,5	33,1	60,8	13,5	16,0	16,1	26,2	14,7	27,4	41,8	40,7			
c'	11,8	17,2	17,0	-	18,6	-	-	6,0	31,5	10,8	-	25,8	-	-	-	12,9	13,3			
n	61,5	61,9	59,6	70,4	62,0	57,3	60,1	62,6	60,7	58,5	61,9	61,2	58,8	58,5	56,8	69,1	63,4			
φ	13,2	22,1	17,0	13,8	26,2	14,2	17,1	21,2	22,2	24,3	7,3	1,6	18,9	12,2	35,7	13,0	19,6			
t	0,4	0,6	1,0	0,5	0,7	0,3	0,3	0,4	22,2	24,3	7,3	1,6	18,9	12,2	35,7	13,0	19,6			
q	17,6	-5,8	2,8	14,1	12,1	20,4	18,2	20,7	0,4	0,1	0,1	0,2	0,4	0,2	0,2	1,3	1,5			
ато	6,8	7,8	5,1	11,6	13,3	19,8	28,1	5,2	17,0	32,5	31,9	28,3	24,2	33,2	34,2	6,9	9,6			
									9,1	30,6	12,0	15,9	10,0	27,4	13,9	2,0	3,8			

Примечание: архейские интрузии: 1 - обр. 2211Г - лейкограновый гранит, правобережье р. Сайбочи; 2-9 - протерозойские интрузии: 2 - обр. 6615 - пироксен-амфиболовый габбро, верховье р. Прав. Амгуннакачи; 3 - обр. 3006 - пироксен-амфиболовый габбро-диорит, верховье р. Сред. Мокла, 4 - обр. 2391 - биотитовый диорит, правый берег р. Сред. Мокла, выше устья р. Колбочи, 5 - обр. 4533 - роговообманково-биотитовый граносиенит, бассейна р. Посикачи, 6 - обр. 2916 - роговообманково-биотитовый гранит, верховье бассейна р. Посикачи, 7 - обр. 6476а - биотитовый гранит, верховье р. Чандуккола, 8 - обр. 2545 - биотитовый гранит, левобережье р. Джиты, 9 - обр. 4372 - биотитовый гранит, бассейн р. Найдены; 10-16 - палеозойские интрузии: 10 - обр. 429 - биотит-амфиболовый габбро-диорит, бассейн р. Амгуннакачи, 11 - обр. 310в - биотит-амфиболовый диорит, водораздел рек Уркинран-Джеловун, 12 - обр. 682 - биотитовый гранодиорит, бассейн р. Ненну, 13 - обр. 484г - лейкограновый гранодиорит, сассейн р. Кавынтакана, 14 - обр. 725ж - биотитовый гранит, левобережье р. Сред. Мокла, 15 - обр. 6059 - биотитовый гранит, правобережье р. Сайбочи, 16 - обр. 4499 - роговообманково-сиенит, правобережье р. Гунцак; 17-30 - тласовые интрузии: 17 - обр. 2485б - оливин-пироксеновое габбро, верховье р. Верх. Кавыткакана, 18 - обр. 4316 габбро-диорит, верховье р. Верх. Кавыткакана, 19 - обр. 4575б - биотит-амфиболовый сиенито-диорит, верховье р. Олонно, 20 - обр. 4577 - сиенит-амфиболовый сиенито-диорит, верховье р. Олонно, 21 - обр. 4067 - амфибол-биотитовый гранодиорит, верховье левого притока р. Сайбочи, 22 - обр. 4923 - биотит-амфиболовый гранодиорит, верховье р. Желовун, 23 - обр. 6430 - биотитовый сиенит, верховье р. Гунцак, 24 - обр. 4860 - биотит-амфиболовый гранодиорит, среднее течение р. Желовун, 25 - обр. 4250 - биотит-амфиболовый гранодиорит, правобережье р. Желкачи в низовьях, 26 - обр. 3070 - амфибол-биотитовый гранодиорит, водораздел рек Бурдичи - Олиты, 28 - обр. 4211а - лейкограновый с биотитом гранит, правобережье р. Амгуннакачи, 29 - обр. 6709а - лейкограновый с биотитом гранит, правобережье р. Сред. Мокла, ниже устья р. Барны; 31-34 - средние-позднеархейские интрузии: 31 - обр. 3015 - гранит-порфир, водораздел рек Аначар и Чокчокол, 32 - обр. 4845 - гранит-порфир, водораздел рек Желовун и Чокко, 33 - обр. 5887 - роговообманково-диоритовый порфирит, левобережье р. Кавыткакана, 34 - обр. 2338 - кварцевый диоритовый порфирит, водораздел рек Каранкит и Сред. Мокла. Анализы выполнены в химической лаборатории Читинского ГТУ, аналитики Н.Л. Иванова, Е.В. Саранина, Д.Е. Федорова, Т.А. Попова.

до крупнозернистого строением, большей частью отчетливо гнейсовидной текстурой, серой и зеленовато-серой окраской. Сходным является и минеральный состав этих пород. Они сложены плагио-класом (олигоцен-алезин) - 55-70%, амфиболом - от нескольких до 30%, биотитом - от долей до 20%, кварцем - 0-15%. В магматогенных разностях встречаются реликтовые зерна моноклинного пироксена. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, апатит, офеит, реже ортит и циркон. Некоторые отличия устанавливаются лишь в микроструктурных особенностях. Породы, развившиеся метасоматическими по кристаллическим станциям, не имеют признаков магмато-

генных структур и иногда содержат реликты мелкозернистого гранобластового агрегата суботрата. В магматогенных же породах, хотя и измененных метасоматическими процессами, сохраняются зерна плагиоклаза призматической и табличатой формы. Но и эти разности нередко нивелируются наложенным калиевым метасоматозом, что приводит к формированию крупных (до 3,5-4 см) неправильных и призматических порфиобластов калиевого полевого шпата. Порода при этом часто приобретает состав гранодиоритов.

Анализируя внутреннее строение выходов, можно отметить, что метасоматические диориты и кварцевые диориты, развившиеся по стратифицированным образованиям, существенно распространены лишь в Вушучи-Кавыткаканском выходе. В других местах, по-видимому, преобладают метасоматически преобразованные первично-магматогенные породы.

Результаты химических анализов габбро и габбро-диоритов (см. табл. 1, анализы 2, 3) показали, что по насыщенности кремнеземом они весьма близки между собой и приближаются к группе пород габбрового состава по Р. Дани. Сближающий анализ биотитового диорита (анализ 4) показывает, что по содержанию кремнезема породе близка диоритам. Для всех пород отмечается некоторое увеличение содержания фельдшпатазации диоритов и габброидов, тогда или иной степени фельдшпатазации диоритов и габброидов, что сопровождается биотитизацией темнопетельных минералов и раскиснением плагиоклаза.

Кильная серия комплекса раннепротерозойских срединно-основных пород представлена метаморфизованными порфиритами. Распространены они ограниченно и наблюдались в пределах полей развития диоритов и кварцевых диоритов.

Амфибол-биотитовые гранодиориты ($T_1^{\delta_1} P_1^{\delta_1}$),
граносиениты, сиениты, граниты ($T_1^{\delta_1} P_1^{\delta_1}$)

Перечисленные породы слатают выход площадью около 45 км² в крайней северо-западной части района (бассейна р. Посикачи), а также в северо-восточном углу площади (2,5 км²). Выход в бассейне р. Посикачи является частью крупного тела, расположенного на смежных с севера (Халкевич и др., 1967ф) и запада (Шулика и др., 1967ф) территориях. С юго-востока он ограничен полосою Гунцакского разлома. Вмещающие образования замещены позднеий-интрузивными, что не позволяет судить о первоначальной форме массива. Имеющиеся данные по внутреннему строению изученной части тела (гнейсовидность и пологосчатость пород, распределе-

фацциальных разновидностей) свидетельствуют, что массив имел северо-восточную ориентировку и, по-видимому, был согласен со структурным планом ранних протерозойд.

Среди слатающих выходов пород выделяются две фацциальные группы. Преобладающими являются среднезернистые порфиробластические отчетливо гнейсовидные гранодиориты, иногда на небольших участках фацциально переходящие в трансекситы, сикиты и граниты. В восточной части выхода среди них выделяется выклинивавшаяся к северу полоса шириной около 2 км, сложенная лейкократовыми мелкозернистыми, реже среднезернистыми гнейсовидными трансекситами и гранитами. Порфиробласты калиевого полевого шпата в них полностью отсутствуют. Переходы между отмеченными группами пород постепенные. Северо-западный выход сложен только породами первой фацциальной группы.

Гранодиориты представляют собой породы серого и светло-серого цвета. Гнейсовидная текстура их обусловлена плоскопараллельной или линейной ориентировкой порфиробластов калиевого полевого шпата, кристаллов роговой обманки и иногда вытянутых зерен кварца. Порфиробласты имеют размер от 0,4 до 1,5 мм по длинной оси, содержание их достигает 5-8%. Породы сложены платиноклазом (40-50%), калиевым полевым шпатом (25-35%), кварцем (15-25%), биотитом (3-5%), роговой обманкой (1-4%). Количество калиевого полевого шпата и кварца местами очень непостоянно. В одних случаях резко возрастает содержание калиевого полевого шпата при одновременном уменьшении количества кварца, в результате чего породы приобретают состав трансекситов и даже сикитов. Реже изменение пропорции калиевого полевого шпата и кварца обуславливает отклонение состава пород в сторону гранитов. Участки развития этих фацциальных разновидностей не могут быть показаны в масштабе карты.

Граносикиты и граниты второй фацциальной группы представляли собой породы светло-серого или розовато-серого цвета. Качественный минеральный состав их аналогичен описанному выше, количественный — отвечает нормальному составу гранитов и трансекситов. Те и другие породы имеют типичнодиоритовозернистую и ачирмоиднозернистую структуры, состоящие с пойкилобластовым и катакластической. Темноцветные компоненты обычно представлены биотитом и роговой обманкой ($2\mu = 54^\circ$, $c\mu g = 16-18^\circ$). Последняя часто замещается сикитом. Калиевый полевой шпат повсеместно обнаруживает признаки вторичного минерала, образует как мелкие неправильные аморфные выделения в основной ткани, так и крупные порфиробласты, выклинивающиеся

обычно мелкими реликтовыми зернами платиноклаза (олгоклаза № 20-24).

Все рассмотренные разновидности пород под микроскопом обнаруживают одинаковый спектр акцессорных минералов, представленных рудным, сфеном, аланитом, ортитом и цирконом.

Отсутствие контактов описываемых пород с более древними образованными затрудняет выяснение вопроса генезиса их. Такие их особенности, как наложенная интенсивная фельдшпатичизация и резкое непостоянство количественных минеральных соотношений позволяют предполагать, что в их формировании существенное значение имело метасоматическое замещение более ранних образований. Участками, по-видимому, претерпевших частичное перетавление. Видную интенсионную провизияцию процесса замещения, судить о составе исходных пород не представляется возможным.

Данные скликатьного анализа роговообманково-биотитовых трансекситов и гранитов (см. табл. I, анализ 5, 6) свидетельствуют о своеобразном химизме пород. Высокое содержание щелочей при низком количестве кальцияближает их со щелочными гранитами и сикитами по Р. Дэли. В то же время, по содержанию кремнезема они ближе стоят к щелочноземельным гранитам и гранодиоритам. Отмеченная особенность химического состава пород может служить дополнительным доказательством существенной роли метасоматических процессов при их формировании.

Биотитовые, амфиболовые граниты ($\gamma_2 P_4$)
гнейсо-граниты, платиограниты, гранодиориты
и трансекситы ($\gamma_2 - \gamma_2 P_4$)

Расматриваемые гранитоиды являются наиболее широко распространенными породами района. Площадь сложенных ими выходов измеряется сотнями квадратных километров. Наиболее крупные из них расположены в пределах Моклинского хребта, в бассейнах рек Дикте и Окиты, Бурунды и в долине р. Найденки. Наблюдаемые гнейсовидные и полочатые текстуры, а также ориентировка исколотов и сикитов более древних образований показывают, что на большей части территории тела описываемых гранитоидов имели северо-восточное, иногда близкое к меридиональному простиранию, согласное с раннепротерозойским дислокационным планом. Иначе залегает тела, расположенные в юго-восточной части района в пределах площади распространения архейских структур. Так, гранитоиды крупного (250 км²) выхода в осевой части Моклинского хребта имеют северо-западное согласное с архейскими простирание. В пре-

Декад этого же выхода откартировано два гранито-гнейсовых купола, ориентированных длинными осями в северо-западном направлении. Эти факты позволяют предположить, что структуры описываемых гранитоидов определялись, с одной стороны, пиклятивными и дизъюнктивными раннепротерозойскими дислокациями, с другой — наследовали структурный план архипа в местах наименьшей переработки последних.

В описываемой группе гранитоидов нами выделяются три типа пород: метасоматические, реоморфические и магматические. Они часто чередуются между собой и нередко образуют сходными признаками, что затрудняет детальное их расчленение. На геологической карте выделены только крупные поля с преобладающим развитием в той или иной тектонической разновидности. Участки преобладающего развития метасоматических разновидностей показаны как порфиробластические, реоморфические гранитоиды — как гнейсовидные и частично порфиробластические. На полях развития магматических гранитоидов структурных знаков нет.

Метасоматические гранитоиды развиты в юго-западной части площади. Крупный выход их протачивается непрерывной полосой шириной 2-10 км в северо-восточном направлении от р. Найденки до р. Буручи. По составу среди них выделяются биотитовые, иногда с амфиболом граниты, гнейсограниты, гранодиориты, редко трансоненгиты. Это неравномернозернистые, большей частью грубо порфиробластические отчетливо гнейсовидные породы серого или розовато-серого цвета с мелко- и среднезернистой основной тканью. Порфиробласты представлены кафельным полевым шпатом. Размер их колеблется от 0,4 до 5 см, а содержание — от 3-5 до 60% объема породы. Соотношения описываемых гранитоидов с вмещающими более древними диоритами и кварцевыми диоритами свидетельствуют о преобладавшем значении при их формировании процессов метасоматического замещения. При этом в породах выявляются, постепенно количественно возрастая, порфиробласты калиевого полевого шпата и увеличивается содержание кварца, т.е. породы становятся более лейкократовыми. Одновременно роговая обманка в значительной степени замещается биотитом.

Под микроскопом во всех разновидностях гранитоидов данного типа устанавливаются реликты исходных пород. Иногда основная ткань их неотличима от диоритов и кварцевых диоритов и обладает типичнодиоритовой зернистой структурой. Но чаще она представлена биастокатаклизитами, состоящими из сланцеватого мелкозернистого трансобластического биотит-кварц-полевошпатового агрегата, в котором

охраняются реликтовые зерна или скопления зерен первичного платоклаза. Отмечается повышенное содержание кварца, нередко образующего сравнительно крупные моноинеральные скопления.

Порфиробласты калиевого полевого шпата процессом биастокатаклиза не затронуты. Равности с биастокатаклизитовой основной тканью преобладают. По-видимому, становление этих гранитоидов было приурочено к мощной зоне катаклаза и раскоплевания.

Значительно отличаются от вышеописанных метасоматические гранитоиды, образующие крупный выход в верховьях рек Буручи и Чанлукока. Это довольно сложное образование слабо гнейсовидные, участки почти мажорантного сложения породы, содержащие в количестве до 10% порфиробласты калиевого полевого шпата размером от 0,4 до 1 см, редко до 2 см. Среди них установлено несколько петрографических разновидностей, что обусловлено вариациями содержания калиевого полевого шпата, обнаруживающего признаки метасоматического развития, и кварца. Незначительно фельдшпатизированные равности по составу отвечают биотитовым платиогранитам. Их типичнодиоритовозернистая элементная призматическзернистой структура в различной степени усложнена метасоматическими преобразованиями. Платиограниты сложены платоклазом (оптоклаз № 22-28, 55-70%), кварцем (25%), биотитом (4-10%), кафельным полевым шпатом (2-12%), образующим в основном порфиробласты. Иногда отмечается значительное понижение содержания кварца и породы по составу приближаются к кварцевым диоритам. При нарастающем процессе фельдшпатизации платоклазы переходят в порфиробластические гранодиориты и граниты. Акцессорные минералы всех этих пород представлены рудными, сфеном, ортитом. Весьма однообразный облик гранитоидов раскватриваемого выхода позволяет считать, что они образовались по довольно однородному субстрату, которым являлись, по-видимому, породы, близкие к платиогранитам.

Метасоматические граниты устанавливаются также в контактных зонах раннепротерозойских массивов, сложенных гранитоидами других двух типов, и в составе гранитных прослоев магматитов.

Реоморфические гранитоиды преобладающую часть выходов в бассейнах рек Ойкты, Дикты и в межуречье Мокшинского хребта, крупные выходы в долине р. Олонно, в межуречье Бушучи — Кавыткыкана, а также ряд мелких тел на других участках. Это мелко-среднезернистые породы желтоватого, розовато-серого и светло-серого цвета. Для них характерно широкое развитие гнейсовидных и полосчатых, а также слоисто-параллельных гневных текстур, наличие многочисленных склалитов более древних образований. В полях их развития наблюдается не-

законмерное чередование пород различного внешнего облика. По составу реоморфические гранитоиды соответствуют биотитовым гранитам. Содержание биотита колеблется от единичных чешуек до 10%, но обычно составляет 2-3%. Структура пород геотермогранитоидов с элементами аллотриоморфнозернистой, типичнооморфнозернистой и микрогравитической. В этих гранитах наблюдаются участки с микрогранобластовыми агрегатами, окруженные более поздними выделениями кварца. Кроме того, присутствуют и ксеноморфной формы зерна плагиоклаза и калиевого полевого шпата, которые могли выделиться при кристаллизации расплава, содержащего часть вещества, не прошедшего стадии плавления.

Между реоморфическими и метасоматическими гранитоидами в большинстве случаев наблюдаются постепенные переходы. Иногда, в частности на правобережье р.Найденики, граниты, относимые к группе реоморфических, занимают отчетливо секущее положение к ориентировке гнейсовидности и сланцеватости метасоматических гранитоидов, прорывая последние. Вероятно, пластичные массы вещества, из которого формировались реоморфические граниты, на некоторых участках испытывали перемещения.

М а т е р и а л ы развиты в центральных частях гранито-гнейсовых куполов. Они представляют собой массивные, реже слабо гнейсовидные мелко- и среднезернистые породы серого и светло-серого цвета, состоящие из примерно одинакового количества плагиоклаза (средний оптоклаз), калиевого полевого шпата и кварца при содержании биотита от 0,5 до 5%.

Среди акцессорных минералов встречаются рудный, апатит, циркон, офеит, ортит. Структура гранитов этой группы типичнооморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая. С реоморфическими гранитоидами они имеют постепенные переходы. На соседней с востока территории (Озерский и др., 1966) известны интрузивные соотношения магматических гранитов с реоморфическими.

Связанная с рассматриваемой группой гранитоидов жильная серия представлена мелко- и среднезернистыми лейкократовыми и олиготовыми гранитами и пегматитами. Эти породы состоят из много-численные жилы и прожилки во всех более древних образованиях, в том числе и в описанных гранитоидах. Жилы ориентированы обычно согласно с полосчатостью или гнейсовидностью вмещающих пород, но нередко отклоняются и секущие тела. По структурным признакам и составу граниты жильной серии аналогичны гранитоидам магматического происхождения. Пегматиты имеют средне-, крупно и грубо-зернистое строение, ортогексагональ, реже гравитическую структуру. Они состоят из полевого шпата и кварца, в незначительном коли-

честве отмечаются биотит, мусковит, магнетит, ортит, офеит. На геологической карте образования жильной серии не показаны из-за обильного их количества во всех более ранних породах и малых размеров тел.

Изучение химизма описанных гранитоидов показало, что по содержанию целочной и кремнезема они большей частью занимают промежуточное положение между целочноеземельными и щелочными гранитами по Р.Дэли (см. табл. I, анализ 7,8), а по насыщенности глиноземом ближе стоят к первым. Метасоматические граниты (анализ 9) по содержанию кремнезема и глинозема несколько отклоняются в сторону пород гранитопротитового состава.

Описанные группы пород основного, среднего, умеренно-кислого и кислого состава характеризуются обильностью структурного плана сложенных ими тел. Как указывалось, породы среднего и кислого состава метасоматически развиваются по стратифицированым образованиям архей или имеют с ними рывучие контакты. Подобный же характер контактов с архейскими образованиями установлен на соседней с востока площади (Озерский и др., 1966) и для умеренно-кислых пород. С нижнепротерозойскими отложениями в пределах площади листа соприкасаются лишь кислые породы. Нижнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы наблюдаются в виде конколитов в телах гранитоидов и повсеместно заметно тритизированы. Контакты обычно распылячае. Иногда в гнейсах и кристаллических сланцах встречаются прожилки гранитного состава, ориентированные под углом к текстурам вмещающих пород. На со-предельных территориях установлено, что основные и средние породы образуют в нижнепротерозойских отложениях разлпчной мощности слпсанные тела, а умеренно-кислые в одних случаях метасоматически замещают их, в других - имеют рывучие контакты (Озерский и др., 1966; Халкевич и др., 1967ф). Вышеизложенное позволяет относить рассматриваемые образования к единому тектоно-магматическому циклу. Учитывая пространный характер связи между этими породами, можно предположить, что их формирование происходило в раннем протерозое.

Ввиду того, что на данной площади нижнепротерозойские отложения развиты незначительно, сведения о положении выделенных групп пород в тектоническом цикле раннего протерозоя скудны. На сопредельных территориях группа средних - основных пород относится к докладчатой или раннекладчатой образованиям, умеренно-кислые гранитоиды рассматриваются как складчатые, а

наиболее поздние кислые гранитоиды — как сохлещатые, частично, возможно, позднехлещатые (Озерский и др., 1966). Можно предположить, что часть средних по составу пород второй группы генетически и во времени тесно связана с более поздними образованиями раннего протерозоя и представляет собой ранние продукты эволюции пели процессов гранитизации и метаморфозования, приведших к формированию огромных масс гранитоидов. Совместно с последними они образуют ранообразную гамму пород, весьма напомнимашуду выделенную Ю.А. Кузнецовым (1964) формации гранитоидных дагитов пестрого состава, сочетающуюся с формацией мигматитов амфиболитовой фации. Только основные породы и отчасти тесно ассоциируемые с ними диориты, обладающие признаками магматического происхождения, по-видимому, следует рассматривать как раннехлещатые образования.

РАННЕПАЛЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Породы этого комплекса широко распространены в районе. Общай площадью их выходов составляет около 900 км². Они складывают массивы площадью 50-160 км² в бассейнах рек Тундук, Амуннакчи, Верх. Чопко, Катлакачи, в среднем и верхнем течении р. Кавыктакан, в верховьях р. Джита и на левобережной части дельты р. Джеловун. Несколько более мелких тел известно и в других частях территории. В просторанственном размещении массивов и выходов устанавливается контролирующая роль крупных зон тектонических нарушений северо-восточного простирания. Так, например, Тундакский массив находится в мощной Тундакско-Кавыктаканской зоне разломов, а Катлакачинский массив — в Олекмо-Моклаканской зоне.

Многие тела и массивы удлинены в северо-восточном направлении согласно с контролируемыми их тектоническими нарушениями. Контакты их большей частью совпадают с линиями тектонических нарушений. В северо-восточных и юго-западных отграниченных массивах имеют нарушенные интрузивные контакты, которые часто являются резко секущими по отношению к внутренним структурам вмещающих раннепротерозойских образований. Сочетание разнообразных тектонических и интрузивных контактов обуславливает несправильную полигонально-угловатую форму массивов. Характер соотношения линий нормальных интрузивных контактов с элементами современного рельефа свидетельствует о крупном заглагании контактовых поверхностей.

Интрузивные тела отнесены к выделенным в регионе второй, третьей и четвертой фазам раннепалеозойского комплекса. Вторая фаза представлена биотитовыми и биотит-роговообманковыми, иногда с пироксеном диоритами, кварцевыми диоритами, габбро-диоритами, граносенитами. К третьей фазе отнесены плутоны, сложенные лейкократовыми и биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми гранитами, граносенитами, сиенитами, гранодиоритами. В четвертую фазу формируются шлоки лейкократовых биотитовых гранитов. Выделение трех фаз в комплексе основано на разных взаимоотношениях между ними. Коеголиты средних по составу пород различных размеров и формы часто наблюдаются в гранитоидах третьей фазы в верховьях рек Амуннакчи и Кавыктакан. В массиве гранитоидов третьей фазы на левобережной части бассейна р. Джеловун закартирован шток гранитов четвертой фазы, линии контакта которого секут граниты фациальных разновязностей массива. В составе комплекса выделяются также породы жильной серии: микрограниты, трахит-порфириты, аплиты, мелко-среднезернистые граниты, пегматиты. Резко преобладающими являются гранитоиды третьей фазы. Некоторые массивы (Тундакский, Катлакачинский, Верхнеоиктинский) полностью сложены ими. Массив на левобережье р. Джеловун сложен гранитоидами третьей и четвертой фаз. В строении остальных массивов принимают участие породы второй и третьей фаз. При этом наиболее крупные выходы пород второй фазы приурочены к краевым частям массивов.

Биотит-роговообманковые, редко с пироксеном, биотитовые роговообманково-биотитовые диориты, кварцевые диориты (δ_2 Pz₁), гранодиориты ($\gamma\delta_2$ Pz₁), габбро-диориты ($\gamma\delta_2$ Pz₁), граносениты ($\nu\delta_2$ Pz₁)

Породы второй фазы комплекса распространены лишь в северной половине листа. Общая площадь выходов их составляет 60 км². Они совместно с образовывающими третью фазу складывают массивы в бассейнах рек Амуннакчи, Верх. Чопко, в верховьях р. Кавыктакан и, как правило, представляют собой различной величины (от долей до 15 км²) коенолиты в более молодых интрузиях. Известны плутоны несогласные по отношению к структурам вмещающих раннепротерозойских образований (тело в верховьях р. Иркиран площадью около 10 км²).

Обычно каждый отдельный выход сложен какой-либо одной петрографической разновязностью с незначительным распространением других разновязностей, которые не могут быть показаны в масштабе

карты. Таборо-диориты слоятся основную часть крупного выхода в бассейне р. Амуньякачи, рач более мелких тел и конглолитов долины этого выхода и встречаются в андиоконтактовой зоне северной части выхода средних по составу пород в верховьях р. Иркиряк. Диоритами и кварцевыми диоритами, иногда переходными в сиенитопиориты, сложены тела в бассейне р. Сред. Мокли, в верховьях р. Иркиряна и некоторые мелкие выходы в верховьях рек Желонун, Амуньякачи, в бассейне р. Кавьятакана. Гранитоидиты слоятся в ла в верховьях левых притоков р. Желонуна и правых притоков р. Ненуну. В бассейне р. Кавьятакан в оплом из выходов преимущественно развиты гранодиориты, другой выход сложен полностью граносиенитами.

Тела, имеющие нормальные интрузивные контакты, обладают слабовыраженным зональным строением, обусловленным поведением андиоконтактовых фаций мелкозернистых, как правило, более основного состава пород. Все породы обладают схожим качественным минеральным составом и связаны постепенными переходами. Наличие большого количества петрографических разновидностей обусловлено значительными вариациями количественных соотношений породобразующих минералов. Преобладающей частью пород преобладают мелко-среднезернистое сложение. Таборо-диориты и меланократовые диориты андиоконтактовых фаций обычно мелкозернистые до тонкозернистых. Текстура пород массивная, редко тнейсовидная. Гранодиориты и граносиениты часто обладают порфировидным строением. Они содержат до 15% порфиробластов калиевого полевого шпата, длина которых составляет 0,5-2,5 см, редко - 3,5 см. Окраска пород изменяется от темной зеленовато-серой в таборо-диоритах до светлосерой в граносиенитах.

Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты имеют призматическозернистую структуру. В таборо-диоритах встречается таборовайт, иногда субобитовая и пайкилообитовая структура. В граносиенитах структура аллотриоморфнозернистая, часто вторичные бластомерные структуры.

Состав плагиоклаза колеблется от андезина № 45 в табородиоритах до олигоклаза № 24 в граносиенитах. Основными темными протинами компонентами являются зеленая роговая обманка (с/к = 16-26°) и темно-бурый биотит. В разнообразных таборо-диоритовых и диоритовых состава иногда в незначительных количествах (редко до 10%) содержится моноклиновый пироксен (с/к = 24°). Он замещается роговой обманкой и, по-видимому, бурым биотитом. Последний интенсивно развивается по роговой обманке. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатой разновидностью, часто развивается

по плагиоклазу до образования полных псевдоморфов. Вероятно, он в основном является наложенным минералом. Среди акцессорных минералов преобладают магнетит, титанит, апатит, циркон, ортит. Для характерности химического состава выполнены анализы для анализа биотит-амфиболовых таборо-диоритов и диоритов, биотитовых гранодиоритов (см. табл. I, анализы IO, II, I2). Для всех пород отмечается обогатенность щелочами по сравнению с близкими по составу породами по Р. Дэйли.

Лейкократовые и биотитовые, реже биотит-роговообманковые, двусложные и мусковитовые граниты ($\gamma_3 Pz_1$), граносиениты, сиениты ($\gamma_3 - \epsilon Pz_1$), гранодиориты ($\gamma_3 Pz_1$)

Среди гранитоидов третьей фазы выделяется несколько фациальных групп, отличающихся зональностью массивов и различный эрозивный срез их. Центральные части массивов в бассейнах рек Катгатакачи и Кавьятакана сложены неравнозернистыми средне-крупнозернистыми обычно порфировидными биотитовыми, иногда двусложными гранитами массивной, реже тнейсовидной текстурой. В андиоконтактах такие граниты сменяются мелко-среднезернистыми биотитовыми и лейкократовыми, а в южном и юго-западном андиоконтактах Кавьятаканского массива - мусковитовыми гранитами. Ширина андиоконтактовой зоны иногда достигает 2-3 км в плане. В других массивах и выходах наблюдаются значительные вариации состава и структурно-текстурных признаков слатящих их пород. В центральных частях их развиты в основном среднезернистые гранитоиды, но нередко отмечается чередование пород различной структуры от мелко- до крупнозернистой с постепенными переходами между ними. Текстура пород массивная и тнейсовидная. Часто тнейсовидная текстура является вторичной, обусловленной каталитическим воздействием зонных, в мелких телах и выходах пород также имеют мелко-среднезернистое сложение. Преобладающими являются лейкократовые с биотитом граниты, в которых содержится биотита колеблется от полей до 3%. Спорадически встречаются более меланократовые разновидности (5-7% биотита). В них же полевые роговая обманка (2-4%). В различных частях выходов среднетранитов встречаются лейкократовые с биотитом и биотитовые, реже биотит-роговообманковые граносиениты и сиениты. Обычно они слоятся небольшие по площади участки, которые нельзя показывать в масштабе карты. Лишь в центральной части массива в верховьях р. Окны биотит-роговообманковые граносиениты и сиениты слоятся участки площадью около 10 км². Иногда они постепенно переходят

В сиенито-диоритах. Такое строение имеет массив на левобережье р. Джеловун. В центральной части его развиты среднезернистые порфировидные биотитовые с роговой обманкой гранодиориты — граносиениты (10 км^2), слатящие, очевидно, апикальную часть интрузива. Они постепенно переходят в средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты, окаймляющие выход гранодиоритов — трансектитов замкнутой полосой шириной от 0,8 до 3 км в плане. Средне-крупнозернистые порфировидные граниты постепенно сменяются неравномернозернистыми мелко-среднезернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами, слатящими краевую фациальную зону этого массива.

Окраска лейкократовых и биотитовых гранитов желтовато-серая, розовато-серая и серая, иногда с сиреневатым оттенком. Роговообманково-биотитовые гранодиориты — граносиениты имеют серый цвет. Порфировидные выделения калиевого полевого шпата составляют 8-15%, размер их — от 0,6 до 2 см.

Породы имеют гранитовую и типичноморфнозернистую, реже аллотриоморфнозернистую структуру. В некоторых сиенитах и трансектитовых структурах присутствует кварц. В мелкозернистых гранитах эндоконтактовой фации Калдакчинского массива иногда наблюдается алтита с элементами перматовой. Отнесение пород к той или иной фации определяется вариациями в содержании главных породообразующих минералов: плагиоклаза (5-65%), калиевого полевого шпата (5-85%) и кварца (0-30%). Основным темноперецветным компонентом является бурый биотит (от долей до 7%, в гранодиоритах — до 15%). В некоторых разновидностях содержится до 5% роговой обманки ($2\mu = 80^\circ$, $\text{снг} = 17^\circ$). Встречается мусковит (двуосидные и мусковитовые граниты). Из акцессорных минералов установлены магнетит, титанит, анатит, ильменит, циркон, ортит. Плагиоклаз представлен олигоклазом ($\mu 22-30$). Калиевый полевой шпат образует зерна двух генераций. Зерна первой генерации характеризуются небольшими размерами, четкими коеноморфизмом, хорошо выраженной микрокилиновой решеткой. Пертитовые вросстки и включения плагиоклаза практически отсутствуют. Зерна калиевого полевого шпата второй генерации слатяты порфировидные выделения, часто имеющие таблитчатую форму. Микрокилиноватая решетка не наблюдается или выражена очень нечетко. Обычно присутствуют пертитовые вросстки (до 40%) и неправильные выделения плагиоклаза. Возможно, этот калиевый полевой шпат является повообразованным и развится метасоматически преимущественно по плагиоклазу.

Изучение химизма гранитов третьей фазы комплекса показало их близость к гранитам и алтитами по Р.Дэли (см. табл. I, анализы 13, 14, 15), от которых они отличаются несколько повышенной щелочностью. Проанализированный сиенит (анализ 16) по составу близок нормандиту.

Мелкозернистые граниты (14 Рз_1)

Граниты четвертой фазы комплекса слатяты шток площадью 3 км^2 , расположенный на левобережной части р. Джеловун. Это однообразные мелко-среднезернистые породы светло-серого цвета. Текстура гнейсовидная, выраженная ориентировкой тонкощупчатого биотита. Содержание биотита не превышает 2%.

Клинные образования комплекса представлены дайками микрогранитов, гранит-порфиров, мелкозернистых и алтитоидных гранитов. Они пророчены к массивам гранитов третьей фазы комплекса и эндоконтактовым зонам их. Протяженность даек в некоторых случаях превышает 100 м. В районе Калдакчинского массива гранитовидные жильные образования комплекса представлены мусковитовыми пегматитами. Строение их обычно крупнооблочное, реже встречаются более мелкозернистые разновидности с пильчатыми структурами.

Расчлененный комплекс является более молодым по сравнению с раннепротерозойскими образованиями. Об этом свидетельствует несогласная форма массивов, появление эндоконтактовых фаций, а также наблюдаемые активные контакты. Так, в верховьях р. Джеловун в таборо-диоритах второй фазы зафиксирован ксенолит угловатой формы размером $10 \times 18 \text{ см}$ среднезернистых гнейсовидных биотит-амфиболовых кварцевых диоритов. Линия контакта почти под прямым углом срезает гнейсовидность последних. В бассейне р. Ненгу в углом срезает второй фазы встречен ксенолит раннепротерозойских гранитов угловатой формы размером $5 \times 5 \text{ см}$. Контакт резкий, контактовые изменения в породах визуальны не отмечаются. В бассейне р. Андуннакти в гранитоидах третьей фазы зафиксирован ксенолит раннепротерозойских кристаллических слатней и гнейсов. В зоне контакта гнейсы значительно тринитизированы и мигматизируются, а граниты обстатывают биотитом (до 7-10%). Часто в гранитоидах и комплексе наблюдаются ксенолиты раннепротерозойских средних и основных пород, иногда нилтенсивно тринитизированных. В бассейне р. Кавыпакан в гранитах эндоконтактовой фации интрузии встречены ксенолиты раннепротерозойских гнейсовидных биотитовых гранитов угловатой формы размером $10 \times 5 \text{ см}$. Контактных изменений в поро-

Абсолютный возраст интрузивных образований X/

№ пробы	Геологический возраст	Место взятия образца	Минерал. порода	K, %	$\frac{Ar-40}{H\Gamma/T}$	$\frac{Ar-40}{K-40}$	Абсолютный возраст, млн. лет
6059	T ₃ Pz ₁	Верховье р. Дайбучи	Биотит	6,47	78,7	0,01	172
429	v ₂ Pz ₁	Бассейн р. Амгунь-Накачи	"	6,52	52,5	0,0066	115
682	T ₀ Pz ₁	Бассейн р. Ненду	"	6,10	55,5	0,00743	128
725Ж	T ₃ Pz ₁	Ленобережье р. Сред. Мокта	"	7,14	47,5	0,00547	96
484Д	T ₃ Pz ₁	Бассейн р. Кавик-Тахан	"	7,06	53,6	0,0062	108
4280	T ₀ Pz ₁ a	Бассейн р. Джек-Идэт	"	6,56	70,6	0,00883	152
4923	T ₀ Pz ₁ a	Верховье р. Джеловун	"	7,03	54,5	0,00635	110
6709А	T ₃ Pz ₁ a	Правобережье р. Сред. Мокта, ниже устья р. Бардыя	"	7,08	62,3	0,0072	125
686к	T ₃ Pz ₁ a	Бассейн р. Ненду	Транзит	3,79	28,7	0,0062	103
3070	T ₀ Pz ₁ a	Бассейн р. Бурунда	Биотит	7,06	92,0	0,0107	183
2631	T ₀ Pz ₁ a	Бассейн р. Дикта	"	6,77	38,5	0,00466	80
4845	T ₀ Pz ₁ a	Бассейн р. Джеловун	Транзит-порфир	3,90	28,1	0,0059	105
3015		Междуручье Верх. Чокчокол-Аначара	"	3,61	31,7	0,0072	125

X/ Анализ выполнен в лаборатории абсолютного возраста Читинского ИГВ.

дах не установлено. Верхняя возрастная граница комплекса определяется лишь равными соотношениями с ним образованный триасового (?) амананского интрузивного комплекса, что наблюдалось в верховьях рек Джеловун и Черная Солка.

Определения абсолютного возраста пород калий-аргоновым методом показывают от 172 до 96 млн. лет (табл. 2, анализы 1, 2, 3, 4, 5), что, очевидно, не соответствует фактическому возрасту.

На определенных площадях выделяется аналитичный комплекс, занимающий такое же относительное возрастное положение. Формирование его по мнению исследователей происходило в раннем палеозое (Рокин и др., 1966ф; Шужика и др., 1967ф). Это позволяет нам считать охарактеризованный комплекс также раннепалеозойским.

ТРИАСОВЫЕ (?) ИНТРУЗИИ

А м а н а н с к и й и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с

К амананскому интрузивному комплексу отнесены интрузии основных, умеренно-кислых и кислых пород, слагающих тела трехинного типа, резко несоотласные с древними структурами. Выделяются три интрузивные фазы: первая фаза — оливин-пироксеновые, пироксеновые и пироксен-амфиболовые габбро, габбро-диориты, биотит-амфиболовые диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, транссиениты, амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, сиениты; вторая фаза — биотит-амфиболовые кварцевые диориты, гранодиориты, транссиениты, амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, сиениты, гранодиориты, гранодиорит-порфир; третья фаза — лейкократовые биотитовые и аликситовые граниты. Со второй фазой связаны породы жильной серии, представляющие гранодиорит-порфирами, с третьей фазой — дайки аллитов, гранит-порфир.

Породы перечисленных интрузий часто образуют елинные зональные массивы, построенные породами второй-третьей фаз с последующими фашиальными переходами между разновозрастными одной и той же фазы. Обычно более ранние и более основные породы тяготеют к краевым частям массивов, а более молодые и кислые — к центральным.

Выходы пород амананского комплекса составляют около 1150 км². Наиболее крупными из них являются Джекдачунский массив — 340 км², западная часть Либочинского массива — 135 км² и Джеловунский массив — 130 км². Значительная часть тел имеет площадь выходов от 40 до 70 км². Они, как и упомянутые выше мас-

сивы, имеют полигонально-угловатые очертания в плане, а на некоторых участках — извилистые контуры. Известны и небольшие плутоны площадью от 0,5 до 15 км². В плане это близкие к изометричным или несколько удлиненные вдоль разломов тела. Сохранение прямоугольности контуров при пересечении различными элементами рельефа и наличие крутых углов падения ориентированных тектур свидетельствуют о крутом погружении контактовых поверхностей. Не исключается плитообразная форма крупных массивов со сравнительно неглубоким залеганием подошвы при наличии узких подводящих каналов. Это козвенно подтверждается "проозвучиванием" из-под интрузий линейных магнитных аномалий, фиксирующихся протерозойские структуры (Сачунов и др., 1969б).

Оливин-пироксеновые, пироксеновые и пироксен-амфиболовые габбро, габбро-диориты ($v-v_1, d_1, d_2, a$), биотит-амфиболовые диориты (z_1, d_2, a), гранодиориты (r_1, d_1, d_2, a), амфибол-биотитовые и биотитовые граниты (r_1, d_1, a), сyenиты (z_1, d_1, a).

Породы первой фазы амананского комплекса слоятся Диктинский массив (70 км²) и ряд мелких тел в западной и северо-западной частях площади. Диктинский массив имеет концентрически-зонное строение, обусловленное последовательной сменой кислых пород, слатящихся центральной частью массива, более основными, постепенно к его периферии. Выделяются следующие фации: биотитовые граниты (центральная фация), амфибол-биотитовые граниты — гранодиориты, биотит-амфиболовые гранодиориты и биотит-амфиболовые кварцевые диориты, диориты, сyenито-диориты (краевая фация). Граниты центральной фации имеют мелко-среднезернистую структуру и содержат реликты порфировишние выделения калиевого полевого шпата размером 7-8 мм. Остальные породы обладают среднезернистым сложением. В гранодиоритах содержится порфировишних выделений увеличивается до 15-20%, а размеры — до 2 см, в кварцевых диоритах и сyenито-диоритах их количество вновь уменьшается до реликтов, а в диоритах они исчезают. В зоне энпоконтакта в диоритах выявляются прооксидная ориентировка темноцветных минералов.

Другое строение имеет интрузивное тело в верховьях р. Ам-Куннакеч. Северо-западная часть его сложена сyenито-диоритами. В юго-восточной части этого тела преобладают биотит-амфиболовые граносyenиты, переходящие часто в гранодиориты и граниты. Учасками здесь развиты биотит-амфиболовые сyenито-диориты и сзе-

ниты. Сyenито-диориты слоятся также энпоконтактово фациями шириной в первые десятки метров.

Третий тип зональности установлен в интрузивах, расположенных на водоразделе рек Сикты — Найденки и в долине р. Берх. Ка-выкатан. Центральная часть первого сложена преимущественно мелкозернистыми пироксен-амфиболовыми габбро-диоритами, а краевая зона шириной до 50 м — тонкозернистыми биотит-пироксеновыми габбро-диоритами. В центральной части второго тела установлены крупнозернистые пироксеновые и пироксен-амфиболовые габбро, габбро-диориты, а в краевой зоне шириной 50-100 м — среднезернистые оливин-пироксеновые габбро. Остальные интрузивные тела первой фазы комплекса сложены какой-либо одной петрографической разновидностью пород.

Габбро и габбро-диориты — среднезернистые, реже крупнозернистые или мелкозернистые до тонкозернистых массивные породы темно-серого до черного цвета. Структура их габброобразная с участками венцовой и кекифитовой. Породы более кислого состава в большинстве своем имеют среднезернистое порфировишнее сложение и цвет от темно-серого до розовато-серого. Они обладают призматическозернистыми, типичноморфнозернистыми и гранитовыми структурами. Состав пород первой фазы комплекса определяется соотношением следующих породообразующих минералов: плагиоклаза (от лабрадора № 55 в габбро до олигоклаза № 22 в гранитах и сyenитах), оливина (состав: фортерита — 25%, фойалита — 75%), тилера (состав: фортерита — 25%, фойалита (2V = 48-(+60)°, смена (2V = 50-58°, $oNg = 9-11^\circ$), долопид (2V = 48-(+60)°, $oNg = 36-44^\circ$), роговой обманки (2V = 62-72°, $oNg = 25-30^\circ$), биотита, калиевого полевого шпата. Соотношения породообразующих минералов отвечают нормативным составам, согласно которым порода отнесены к тем или иным фациальным разновидностям. Акцессорные минералы представлены пиритом, магнетитом, сфеном, анатитом, шпинелом, редко ортитом. В габбро и габбро-диоритах иногда встречается еще шиннелль.

Породы первой фазы комплекса обладают повышенной щелочностью. Среди них выделяются насыщенные кремнекислотой и умеренно-богатые щелочами (см. табл. I, анализы 17, 20), слегка недоиспещенные кремнекислотой и богатые щелочами (анализ 19), переходящие в кремнекислотой и умеренно-богатые щелочами (анализ 18) породы. По Р. Дэли они приближаются к кварцевым габбро, щелочноземельным сyenитам (анализ 20), нормаларкитам и щелочным гранитам (анализ 18).

Биотит-амфиболовые диориты ($\epsilon_2 T^2 a$), кварцевые диориты ($\delta_2 T^2 a$), гранодиориты ($\gamma_2 T^2 a$), граносиениты ($\gamma_3 T^2 a$), амфибол-сиенитовые и сиенитовые граниты ($1_2 T^2 a$), сиениты ($\delta_2 T^2 a$), гранодиорит-порфиры ($\gamma_2 T^2 a$), дайки гранодиорит-порфиры ($\gamma_2 T^2 a$)

Перечисленные породы второй фазы комплекса слатяют Джеддачинский и Желовуцкий массивы, разобщенные выходы в западной части Моклаканского массива и ряд более мелких тел. По строению и частично составу массивы различаются на две группы. Первые имеют концентрически-зональное строение. Типичным среди них является Джеддачинский массив. Центральная часть его (площадь 10-14 км) сложена среднезернистыми порфировидными биотитовыми и амфибол-сиенитовыми гранитами. Содержание темноцветных минералов в последних достигает 3-4%, кварца - 25-30%. Наиболее лейкократовые разновидности содержат около 1% биотита и имеют крупнозернистое сложение. Биотитовые и амфибол-сиенитовые граниты за счет повышения содержания темноцветных минералов (7-20%) и уменьшения количества кварца (до 20-25%) переходят в биотит-амфиболовые граниты и гранодиориты, которые опоясывают центральную часть массива полосой шириной от 2 до 7 км. Последние переходят в биотит-амфиболовые гранодиориты - кварцевые диориты, ходяте в биотит-амфиболовые гранодиориты - кварцевые диориты, слагающие крайнюю северо-восточную часть массива в виде полосы шириной от 0,5 до 2 км. При этом содержание кварца уменьшается до 10%. При переходе от гранитов к кварцевым диоритам содержание порфировидных выделений сокращается от 15-20% до единичных а их размеры уменьшаются от 10-30 до 5-7 мм. В андиоконтактовой зоне кварцевые диориты приобретают мелко-среднезернистое сложение и тнейсовидную текстуру. Аналогичное строение имеет Моклаканский массив.

Тела другой группы сложены биотит-амфиболовыми гранодиоритами и гранитами, состав которых нередко отклоняется в сторону граносиенитов и сиенитов. Часто фиксируются эндиоконтактовые зоны шириной в первые десятки метров, образованные гранодиорит-порфирами. Порфировые выделения каппевого полевого шпата наблюдаются во всех фациях. В порфировых выделениях гранодиорит-порфиры кроме него полевые платиоклазы и в незначительных количествах кварц, биотит и амфибол. Количество порфировых выделений варьирует от 20% в гранодиоритах до 50% в гранодиорит-порфирах, а размеры порфировых выделений каппевого полевого шпата

колеблется от 2 см в гранодиоритах до 7-8 мм в гранодиорит-порфирах. Содержание темноцветных минералов в последних составляет 1-2% по сравнению с 7-20% в гранодиоритах. Гранодиорит-порфиры аналогичные гранодиорит-порфирам андиоконтактовых зон, слатяют ряд даек северо-восточного простирания мощностью до 50 м на правобережье верхнего течения р. Ундяк.

Для гранитоидов второй фазы комплекса характерны среднезернистые порфировидные сложение и массивная текстура. В зонах эндиоконтактов отмечается плоскостная ориентировка темноцветных минералов. Структура пород типичнозернистая и гранитовая. Основность платиоклаза возрастает от эпидиоклаза № 23-28 в гранитах и граносиенитах до андезина № 35-43 в кварцевых диоритах. Каппевый полевой шпат обычно имеет решетчатое строение. Роговая обманка ($2V = -60-63,5^\circ$, $сNg = 20-25^\circ$) имеет зеленую окраску, а биотит - темно-коричневую. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, сфеном, апатитом, цирконом, реже ортитом. Гранитоиды второй фазы комплекса отличаются повышенной щелочностью. Среди них выделяются слабо пересыщенные кремнекислотной и богатые щелочами породы (см. табл. 1, анализы 21, 22), пересыщенные кремнекислотой и умеренно-богатые щелочами (анализы 25, 26). Часть из них по составу занимает промежуточное положение между нормандритами и гранодиоритами по Р. Дэйли (анализы 21, 23). Другая часть по составу приближается к щелочным гранитам (анализы 25, 26).

Лейкократовые биотитовые и андикитовые граниты ($\gamma_3 T^2 a$)

Граниты третьей фазы аманганского комплекса широко развиты в западной части Колбочинского массива (135 км²) и в верховьях р. Нену (70 км²). Несколько более мелких выходов их площадь от 5 до 40 км² известно в других местах плато. Центральные части тел слатяют среднезернистые до крупнозернистых, иногда порфировидные граниты. В андиоконтактовых зонах они сменяются мелкозернистыми алитовидными гранитами и алитами, иногда переходящими в гранит-порфиры. Распространение андиоконтактовых разновидей в пределах каждого тела зависит от характера кровли и величины эрозийного среза.

Граниты имеют светло-серую и розовато-серую окраску, массивную текстуру. В порфировидных гранитах выделенники представляют каппевым полевым шпатом. Количество их достигает 5%, размер - 2-3 см. В гранит-порфирах выделенники сложены квар-

дем и кагивым полевым шпатом и составляют до 10-15%. Структура пород типиломорфнозернистая, гранитовая, реже аллопироморфно-зернистая и аplitовая. Они состоят из платноклаза (оптоклаза № 23-28) - 20-40%, нерешетчатого кагивого полевого шпата - 25-50%, кварца - 30-35%, биотита - от единичных зерен до 5%. Акцессории представлены магнетитом, апатитом, илменитом, редко сфеном и ортитом. По химическому составу граниты относятся к пересыщенным кремнекислотой и богатым щелочами породам (см. табл. 1, анализы 27, 28, 29, 30). По Р. Дэйли они близки к аплитам и гранитовым аплитам (анализы 27, 28) или щелочным гранитам (анализы 29, 30).

С гранитами третьей фазы комплекса связана жильная серия пород, представляющая мелкозернистыми лейкократовыми с биотитом гранитами, аплитами и гранит-порфиритами. Дайки различно ориентированы, обычно ветвящиеся. Мощность их - от первых сантиметров до 5-7 м. Дайки локализируются главным образом в массивах второй и третьей фаз комплекса.

Выделение трех фаз в составе амананского комплекса основано на наличии различных взаимоотношений между оптическими ассоциациями пород. В западной и северо-западной частях Желтовульского массива в трансопиритах - трансопиритах второй фазы содержится многозначенные ксенолиты биотит-амфиболовых диоритов первой фазы. Амфибол-биотитовые трансопириты - трансопириты второй фазы образуют в пиритах выклинивающиеся жилы. Факты проявления гранитами третьей фазы пород первой и второй фазы устанавливаются повсеместно.

Резко несогласный характер массивов амананского комплекса по отношению к структурам вмещающих пород, третий тип локализации, наличие мелкозернистых фаций в андиоконтактах и порфиритовые фации пород жильной серии свидетельствуют о том, что формирование интрузии связано с крупными расколами фундамента и произошло в типобазальтных условиях. Внедрение магм различного состава было обильным во времени. В процессе развития магматического очага происходила закономерная смена состава магм от основного до умеренно-кислого и кислого. Зональное строение отдельных тел, сложенных породами одной фазы, объясняется дифференциацией магмы на месте.

Возрастное положение комплекса определяется тем, что породами его прорывают все магматические образования докембрийского возраста, что фиксируется при площадном картировании по специальному характеру массивов, наличию андиоконтатных зон и не-

посредственными наблюдениями над контактами. Прорывание породами первой фазы амананского комплекса гранитов третьей фазы раннекаледонского комплекса наблюдается в верховьях р. Аманнакачи, где последние складчат утловатые ксенолиты в амфибол-биотитовых трансопиритах. На соседних территориях установлено, что породы амананского комплекса прорывают граниты раннекаледонского комплекса и перекрываются эффузивами средней - верхней юры (Озерский и др., 1969; Федоренко и др., 1965ф; Шулика и др., 1967ф). Определения абсолютного возраста пород комплекса калий-аргоновым методом дают цифры от 183 до 80 млн. лет (см. табл. 2, анализы 6, 7, 8, 9, 10, 11). Аналогичная картина наблюдается и на обширной территории Олекмо-Витимской горной страны, где эти значения колеблются от 270 до 110 млн. лет, хотя большинство их соответствует триасу - юре. Учитывая вышесказанное, возраст амананского интрузивного комплекса условно считается триасовым.

С р е д н е - п о з д н е д р с к и й с у б в у л к а н и ч е с к и й к о м п л е к с

Гранит-порфириты (г^пд-з), дайки гранит-порфиритов (г^пд-з),
микродиоритов, диоритовых и кварцевых диоритовых
порфиритов (в^пд-з)

Гранит-порфириты образуют дайки и штоки удлиненной или неправильной в плане формы. Большинство даек расположено в верховьях р. Чокчокол и в верховьях р. Карачикит. Они образуют поясы северо-восточного простирания шириной 4-5 км. Трупа даек расположена в верховьях рек Аманнакачи и Сайбочи. В других местах дайки гранит-порфиритов встречаются эпизодически. Дайки имеют преимущественно северо-восточное простирание и мощность от 2-3 до 10 м. Длина их обычно не превышает 100 м. Для единичных даек установлена мощность до 50-70 м и протяженность до 2 км (верховья рек Бурундчи, Сайбочи). В бассейне р. Карачикит и верховьях рек Бурундчи, Чолко, Аначара и Мал. Джурата закартированы штоки гранит-порфиритов удлиненной формы. Размеры выходов их - от 0,2х1,5 до 0,5х5 км. Простирание северо-восточное, реже северо-западное. Штоки неправильной формы площадью от одного до нескольких квадратных километров известны в верховьях рек Сред. Мокья, Мал. Джурала, Аманнакты. В междуречье Чолко - Желдовуна расположен наиболее крупный (70 км²) шток этих пород.

Гранит-порфириты - породы розовато-серого и темно-серого цвета. Они содержат до 30-40% крапленников размером от 0,2 до

5,5 мм, представленных кварцем, плагиоклазом (олигоклазом № 22-27), калиевым полевым шпатом. Часто зкрасленники имеют идиоморфную форму. Структура основной массы микрогранитовая, микрогранитовая, сферолитовая и микрофельзитовая.

Дайки, сложенные средними по составу породами, встречаются в небольшом количестве в пределах всей площади. Простирание их северо-восточное и северо-западное, мощность от 2-3 до 25 м.

Длина не превышает первых десятков метров. Дайка диоритовых порфиритов на правобережье р. Бушучи прослеживается на расстоянии 1 км. По составу породы соответствуют роговообманковым и биотит-роговообманковым микродиоритам, диоритовым и кварцевым диоритовым порфиритам. Цвет их зеленовато-серый или темно-серый. Структура афировая или порфировая. В порфирных разностях количество зкрасленников колеблется в пределах 2-5%, достигая иногда 10%. Они сложены андезитом № 32-48, роговой обманкой и биотитом. Основная масса типоморфнозернистая, призматическзернистая и диабазовая. Она состоит из микролитов плагиоклаза (андезина), роговой обманки, биотита и акцессориев: магнетита, алдита, сфена. Количество последних достигает 2-3%. В кварцевых диоритовых порфиритах присутствуют кварц и калиевый полевой шпат.

По химическому составу (см. табл. I, анализы 31, 32) гранит-порфирн относятся к пересыщенным кремнекислотой и богатым щелочами пород и близки к аллитовым гранитам по Р. Дэли. Химические анализы группы средних пород (анализы 33, 34) показывают, что они слабо пересыщены или насыщены кремнекислотой, бедны щелочами и по составу близки к диоритам по Р. Дэли.

Для описанных образований установлен лишь нижний возрастной предел: они прорывают гранитоиды амананского комплекса. Определения абсолютного возраста гранит-порфиров (см. табл. 2, анализы 12, 13) дали цифры 105-125 млн. лет. Учитывая широкое распространение в Восточном Забайкалье близких по составу типобазальтных образований средне-позднеюрского и юрского возраста, возраст описанных субвулканических пород условно датируется средней - поздней юрой.

РАННЕМЕЛОВЫЕ (?) СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИНТРУЗИИ

Андезитовые порфириты (ан. Ст. 17)

Немногочленные дайки андезитовых порфиритов сосредоточены в потоке шириной 8 км, вытянутой в северо-восточном направлении от руч. Деселый до верховой р. Амундакты. Они имеют мощность

1-2 м. Андезитовые порфириты - темно-бурые до черных породы с порфирной структурой. Зкрасленники, составляющие 5-10% объема породы, представляют андезитом № 46, реже моноклинным пироксеном и рудным минералом. Основная масса имеет тиалоплатитовую или интересеральную структуру. Она состоит из микролитов плагиоклаза (андезин № 46-48), хлорита, рудного вещества и продуктов деградификации. Акцессорные минералы: магнетит и апатит.

Возрастное положение андезитовых порфиритов не ясно. Установлено, что они прорывают гранитоиды второй фазы амананского комплекса. К юго-востоку от района работ в Туингурской депрессии (Озерский и др., 1969) установлено прорывание андезитовыми порфиритами верхнеюрских - нижнемеловых отложений.

Заканчивая характеристику интрузивных образований, остановимся на определении принадлежности их выделяемым магматическим формациям. Среди архейских интрузивных и ультраметаморфических образований, учитывая их состав и геологическую обстановку формирования (тесная связь с комплексом, метаморфизованном в условиях гранулитовой фации) выделяются спилито-диабазовая формация (амфиболиты) и формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов (граниты и гранито-гнейсы). Раннепротерозойские магматические образования среднего - основного состава (диориты, таборо, анортозиты, таборо-диориты) характеризуются значительной вариацией состава, что объясняет их сформирование в основном ультраметаморфическое происхождение. В розов имеют в основном ультраметаморфическое происхождение. В розовых регионах метаморфизма амфиболитовой фации. Это позволяет отнести раннепротерозойские гранитоиды к мигматит-гранитовой формации.

Раннепалеозойские интрузии трехинного типа сформированы в три фазы: среднетого - основного состава породы ранней фазы и кислые - более поздних двух фаз. Образование каждой фазы характеризуется значительными вариациями петрографического состава. Дайковые породы развиты незначительно. По указанным признакам раннепалеозойские интрузивные образования больше всего соответствуют таборо-диорит-гранодиоритовой формации.

Отличительными чертами интрузий триасового (?) амананского комплекса являются весьма пестрый петрографический состав, варьирующий от таборо до сиенитов, повышенная щелочность, обусловленная широкое развитие сиенит-диоритовых и граносиенитовых фаций, и многофазовость. В составе щелочей преобладает калий.

Такие признаки выявлены наиболее характерными для палео-монитинит-олигитовой формации.

Интузивные образования средне-позднеюрского субвулканического комплекса имеют все признаки формации субвулканических гранитов. Они образуют небольшие тела, сформированные в приповерхностных условиях, сложенные породами эффузивного облика. На определенных площадях уславливается тесная связь их с позднеросскими эффузивами кислого состава.

Раннеюрские (?) андезитовые порфириты принадлежат, очевидно, андезитовой формации. На определенной площади в Тулгирской депрессии известны их эффузивные аналоги (Рокин и др., 1966).

ТЕКТОНИКА

Территория расположена в западной части Алдано-Битумского шита (Лазыко, 1956), в пределах складчатой области Становика-Джугджур, завершившей геосинклинальное развитие в раннем протерозое. В раннем палеозое и в мезозое район является ареной активизации тектоно-магматической деятельности, проявляющейся во внедрении крупных трещинных интрузий разнообразного состава и в формировании сложных систем разрывных нарушений. В позднем мезозое сформировался верхний структурный этаж.

В строении докембрийского фундамента принимают участие архейские и раннепротерозойские образования, складывшие два самостоятельных структурных этажа. Изучение особенностей их строения затруднено ввиду чрезвычайно широкого проявления разновозрастных ультраметаморфических и магматических процессов. Архейские образования, складывшие комплекс оснований раннепротерозойской геосинклиналь, развиты в юго-восточной части территории, которая входит в состав Мокляканской глыбы архея, обладающей некоторыми чертами, характерными для средних массивов (Шульц-Линер, Озерский, 1967; Шульц-Линер и др., 1968). Северо-западная граница этой глыбы, судя по расположению выходов архея и нижнепротерозоя на территории шита и сопредельных площадях, проходит от Верховьев р. Бурундя к верховьям р. Кавыктакан (см. рис. 1). Известные севернее ее южнопротерозойские отложения сформированы уже в пределах Калаканского синклинория (Шульц-Линер, Озерский, 1967).

Архейские складчатые структуры протогеосинклинального (по Е. В. Тавловскому) этапа развития имеют северо-западное и близкое

к широтному простиранию, характерное для всех известных выходов архея в Забайкалье. Примером структур северо-западной ориентировки (295-320°) может служить Караякитская антиклиналь. Длительнее прослеживается по выходам минской свиты в бассейне р. Карапиг и на водоразделе рек Бушучи - Иркинран, на крыльях развиты образования чадорской свиты. Размах крыльев складки превышает 10 км. Ее широкое юго-западное крыло осложнено, по всей вероятности, складками более высоких порядков, иногда опрокинутыми, с углами падения крыльев 50-80°.

Фрагменты субширотной Закалаканской синклинали запад-северо-западно простирания изучены в междурежье Найденки - Калакачи и на сопредельной с юга территории. На площади шита расположено ее северное крыло и участок центрально-интегрального замыкания, в значительной степени нарушенные при внедрении массива раннепалеозойских гранитов. В строении складки принимают участие породы шурлушанской и чадорской свиты, простирание слоев которых меняется в западном направлении от 290 до 0°. Углы падения вышележащих до 45-30°. Субширотные и северо-западные простирания слоев уславливаются и в других выходах архея в бассейне р. Берх-Мокли. Выглядывают в складчатые структуры и небольшие по размерам пластовые тела архейских амфиболитов и гранитоидов.

Плакативные структуры раннепротерозойского этажа, сформировавшегося в геосинклинальном этапе развития района, ввиду крайне неограниченного распространения отложений этого возраста не могут быть расшифрованы. Наибольшие коенолиты южнопротерозойских мочуев и кристаллических сланцев имеют северо-восточную (50-70°) ориентировку, совпадающую с направлением складчатых структур в южной части Калаканского синклинория (Шулика и др., 1967ф; Хачевич и др., 1967ф), облекающих архейскую глыбу.

На всей площади шита широко развиты раннепротерозойские интузивные и ультраметаморфические образования, принадлежащие формации батолитов пестрого состава и мигматитов амфиболитовой фации. Их тела обнаруживают зависимость элементов внутренней тектоники от общей структуры протерозоя. В пределах распространения этого комплекса выделяются две зоны, различающиеся по структурному плану. На большей северо-западной части изученной площади устанавливается более или менее выдержанное северо-восточное, местами до меридионального направление выходов интузивных образований, отвечающее генеральному раннепротерозойскому структурному плану ретсона в целом. Линейность структур инт-

да нарушается куполовидными поднятиями. Так, в междуречье Чанджукота - Бурлуцци по замерам тейсовидности и конфигурации выходов различных пород закартирована восточная часть Бурлуццинского купола, выделенного В.И.Шулкиной (1967ф). Купол диаметром 16-18 км имеет в плане близкую к изометричной форму и характеризуется крутыми углами падения крыльев.

Другая картина наблюдается в юго-восточной части района, где развиты архейские стратифицированные образования. Тела раннепротерозойских гранитоидов на этой площади наследуют направление структур архейского этапа складчатости. Показательным в этом отношении является крупный выход гранитоидов раннего протерозоя в пределах Моклинского хребта. При северо-восточной ориентировке выхода в целом, что обусловлено более поздними флювиальными перемещениями, наблюдается северо-западное простирание структурных элементов, полностью подчиненное дислокационному плану архейского комплекса. Такое удлинение имеет, в частности, Аму-нактынский и Моклаканский гранито-тейсовый купола. Ядра их размером до 12х7 км сложены массивными гранитами значительного этапа раннепротерозойского ультраметаморфизма и магматизма, периферийные части - отчетливо тейсовидными гранитоидами, насущенными пластовыми и линзовидными ксенолитами и скелитами более ранних образований.

Наблюдаемые различия в особенностях структурного плана могут быть объяснены тем, что северо-западная часть площади в раннем протерозое была полностью переработана складчатыми движениями, в то время как юго-восточная часть представляла собой более устойчивый жесткий блок. Граница между этими участками проходит от бассейна р.Найденьки в северо-восточном направлении, примерно совпадая ниже устья р.Джегдаци с долиной р.Фред.Мокта. Здесь, по-видимому, существовала крупная тектоническая зона, о наличии которой свидетельствуют следующие данные. Развитые в северо-восточной части ее в междуречье Бурлуцци - Кавытакан кристаллические сланцы минской свиты архея, как показывают изучение шрифтов, нередко превращены в биостокатактазиты и биостомитонитам метасоматически развиваются раннепротерозойские диориты. К этой зоне приурочены и наиболее крупные выходы раннепротерозойских магматических пород основного и среднего состава. Последние на участке зоны между долинами рек Найденьки и Верх.Кавытакана часто катаклизированы и расчленованы.

В юго-западной части характеризуемой зоны закартированы крупные поля раннепротерозойских метасоматических пойкиробластических гранитоидов, в которых почти повсеместно встречаются негониостомы переработанные процессами метасоматоза реликты катаклизированных и расчленованных диоритов. Вероятно, что формирование таких крупных масс метасоматических гранитоидов, развившихся по диоритам, также обусловлено существованием здесь в раннем протерозое тектонически ослабленной зоны.

Крупная раннепротерозойская зона нарушения существовала и в северо-западной части площади на границе Моклаканской глыбы архея и Калманского эвектинория. Но она полностью залечена раннепротерозойскими и более поздними интрузивными образованиями. О ее наличии и положении в современном эрозийном срезе в некоторой мере свидетельствуют выходы раннепротерозойских габбро и диоритов, проследившиеся в полосе близширотного направления от долины р.Чанджукот в верховья р.Кавытакан. Примерно с этой же полосой соединяет граница площадей с резко развитыми значительными магнитного поля (рис.2). Последняя фиксируется четко выделенными значительным (200-400 гамм) традиционным магнитного поля и прослеживается на большом протяжении - от западной границы территории до р.Кавытакан.

Наличие близширотной зоны разломов раннепротерозойского заложения можно предполагать в долине р.Моклакан, где часто встречаются биостокатактазиты и биостомитониты по породам чадорской свиты архея. Эта зона четко прослеживается восточнее, на площади листа N-50-XI (Озерский и др., 1966).

Раннепалеозойские интрузии габбро-диорит-трапоидиоритовой формации (Кузнецов, 1964) сосредоточены в пределах двух зон, занимающих секундарное положение по отношению к архейским и раннепротерозойским структурам и возникших в результате активизации тектоно-магматической деятельности. Северная, Тунгуская, зона шириной 30-35 км прослеживается по левобережью р.Фред.Мокты в северо-восточном направлении (60-70°), несколько сужаясь в бассейне р.Кавытакана. Она включает подвздыщую часть раннепалеозойских массивов. Южная, Моклаканская, зона имеет широтное простирание. В ее пределах расположены Верхнеоктинский и Катаклинский массивы. Шириня зоны на площади листа не превышает 10 км.

Интрузивные массивы имеют погитонально-уплощенные очертания в плане и крутые углы падения контактовых поверхностей. Карактерны массивные текстуры пород и, в отдельных случаях, зональ-

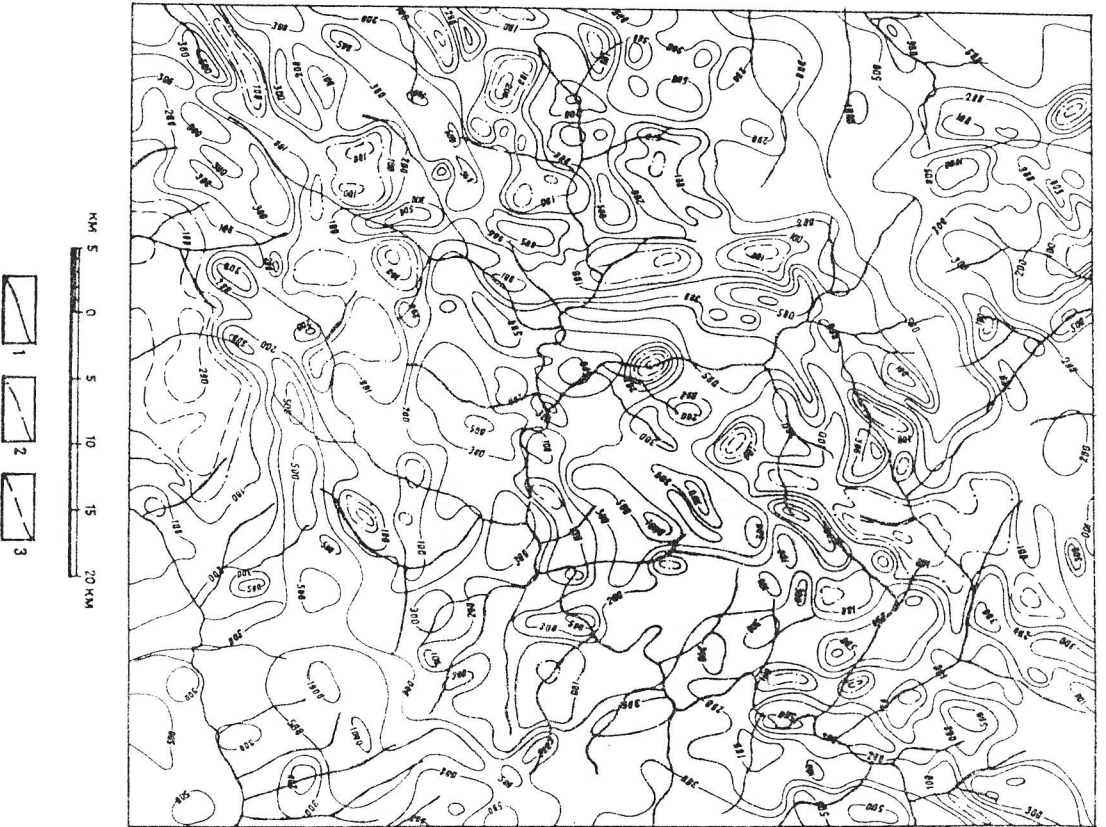


Рис. 2. Карта изолиний аномального магнитного поля (по Огородникову, Мастялину, 1965)
Значения ΔTа (в гаммах): 1 - положительные, 2 - нулевые, 3 - отрицательные

ность в распределении петрографических разновидностей. В некоторых выходах, преимущественно в восточной части Тундакской зоны, закартированы фации мелкозернистых гранитов краевых и апикальных зон, что свидетельствует о сравнительно небольшой величине эрозийного среза.

Распределение интрузий мезозойского этапа активизации в пределах Омкино-Витимской горной страны контролируется тектоническими зонами северо-восточного и северо-западного простираний (Сгарченко и др., 1968). На площади листа наиболее четко выражена одна из зон северо-западного направления - Желдачинская, маркирующаяся такими массивами, как Моклаканский, Желдачинский, Желовульский и группой тел в верховьях рек Бурудли, Тундака и Чандукома. Ширина ее составляет 20-30 км. Ряд мезозойских массивов расположен в пределах Тундакской и Моклаканской зон раннепалеозойской активизации. Интрузивные породы аманганского и субвулканического комплексов, относимых к табло-диорит-гранитовой группе формаций, составляют крупноплащистые шлоки различных размеров, удлиненные тела и дайки, резко несогласные со структурными более древними образованиями. Размещение и конфигурация их выходов обусловлены особенностями разрывной тектоники мезозойского этапа развития, что особенно отчетливо проявлено в массивах с неглубоким эрозийным срезом, расположенных в северо-западной части территории.

Образования верхнего, позднемезозойского структурного этапа, представляющие континентальными отложениями верхнеюрского - нижнемелового возраста, имеют крайне ограниченное распространение. Они выложена юго-западная часть Омкино-Моклаканской депрессии, представляющей собой приразломный прогиб, протягивающийся за пределами расчленяемой площади в северо-восточном направлении на десятки километров (Озерский и др., 1966). Депрессия разорвана разрывными нарушениями на ряд торцов и грабенов. Верхнемезозойские отложения, имеющие мощность 80-130 м, сохранились от разрыва только в пределах наиболее опущенных грабенов. Заглубят они практически горизонтально.

Разрывные нарушения раннепалеозойского и мезозойского этапов развития группируются в несколько зон, имеющих преимущественно северо-восточное простирание: Тундакско-Кавыктаканскую, Бурдичи-Кавыктаканскую и Омкино-Моклаканскую. Северо-западную ориентировку имеет Желдачинская зона.

Тундакско-Кавыктаканская зона разломов совпадает с Тундакской зоной раннепалеозойской активизации. Отдельные ее состав-

давшие контролируют размещение раннепалеозойских и мезозойских массивов. По-видимому, они заложены в раннем палеозое и в последующем неоднократно подновлялись вплоть до позднемезозойского времени, о чем можно судить по наличию смещенных самих молдинх - средне-позднеюрских интрузивных массивов.

Буручи-Кавказканская зона пересекает территорию листа почти по диаметру в северо-восточном (40-50°) направлении, считаясь в бассейне р. Кавказкан с вышеописанной зоной. Ее разломами также контролируется массивы раннепалеозойских и мезозойских интрузий. Пространственно зона совпадает с границей сочленения участков раннедокембрийского фундамента с различными структурным планом и, по-видимому, наследует упомянутый разлом раннепротерозойского возраста.

Долгоживущий характер имеют и разломы Олекмо-Моклаканской зоны, проходящей в юго-восточной части территории. Они обусловлены конфигурацией Кагдакачинского массива границей раннего палеозоя и Моклаканского массива триасовых (?) гранитоидов. С тектонической активностью этих разломов в позднем мезозое связано заложение Олекмо-Моклаканской депрессии и последующие деформации выходящих ее отложений. В результате перемещений по-ложительного знака сформирован Моклинский горст, расположенный северо-западнее депрессии и совпадающий с современным синонимичным хребтом. Эта крупная структура при ширине 12-15 км протягивается на 25 км в пределах изученной территории и продолжается в северо-восточном направлении на соседней плитах. Горст сложен глубоко эродированными раннепротерозойскими гранитоидами, почти не содержащими субстрата, в то время как северо-западнее и юго-восточнее его архейские образования значительно распространены при этом для этого участка северо-западном направлении докембрийских структур. Это позволяет предполагать длительность воздымания горста, начавшегося, возможно, в раннем протерозое, хотя уверенно можно говорить о его существовании только начиная с поздней мры - раннего мела, когда он служил поставщиком грубообломочного материала для Олекмо-Моклаканской депрессии.

Деклационная зона разломов совпадает с синонимичной зоной мезозойской активизации. Наиболее четко разрывные нарушения фиксируются в северо-западной части территории. Известны разломы северо-западного простирания и в бассейне р. Моклакан. В средней части зоны, в долине р. Сред. Мокла, разломы этого направления геологическими наблюдениями не зафиксированы.

Характеризованные зоны представляют собой сложные системы многочисленных разломов, иногда сильно обжитых индолом

удаленных на значительные расстояния друг от друга. Обычно они почти параллельны, но нередко случаи их разветвления и сочленения под различными углами или их кулисообразного расположения. Разломы фиксируются по наличию зон миконитизированных и фрекчированных пород мощностью до 200-300, редко до 500-800 м, по приуроченности к ним дайковых и жильных образований и гидротермальных изменений пород, по смещению контуров геологических тел. Они дешифрируются на аэрофотоснимках по специфичным элементам рельефа и по полюсовинному распределению растительности. Мощность зон тектонитов достигает максимальных значений, как правило, в докембрийских образованиях и сокращается в более молодых интрузивных телах. Характерно кругое падение поверхности смежности. В условиях преобладающего развития кристаллических пород амплитуды перемещений не могут быть точно установлены. По-видимому, они колеблются от первых метров до нескольких десятков и даже сотен метров. Максимальные амплитуды можно предполагать для разломов, ограничивавших Моклинский горст.

По данным аэромагнитной съемки (Суленников и др., 1958ф, 1959ф) на изученной площади наблюдается сложная комбинация магнитных аномалий положительного и отрицательного знака. Для их интерпретации была определена магнитная восприимчивость разновозрастных образований. Средние значения магнитной восприимчивости рассчитаны способом среднего арифметического. Они приведены в табл. 3.

Магнитная восприимчивость палеозойских и мезозойских гранитоидов обнаруживает зависимость от магнитных свойств вмещающих пород. Особенно наглядно это видно на примере Кагдакачинского массива раннепалеозойских гранитов, которые, располагаясь среди слабомангнитных пород архей, имеют значения магнитной восприимчивости, равное всего 65 x 10⁻⁶ ед. CGSM, в то время как для других массивов раннего палеозоя эта величина в десять раз больше.

Характер магнитных полей (см. рис. 2) в общих чертах соответствует данным о магнитных свойствах пород, хотя некоторые аномалии не увязываются с результатами картирования поверхности и для них необходимо постулировать глубинную природу. К таким относятся 500-1000 гамм над Моклинским горстом и линейно-вытянутая аномалия такого же порядка, прорученная к южной части Калаканского синклинали. На участке первой аномалии картируются градиенты раннего протерозоя, обладающие сравнительно невысокой

Магнитной восприимчивостью. Вторая аномалия вытянута вдоль траппов раннепротерозойского Калаканского синклинали и Моклаканской глыбы архея. Магнитное поле аномалии высокое, положительное, ровное, хотя здесь развиты гранитоиды нескольких комплексов. Такого же типа аномалия, но более крупная по размерам, зафиксирована в пределах Калаканского синклинали и восточнее на определенной площади (Озерский и др., 1966). Природа этой аномалии исследователями объясняется наличием на глубине крупных масс высокомагнитных раннепротерозойских габбро и диоритов (Озерский и др., 1966) или гранодиоритов (Сачунов и др., 1969ф). Вероятно, такую же природу имеют и охарактеризованные аномалии.

Таблица 3

Порода	Количество замеров	Магнитная восприимчивость, н х 10 ед. СГСМ
Верхнеюрские - нижнемеловые песчаники, конгломераты, осадочные брекчи	8	1
Архей		
Прудунская свита: кварциты, высоко-длинновозмещение кристаллические сланцы и тнейсы	14	7
Цагорская свита: биотитовые тнейсы и плагитогнейсы	106	134
Илимская свита: кристаллические сланцы, амфиболиты, плагитогнейсы	15	233
Раннемеловые (?) андезитовые порфириты	2	1835
Средне-позднеюрские гранит-порфиры	10	515
Аманянский интрузивный комплекс:		
гранитоиды третьей фазы	73	109
гранитоиды второй фазы	129	524
диориты, сиенито-диориты, сиениты, граниты первой фазы	42	591
габбро и габбро-диориты первой фазы	6	1837
Раннепалеозойские гранитоиды, за исключением гранитоидов Калгакачинского массива	70	687
Раннепалеозойские гранитоиды Калгакачинского массива	20	65

Продолжение табл. 3

1	2	3
Раннепротерозойские интрузивные и ультраметаморфические образования:		
граниты	293	407
гранодиориты, транссиениты	17	947
габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты	81	849
Архейские лейкократовые граниты	14	32

При анализе магнитного поля довольно отчетливо выделяется три разновозрастных участка. Юго-восточный участок совпадает с площадью развития архейских образований в пределах наиболее устойчивого в раннем протерозое архейского блока. Это сравнительно ровное положительное магнитное поле с интенсивностью 200-300 гамм, нарушаемое отрицательной аномалией, совпадающей с Калгакачинским выходом гранитоидов раннего палеозоя и выходами маломагнитных пород шурлутинской свиты архея, и вышеупомянутой положительной аномалией над Моклинским торстом. Интересно, что гранитоиды аманянского интрузивного комплекса, слагающие также крупные массивы, как Джектачинский, Моклаканский, Колбогчинский, по характеристике магнитного поля почти не выделяются от вмещающих раннепротерозойских и архейских образований. Анализ данных аэромагнитной съемки масштаба 1:50 000 показал, что линейные магнитные аномалии полей развития раннепротерозойских образований в окрестностях Джектачинского массива продолжают и в его пределы (Сачунов и др., 1969ф). Вероятно, это обусловлено типом-образной формой массивов и относительно неглубоким залеганием пошвы их. Центральные участки совпадают с площадью, для которой предполагается полная переработка архейского основания в раннем протерозое. Для него характерно сильно расчлененное знаковое переменное магнитное поле с колебаниями от -300 до 1000 гамм с преимущественно северо-восточной, реже меридиональной и близкой к меридиональному направлению ориентировкой локальных аномалий, совпадающей в основном с направлением докембрийских структурных элементов этой площади. Часть локальных аномалий обусловлена интрузивными массивами раннепалеозойского и мезозойского возраста. И, наконец, северо-западный участок совпадает с раннепротерозойским Калаканским синклиналием. Над ним фиксируются маг-

нижное поле, близкое к таковому над Юго-Восточным участком.

Вблизи границы Моклаканской глыбы архея и Калаканского синклинали здесь отмечается протяженная пологий аномалия интенсивности 500-1000 гамм, которая, как уже говорилось, имеет лубинную природу. Стойкое высокое положительное магнитное поле, превышающее 500 гамм, характерно здесь и для основной части выходов раннепротерозойских гранодиоритов, граносиенитов.

Таким образом, анализ данных магнитного поля показывает, что крупные его участки соответствуют основным структурам раннедокембрийского фундамента, локальные же аномалии обусловлены составом и физическими свойствами развитых по площади образований.

Суммируя имеющиеся сведения по стратиграфии, магматизму и тектонике площади листа N-50-XI, можно наметить последовательность в развитии геологической истории. В архее в протогоосинклинальной обстановке происходило накопление мощных толщ вулканического основного состава иминской свиты, терригенных и, возможно, хемогенных осадков чадорской и шрутунской свит, которые были смиты в складки северо-западного и субширотного направления и метаморфизованы в условиях траунтитовой фации. Явления интрузивного магматизма проявились в ограниченных масштабах и выразились в формировании амфиболитов и лейкократовых гранитов. В раннем протерозое район прошел геосинклинальную стадию развития. Структурные геосинклинали, заложившейся на раздробленном археюмом основании, характеризовались наличием крупных глыб архея, разделенных синклиналими, в которых происходило накопление осадков. Большая часть изученной территории принадлежит к одной из таких глыб - Моклаканской и только северная часть входит в состав Калаканского синклинали. По границе этих структурных элементов и внутри археюского выхода закартавливались мощные зоны разломов, послужившие путями внедрения раннепротерозойских интрузий основного и среднего состава. По мере нарастания температур и давления нижнепротерозойские осадки претерпели метаморфизм в условиях фации эпидиоровых амфиболитов, археюские же образования глыбы испытывали диафорические превращения. На стадии ультраметаморфизма были сформированы широко развитые на площади гранитоиды метасоматического, реоморфического и магматического генезиса. В результате раннепротерозойских тектонических движений сложения Калаканского синклинали были смиты в складки северо-восточного простирания. По же направлении преобразовали и структуры плутонических образований в участке археюской глыбы, прилегающей к Калаканскому синклинали, и только в Юго-Восточной части терри-

тории в наиболее устойчивом археюском блоке гранитоиды раннего протерозоя унаследовали структурный план археюского этапа развития.

После завершения раннепротерозойской складчатости в районе наступила платформенная стадия развития, нарушавшаяся в раннем палеозое и мезозое этапами интенсивной активизации тектоно-магматической деятельности. В раннем палеозое закартавливаются Тундаская и Моклаканская зоны, где по разрывным нарушениям внедряется интрузии среднего и кислого состава. В мезозое по подновленным разломам указанных зон и по разломам Ижедачинской зоны произошло внедрение трещинных интрузий амананского комплекса, состав которых эволюционировал во времени от габбро до лейкократовых гранитов. В средней-поздней эре выделились интрузии субвулканического комплекса.

Особенности позднемезозойского этапа развития обусловлены формированием крупного Байкальского свода, строение которого характеризуется чередованием пологих поднятий и впадин, отраженных подомненными или вновь заложеными разломами. В олуценных участках происходит накопление верхнеюрско-нижнемеловых континентальных осадков верхнего структурного этапа, выполняемых в частности, Олекмо-Моклаканскую депрессию. По разломам внедряется дайки раннемеловых (?) андезитовых порфиритов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Ископаемый район расположен в пределах Юго-Восточного крыла Байкальского свода и входит в Витимо-Селенгинский и Олекмо-Тундаский геоморфологические районы Витимской горной страны (Флоренсов, 1948). Рельеф района орографически эрозивно-тектонический, формы аккумулятивного происхождения наблюдаются лишь в долине крупных рек и Олекмо-Моклаканской впадине. Основные черты рельефа определяются тиндовой тектоникой, вызванной разрывными нарушениями впадины Оюда. В процессе дифференциальных движений возникли хребты, гавыши из которых являются Колонный и Моклинский, и разделяющие их впадины. Другими важными факторами рельефообразования послужили эрозивно-денудационные процессы. Фронт эрозивных процессов преобладает глубинный эрозия, основанная на менее значительной. Фронт денудационных процессов основными являются морозное выветривание, нивация, солифидационное и трапталгонное перемещение материала, формы проявления их: широкое выравненное водоразделение и определенно выломанные

склоны, нагорные террасы, каменные реки, кольца и многоугольные, солифлюкционные потоки и ошлывины, мерзлотные полигоны. Морфологические особенности рельефа в значительной мере зависят и от физико-механических свойств горных пород. Дифференциальные перемещения тектонических блоков обусловили различную интенсивность и характер проявления эрозионно-денудационных процессов. Это позволяет выделить шесть морфологических типов рельефа, характерные черты которых, кроме того, определяются физико-механическими свойствами пород, полвергнутых процессах эрозии и денудации.

Крутосклонный рельеф с пологими склонами голцового выравнивания, оформившийся на кристаллических породах различного возраста, характерен для Мокшинского хребта и участков Дюлонового хребта в Верховых рек Стр. Мокши и Ненну. Этот тип рельефа выражен широко на выровненных водоразделах, глубокими (до 400-500 м) эрозионными врезами долин и крутыми (до 25-30°) склонами. Поверхности гольцового выравнивания, припавшие массивный облик водоразделам, имеют вид плоскоих, пологоволнистых, часто ступенчатых слабонаклонных участков, вытянутых в направлении основных водоразделов. Размеры их различны: от 300 м до 1 км в ширину и до 10 км в длину. На них встречаются многочисленные каменные кольца и многоугольники. Широко развиты нагорные и гольцовые террасы. Уступы террас высотой от 3 до 10 м с углом наклона в 20-25° загромождены крупноглыбовым материалом. Ширина террасовых площадок измеряется десятками и сотнями метров. Поперечные профили речных долин U-образные, симметричные. Склоны крутые, большей частью выгнутые. В присутствии частых мелких долин наблюдаются конусы выноса. Форма речных долин (U-образные поперечные профили, невыработанные пролохтные профили), а также высокие типометрические отметки свидетельствуют об интенсивном вертикальном перемещении тектонических блоков, обусловившем развитие данного типа рельефа.

В верховых бассейна р. Оикта развит пологий склоновый рельеф с пологими склонами голцового и альпийского типа. Крутосклонный рельеф с пологими склонами, сформированный на кристаллических породах различного возраста, рельеф отличается массивными куполовидными формами с нечетко выраженными линиями водоразделов. Абсолютные высоты водоразделов колеблются в пределах 1300-1400 м. Глубина эрозионного вреза достигает

400 м. Широким распространением здесь пользуются поверхности эдвизально-солифлюкционного выравнивания. Долины рек и ручьев U- и V-образные. Склоны их выгнутые, прямые, волнистые, часто комбинированные. Отмечаются нагорные террасы. По простиранию они прослеживаются до 500-1000 м, ширина площадок - 50-100 м, высота уступов - до 10-20 м с углом наклона в 25-35°. Уступы террас часто покрыты крупноглыбовыми развалами.

Крутосклонный сильно расчлененный рельеф с ослынными восточными и западными, сформированный на трапидолах второй фазы амананского комплекса, соответствует площади развития трапидолах Дюловоуэского массива. Последние характеризуются средневершинным порфировидным сложением, что обуславливает их быстрое разрушение и приводит к образованию резких форм рельефа - крутых склонов и узких скалистых водоразделов. Абсолютные высоты здесь колеблются от 900 до 1300 м, глубина эрозионного расчленения рельефа составляет 300-400 м. Долины U-образные симметричные с интенсивно протекающей тлуэинной эрозией. Склоны прямые, крутые (25-30°). Скалистые треэни, венчающие узкие водоразделы, достигают высоты 20-50 м. На крутых склонах встречаются отдельные останцы высотой 20-30 м. Они же иногда венчаются ослыльные вершины. Подобный же рельеф развит и в пределах большой площади в центральной части района, соответствующей восточной площадке в центральной части района, соответствующей восточной площадке. Но здесь широким развитием пользуются долинные педименты. Они представляют собой слабонаклонные (2-5°) денудационные поверхности шириной 1-2 км, плавно сочленяющиеся с почти цилиндрическими поверхностями поймы и с резким перегибом сменяющиеся крутыми склонами. Педименты перекрыты солифлюкционными остоженками. Эти развития в рельефе обусловлены разнотипной вертикальной перемещений тектонических блоков, выходящих из массива. Об этом свидетельствуют меньшие абсолютные отметки в пределах второго массива (300-1100 м), малые углы речных долин (0,001-0,005), а также бивидеобразный и коритообразный поперечный профиль их.

В северо-восточной и северо-западной частях района на площадях преимущественного развития трапидолах третей фазы раннеэоэского и амананского интрузивных комплексов оформившийся крутосклонный рельеф с широкими водоразделами. Абсолютные высоты в пределах этого типа рельефа редко превышают 1200 м, глубина эрозионного рас-

членения составляет 200-300 м. Поверхности водоразделов широкие - до 300 м. Вершины имеют конусообразную форму, нередко увенчаны эрозийными останками. Крутизна склонов колеблется в пределах 15-25°. Поперечные профили долины U и U-образные, склоны в первом случае выпуклые или близкие к прямым, во втором случае склоны выпукло-вогнутые. Верхние части склонов покрыты нагорными террасами.

Для большей части площади характерен подолотосклонный умеренно расчлененный рельеф с широко развитыми поверхностями замангально-солифлюкционного выравнивания. Абсолютные высоты колеблются от 800 до 1375 м, глубина эрозийного расчленения составляет 100-250 м. Для этого типа рельефа присущи массивные эвартанги. Широкие выравнивающие водораздельные просторанства достигают в ширину 3 км и вытянуты до 20 км. Поверхности их слабо волнистые с многочисленными террасами солифлюкционного происхождения. Долины рек обычно имеют U-образный симметричный поперечный профиль. Склоны обычно вогнутые, реже вогнуто-выпуклые, слабо сочленяющиеся с поймами и водоразделами. На склонах широко развиты нагорные террасы.

Пониженные участки площади, по существу представляющие собой межгорные впадины, характеризуются пологими склонами и низкими расчлененными рельефом. Наиболее значительные впадины приурочены к долинам крупных рек: Олемно-Моклаканская, Моклаканская и Моклинско-Джекагачинская. Абсолютные высоты в пределах этого рельефа колеблются от 700 до 1050 м. Глубина эрозийного вреза в отдельных впадинах колеблется обычно от 50 до 200 м. Рельеф характеризуется мягкими чертами. Прямые и вогнутые пологие склоны плавно переходят в выравнивающие широкие поверхности водоразделов и в поверхности пойм. В Моклинско-Джекагачинской и Моклинской впадинах развиваются аккумулятивные формы рельефа: плоская пойма, террасы, конусы выноса и дельтавно-пролювиальные шлейфы. Долины рек и ручьев сильно заболочены. На склонах развиваются солифлюкционные террасы и оплывины, а на пологостях пойм - участки полигональной туфры. Полигоны представляют собой выпуклые неправильные пяти- или шестигольники до 100-300 м в поперечнике. Часто внутри полигона выявляются еще полигоны второго порядка, имеющие в поперечнике 1,5-3 м и высоту до 30-50 м.

Строение речных долин характеризуется наличием высокой поймы (до 3-4 м), достигшей ширины 2,2 км, и эрозийно-аккумулятивных террас. Низкая пойма практически отсутствует. Углуби-

разновысотных террас сnivelированы интенсивно действующими солифлюкционными процессами и преобразованы в единую пологую поверхность, поднимавшуюся от пойм к подножью коренных склонов. Сохранившиеся отчетливо выраженные участки имеют высоту от 1 до 7 м над высокой поймой. Тыловые швы наклонных (1-2°) террасовых площадок достигают высоты 40-50 м над урезом воды. Русловые долины высотой 0,5-1 м и шириной до 5 м наблюдаются очень редко в долинах рек Сред.Мокла и Моклакан. Продолжные профили речных долин имеют резкие перегибы, соответствующие границам блоков с различной амплитудой поднятия.

Ледниковые формы сохранились лишь в верховье р.Кавкяткаана, один из левых притоков которой имеет корытообразный поперечный профиль долины. В продолжном профиле долины фиксируются скалистые пороги. В нижнем течении притока у его левого склона сохранились остатки морены, по-видимому, доковой. В поперечном разрезе она имеет форму усеченного конуса (высота - около 20 м), несколько вытянутого вдоль по долине. Размеры ее основания составляют 100 x 150 м. Верхняя площадка имеет размеры 40 x 70 м.

В течение позднего мела, палеогена и частично неогена район испытывал состояние относительного тектонического покоя. Топодобующие в это время денудационные процессы создали денудационный пенетрен, реликтами которого, возможно, являются поверхности холмового выравнивания на современных горных хребтах, где каредка встречается галька, морфология которой дает основание предполагать ее аллювиальное происхождение. Формирование современного рельефа началось в неоген-раннечетвертичное время в связи с активизацией поднятия Байкальского свода, что фиксируется наличием базальтов в междуречье Конды и Калара (Фалькин, Фалькина, 1969ф). На фоне общего поднятия в результате различных амплитуд вертикальных перемещений отдельных блоков возникают современные хребты (Ноголовый, Моклинский) и впадины (Моклаканская, Моклинско-Джекагачинская). Сохраняет тенденцию к погружению и Олемно-Моклаканская впадина, что свидетельствует об унаследованности крупных форм рельефа с позднемезозойского времени. Развитие района в среднечетвертичное время не ясно. Возможно, что в это время он являлся устойчивой областью сноса, но не исключено также, что отложения этого возраста переработаны позднее солифлюкционными процессами.

В позднечетвертичное время происходит торно-долинное оледенение (Нужис, 1967), южная граница которого установлена на характеризуемой территории в верхнем течении р.Кавкяткаана. В то же время происходит формирование первой надпойменной терра-

си, которая была "отпрепарирована" в конце позднечетвертичного времени при понижении базиса эрозии. Последнее понижение базиса эрозии произошло в недалеком геологическом прошлом, когда русла рек оказались врезанными в отложения высокой поймы на 5-7 м и начали формироваться отложения низкой поймы.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Известные полезные ископаемые района сформировались на протяжении всей истории геологического развития района.

Архейская эпоха характеризуется образованием неметаллических полезных ископаемых. Они представляются кварцитами и высокоглиноземистым слюдом - силлиманитом.

В раннепалеозойскую эпоху проявлена угольная молибденовая минерализация, выраженная образованием в виде рассеянной редкой вкрапленности молибдена в гранитоидах третьей фазы аманского комплекса или во вмещающих породах. Однако эта минерализация, ввиду малых содержаний молибдена, не имеет практического значения. В эту же эпоху на заключительных этапах развития магматического комплекса образуются мусковитовые петматиты. С раннепалеозойскими гранитоидами в бассейне р. Буричи связаны трейзенные кварц-серпигитового состава. Зоны трейзенизации имеют небольшие размеры. Судя по наблюдениям мощность их в эльвии и Дельвии составляет не более 20-30 см. Проведенным структурным анализом повышенных количеств каких-либо полезных компонентов в штурных пробах этих трейзенов не обнаружено.

В раннепалеозойскую эпоху на завершающих стадиях становления аманского интрузивного комплекса образуются рудопромышленные и месторождения молибдена, вольфрама, тантала и ниобия, олова.

Обосновывая связь молибденовой минерализации с развитием раннепалеозойского магматизма, мы исходим из того, что рудопромышления и ореолы рассеяния молибдена локализованы или непосредственно в пределах массивов аманских гранитоидов, или в их экзоконтактах. Молибденовому оруденению часто сопутствует медная и висмутовая минерализация.

Известные рудопромышления вольфрама и наиболее существенные ореолы рассеяния его также обнаруживают парагенетическую связь с аманским интрузивным комплексом.

С третью фазу аманского комплекса связано проявление в районе тангало-ниобиевой минерализации, представляющей танталитом - колумбитом.

Наличие минерализации олова установлено только по данным шихового опробования. Ореолы рассеяния касситерита сосредоточены в северной части Джекдачинского массива аманских гранитоидов (вторая фаза) и частично в его экзоконтактовых зонах.

В позднепалеозойскую эпоху процесс внедрения субвулканических интрузий приводит к появлению золотого, висмутового и полиметаллического оруденения. Рудообразование происходило в течение двух этапов, разобщенных по времени и соответствующих, очевидно, двум стадиям развития позднепалеозойского магматизма. В первый этап образуются полиметаллическое оруденение, проявления которого известны в междуречье Бурунди - Верх. Чокчокона в поле развития даек и штоков гранит-порфиров средне-позднеюрского комплекса. В одном случае установлено залегание рудопроносной зоны (29) в теле гранит-порфира. Учитывая отсутствие здесь более молодых интрузивных образований, можно предположить наличие парагенетической связи между ними. Вероятно, с гранит-порфирами связано также проявление молибденовой (36) и вольфрамовой (59) минерализации.

Рудообразование второго этапа, представляющее формацией золото-сульфидных руд с галенитом и висмутовыми минералами, нами условно по аналогии с сопредельными районами относим к предпоследней стадии проявления позднепалеозойской тектоно-магматической деятельности и связывается с формированием даек средних по составу пород средне-позднеюрского субвулканического комплекса.

В раннепалеозойскую эпоху образуются эпitherмальные месторождения и рудопромышления флюорита. Связь флюоритовой минерализации с определенным магматическим комплексом не установлена. Раннепалеозойский возраст оруденения определен на сопредельной с востока территории (Озерский и др., 1966), где известно залегание кварц-флюоритовых жил в осадочных породах верхней юры - нижнего мела, а галька кварца из таких жил встречается в конгломератах условно раннепалеозойского возраста.

В кайнозойскую эпоху формируются россыпи золота, титаниста, касситерита, тангало-ниобиевых минералов, а также разнообразные типы обломочных пород, которые могут использоваться в качестве строительных материалов.

Закономерности пространственного размещения полезных ископаемых обусловлены особенностями геологического и тектонического строения района, а также парагенетической связью оруденения с теми или иными геологическими комплексами.

Кварциты известны в разрезе Чапоровской и Шуртутинской свит архей. Высокоглиноземистый минерал (силлиманит) содержится в некоторых сланцах Шуртутинской свиты. В результате повторного метаморфизма архейских образований в раннепротерозойский этап развития силлиманит был в значительной мере замещен вюрнитыми минералами и только в верхней части разреза свиты мощностью 500 м метасоматическое замещение его проявлено незначительно. Поэтому повышенные количества высокоглиноземистого сырья возможны лишь в полях развития этой пачки.

Молибденовое, медное, висмутовое и вольфрамовое оруденение раннепротерозойской эпохи обнаруживает четкую преемственность к приконтактовым частям массивов амананского гранитоидов. Оно локализуется как в самих массивах, так и в экзоконтактовых зонах. Наряду с этим в размещении оруденения участвована большая роль тектонических нарушений. Наиболее значительная минерализация проявлена на участках пересечения разнонаправленных зон разломов. По совокупности отмеченных факторов нами выделено несколько зон молибденовой (Тундьяк-Чолконская, Бушучи-Моклинская, Джекачи-Моклаканская) и вольфрамовой (Кавьяктаканская, Моклаканская, Джекачи-Заклаканская) минерализации (рис.3). Они являются перспективными на выявление новых рудопроявлений и месторождений этих металлов. В пределах Моклаканской зоны вольфрамовой минерализации в междуречье Сайбочи - Калгачачи установлен крупный по площади рудный узел.

Лантано-ниобиевая минерализация, представляющая танталитом - колумбитом и проявляемая в пределах двух крупных массивов третьей фазы амананского комплекса в бассейнах рек Ненну и Барыня, локализуется, очевидно, в апикальных частях их.

Золото-полиметаллическое оруденение в областях раннепротерозойской складчатости обнаруживает пространственную преемственность к участкам, сложенным архейскими метаморфическими образованиями, и к массивам средних - основных пород (Озерский, Фалыкин, 1966). Зоны же интенсивного проявления прогрессов ультраметаморфизма и гранитообразования практически лишены этого оруденения. Наблюдается также паранететическая связь оруденения с позднепротерозойским магматизмом. Однако проявления золота и полиметаллических руд в пределах крупного поля раннепротерозойских гранитов (Моклинский хребет), а также в северной части площади, относящейся к Калгачанскому синклинию, отсутствуют, хотя позднепротерозойский магматизм здесь также развит. На оставшейся площади указанные полезные ископаемые встречаются. Оруденение локализуется в зонах тектонических нарушений. Значительная

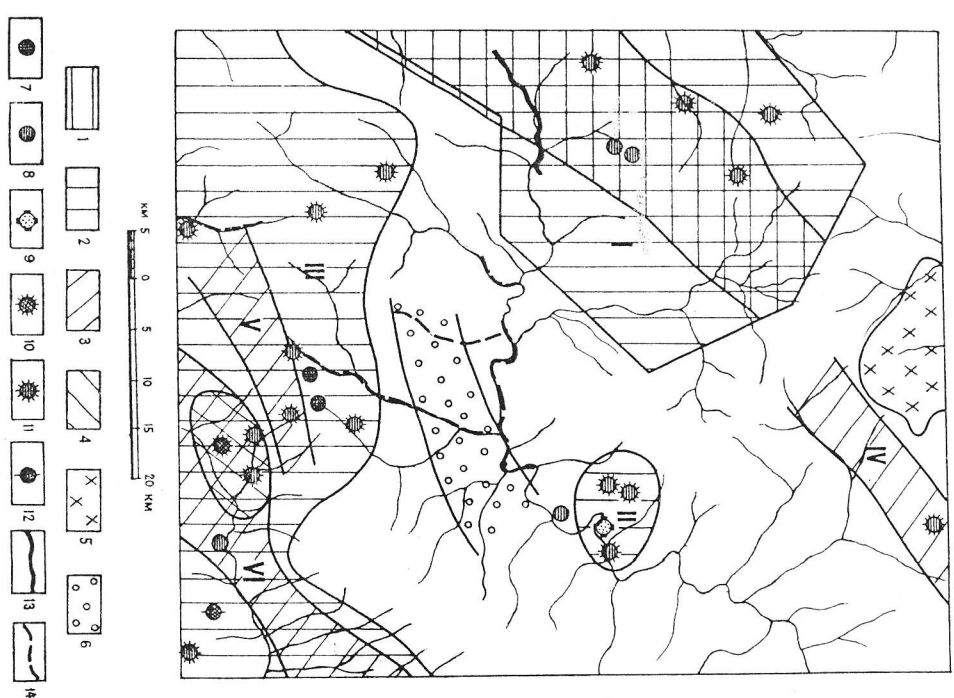


Рис.3. Схема размещения основных мезозойских металлогенических зон

1 - Верхне-Чолконская зона позднепротерозойской золото-полиметаллической минерализации, 2 - зона раннепротерозойской молибденовой минерализации; I - Тундьяк-Чолконская, II - Бушучи-Моклинская, III - Джекачи-Моклинская; 3 - зоны раннепротерозойской вольфрамовой минерализации; IV - Кавьяктаканская, V - Джекачи-Заклаканская, VI - Моклаканская; 4 - Сайбочи-Калгачанский рудный узел вольфрамовой минерализации; 5 - площадь проявления раннепротерозойской тантало-ниобиевой минерализации; 6 - площадь проявления минерализации олова; 7-12 - рудопроявления: 7 - мекс, 8 - свинца, 9 - золота, 10 - вольфрама, 11 - молибдена, 12 - висмута; 13 - участки долин, рекомендуемые для постановки поисково-разведочных работ на россыльное золото, 14 - участки долин, перспективные на поиски месторождений россыпного золота

часть известных проявлений полиметаллов сконцентрирована в выделенной нами Верхне-Чопконской зоне, пространственно совпадающей с юго-западной частью Гундакско-Кавыктаканской зоны тектонических нарушений, насыщенной дайками гранит-порфиров средне-позднеюрского субвулканического комплекса.

Рудообразование раннемеловой эпохи проявлено в зонах позднемезозойских тектонических нарушений. Широко развитые последние позволяют считать возможным обнаружение рудопроявлений и месторождений флюорита в различных частях района.

Условием для россыпей и рудообразования в кайнозойскую эпоху, наряду с действием благоприятных геоморфологических факторов, является и существование коренных источников. Россыпные месторождения золота могут быть образованы в различных частях района, за исключением Моклинского хребта и площади, относящейся к Кадлаканскому синклинорию. Перспективными на выявление россыпей галтсгадо-ниобиевых минералов являются долины рек Ненду, Варныя, Орогочи. Россыпи тунберита возможны в долине р.Верх. Могги и ее некоторых левых притоков, которые проходят в пределах известных рудопроявлений (Амгунякта, Сайбочи, Катдакачи и др.). В верховьях крупного левого притока р.Камыктакан возможно наличие россыпей вольфрамовита.

Ниже приводится характеристика различных видов полезных ископаемых.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Мель

Известные рудопроявления меди (76, 77) и приуроченный к ним ореол рассеяния (75) расположены в пределах еднородного м-дно-мо-либденового рудного поля в верховьях р.Джегдаци. Они будут охарактеризованы при описании молибденового оруденения.

Один ореол солевого рассеяния меди установлен на левобережье р.Гучлак (5). Площадь его 3 км², содержание меди - 0,004-0,01%. В количествах до 0,005% здесь присутствуют и вольфрам. Коренные источники этого ореола не выявлены.

Халькопирит встречается в нескольких шпиховых пробах, отобранных в пределах Верхне-Чопконской зоны полиметаллического оруденения.

Свинец

Наиболее значительная минерализация свинца проявлена в пределах Верхне-Чопконской рудной зоны, где установлены рудопроявления Верх.Чопко-1 (29) и Верх.Чопко-2 (30). Они приурочены к одному рудному полю. Данный участок сложен раннепротерозойскими гранитами, среди которых залегают дайки и штоки гранит-порфиров средне-позднеюрского субвулканического комплекса. В центральной части рудного поля пересекаются тектонические нарушения северо-восточного и северо-западного направлений.

На участке рудопроявления Верх.Чопко-1 вскрыта зона окварцевания и сульфидизации мощностью 5 м, залегающая в гранит-порфирах и имевшая северо-восточное простирание. Зона сложена тонкозернистым серым кварцем, в котором содержится незначительная вкрапленность мелких зерен пирита, телленита, пирротина, халькопирита, редко сфалерита. Гранит-порфиры на контакте с кварцевым телом в зоне шириной до 4 м каолинизированы и содержат обильные бурые охры.

Рудопроявление Верх.Чопко-2 представлено жилой медносернистого кварца с пиритом и телленитом при незначительных количествах (десять-сотые доли процента) сфалерита, пирротина и халькопирита. Мощность жилы - 0,5 м, азимут простирания - 160°, падение близкое к вертикальному. По простиранию жила не прослежена. Содержание телленита - менее 1%, лишь в одной зоне мощностью 5 см количество его достигает 3%. Вмещающие жилу граниты в зонах мощностью до 40 см окварцованы и каолинизированы.

Спектральным анализом в кварце с сульфидными и во вмещающих гидротермально-измененных породах обих рудопроявлений в повышенных количествах установлены свинец (0,02-0,15%), цинк (0,03-0,2%), мель (0,003-0,03%), серебро (0,0001-0,0005%), индий марганец (0,5-0,7%) и мышьяк (0,01%). В некоторых пробах присутствует небольшое количество (0,01 г/т) золота.

На одном из участков установлен ореол рассеяния свинца (до 0,05%), цинка (до 0,3%), серебра (до 0,0005%) площади более 2,5 км² (28). В пределах его выделяется несколько аномальных зон, что свидетельствует о возможности выявления новых рудных тел.

На юго-западном и северо-восточном продолжениях этого рудного поля проявление золотого-полиметаллической минерализации в

х/ Здесь и далее ореолы вторичные.

форме золота, галенита, перусита установлено штиховым опробованием на протяжении 11 км в полосе шириной до 2 км, приуроченной к тем же нарушениям северо-восточного направления.

Развалы кварц-сульфидных жил наблюдались и на других участках Верхне-Чолконской рудной зоны. В пределах этой же зоны установлено еще четыре вторичных ореола рассеяния свинца (23, 24, 45, 48). Изложенные данные позволяют считать всю площадь Верхне-Чолконской зоны перспективной для поисков новых рудных тел с полиметаллическим, возможно, золотополлиметаллическим оруденением.

Два других рудопроявления свинца - Средне-Мокшинское (44) и Правобережное (89) - представлены жилами кварца с редкой рассеянной выщелоченностью мелких (до 1 мм) зерен пирита и галенита. Размеры жил не определены. Содержание свинца составляет всего 0,01%. Практического значения эти рудопроявления не имеют. Небольшие по площади (0,5-1 км²) ореолы сероватого рассеяния свинца с содержанием его 0,003-0,02% известны на правобережье р. Луцкая (4) и в бассейне р. Ожты (53).

Повышенное количество свинца установлены также в пределах ореола рассеяния пирита в долине р. Ненну (12), на участке восточного рудопроявления в междуречье Сайбочи - Кагдакачи и на левобережье р. Найденки в ассоциации с золотом и его спутниками (70).

Мышьяк

Мышьяк выделяется сопутствующим компонентом молибденового и вольфрамового оруденения. На трех участках установлены аномально концентрированные мышьяка без видимой связи с указанной минерализацией. Два ореола рассеяния мышьяка - в долине р. Ит. Бардык (24) и Сайбачан- (71) - расположены в поле развитых раннепалеозойских гранитов и приурочены к участкам сопряжения разломов Олекмо-Мокшанской зоны. Площадь каждого из ореолов - 2 км², содержание мышьяка - 0,003-0,01%. Источники образования ореолов не установлены и перспективны этих участков не ясны. Более типичным является ореол рассеяния мышьяка в низовьях руч. Хорогочи (85). Площадь его 6 км², содержание мышьяка в дельте - 0,003-0,05%. В некоторых участках ореола в аномальных количествах содержится серебро (0,0001-0,001%), золото (до 0,1 г/т), молибден (до 0,003%). Мышьяк в этом ореоле, по-видимому, выделяется спутником золотого оруденения, что позволяет рекомендовать проведение на участке поисковых работ на золото.

Благородные металлы

Золото

На площади известна два рудопроявления золота.

Левобережное рудопроявление (43) расположено на левом берегу р. Сред. Мокши, выше устья р. Иркиран. Участок сложен раннепротерозойскими породами и кристаллическими сланцами иминской свинца архая. Контакты пород совпадают с зонами тектонических нарушений субширотного и северо-восточного направлений, которые фиксируются бракчированием, окварцеванием и пиритизацией. Святи окварцованных пород наблюдались интона на расстоянии 120-200 м. В одной штучной пробе пробирным анализом установлены золото (0,6 г/т) и серебро (13,2 г/т). Перспективы рудопроявления не ясны.

Джекачинское рудопроявление золота (67) расположено в долине правого притока одноименной реки в поле развитых гранодиоритов второй фазы аманского комплекса. Оно представлено жилой межозерного кварца с сульфидной минерализацией. Размеры жил и условия залегания не установлены. Судя по развалам, мощность ее не менее 30 см. Рудные минералы составляют около 4%, они представлены пиритом (преобладает) и халькопиритом. В небольшом количестве присутствуют борнит, сфалерит, пирротин, марказит. Пробирным анализом в кварце с сульфидными установлено 1,6 г/т золота и 355,3 г/т серебра. В окрестностях рудопроявления встречены свали других кварцевых жил с пиритом, иногда халькопиритом, молибденитом, минералами висмута, но они содержат золотого в количествах 0,01-0,05 г/т, в двух пробах установлено содержание его в 0,4 г/т. На основании этого выдвигается на участие прагматически значимого оруденения золота представляется маловероятным.

Более высокое содержание золота (до 3,6 г/т) установлено в некоторых жилах кварца рудопроявления восточного междуречья Сайбочи - Кагдакачи (83). Золото здесь является сопутствующим компонентом восточного оруденения.

На левобережной части бассейна р. Найденки выделен вторичный ореол рассеяния золота (70). Площадь его - 2,5 км². Здесь наряду с високими содержаниями золота (до 0,4 г/т) в аномальных количествах присутствуют свинец (0,003-0,015%), никель (0,007-0,015%), мышьяк (0,003-0,02%), иногда сурьма (0,002-0,003%) и серебро (0,0001-0,0002%). Наличие золота на участке и в его ок-

рестности подтверждается и шиховым опробованием. Все это позволяет считать участок перспективным на выявление золото-доломитического оруденения.

Другим перспективным участком на выявление золотого оруденения является, как указывалось выше, площадь ореола рассеяния мышьяка в низовьях р.ч.Хорологчи (85).

Кроме коренных рудопромыслов на площади листа известно шесть эксплуатированных и две непромышленные россыли золота. Добыча золота из россылей производилась старателями в 30-е годы и в дореволюционное время, в связи с чем об этих россылях сохранились весьма скудные сведения (Зацепин и др., 1959ф; Ки-лессо, Малых, 1954ф).

В нижней части долины р.ч.Дрипсковый (55) следы старательских работого наблюдались на расстоянии до 1,5 км от устья. Россыль долинная, аллювиальная. Ширина ее - до 100 м. Золотоносный пласт мощностью 0,4-1,6 м приурочен к низам разреза рыхлых отложений, мощность которых достигает 5 м. Золото распределено струями и гнездами, содержание его на пласт - 1475-6870 мг/м³, на массу - 120-596 мг/м³. Количество добытого золота не учтено. В последующие годы здесь проведена разведка, выявлены сохранившиеся запасы в количестве 173,9 кг (Зацепин и др., 1959ф).

Сходными с вышесказанной являются россыли в верховьях р.ч.Дрипсковый (57), в долинах рек Запов (90) и Верх.Кавыктакан (51). Они почти полностью обработаны.

Золото добывалось старателями также в нижнем течении р.Оикты на участке протяженностью 0,5 км (50).

В верховье р.Сред.Моклы речками поисковыми линиями Шуфров (Трынки и др., 1969ф) выявлена непромышленная россыль (47).

Длина опоскованной части долины - около 5 км. Мощность рыхлых отложений составляет 5,5-6 м. Золотоносный пласт, приуроченный к нижней части разреза аллювиальных отложений и к аллювиальному слою плотия, имеет ширину от 100 до 260 м при мощности 0,5-3 м. Содержание золота на пласт - до 633 мг/м³, на массу - до 132 мг/м³. Ниже по течению золото встречается в русловом аллювии еще на протяжении 6 км. На одном участке золото добывалось старателями (46). Эти данные позволяют считать возможным выявление в верховье р.Сред.Моклы (выше устья р.Мокчюли) долинной россыли, запасы золота в которой оцениваются нами в количестве около 500 кг.

Золото постоянно встречается также в аллювии р.Сред.Моклы на участке долины между устьями рек Бушучи и Верх.Кавыктакан.

В некоторых косах содержание его достигает 1 г/м³, а двумя поисковыми линиями скважин вскрыт золотоносный пласт мощностью 0,4-1,1 м на глубину 4-5,7 м при содержании золота на пласт до 4,03 г/м³ (Зацепин и др., 1959ф). Указанная часть долины р.Сред.Моклы также является перспективной на поиски промышленных россылей.

Поисково-разведочные работы на россыльное золото проведены в долине р.Моклакана (Коселев и др., 1967ф), в результате чего установлено наличие здесь только непромышленной россыли (87).

По данным шихового опробования, а также по речным поисковым линиям Шуфров и скважин установлено следов золотоносности аллювия р.Тунлак, многих притоков р.Сред.Моклы (Джекадачи, Мал.Джекадачи, Оикты, Дикта, Верх.Караикит) и р.Верх.Моклы (Найденка, Зацадакан-2, Сайбочи, Каптакачи Чоппокон).

Проведенные поисковые работы в верховьях р.Сред.Моклы, а также известные данные по эксплуатированным старателями россылям свидетельствуют, что россыли золота в данном районе характеризируются значительными размерами. Поэтому, даже при относительно невысоких содержаниях металла россыли могут представлять практическое значение как объекты для отработки драгами. Наиболее перспективными для поисков россылей золота являются указанные выше участки долины р.Сред.Моклы, долины рек Джекадачи, Верх.Кавыктакана, Оикты, Найденки.

Р е д к и е м е т а л и н

Орлов

Шиховым опробованием выявлено три ореола рассеяния каолинита: в низовьях рек Верх.Караикит (54), Мал.Джекадачи (56) и Верх.Кавыктакан (52). Площадь ореолов - от 5 до 10 км². Сохранение минерала - единичные знаки на 0,02 м³ породы. Коренные источники ореолов не известны и перспективны этих участков не ясны.

Каолинит иногда отмечается также в русловом аллювии рек Верх.Моклы, Колобочи, Ненну, Чангусой, Тунлак.

Вольфрам

На площади листа известно одно рудопромысловое и шесть вторичных ореолов рассеяния вольфрама.

Рудопроявление Вольфрамовое (83) расположено на левобережье безымянного левого притока р. Верх. Мокши в междуречье Сайбочи - Калдакачи. Участок сложен гнейсами чадорской свиты архей и лей-когдазовыми гранитами, гранито-гнейсами, которые в виде крупного блока захвачены среди ранненеогейских гранитов. На северном фланге участка распространены гранодиориты - кварцевые диориты второй фазы амананского комплекса. В тектоническом отношении участок приурочен к зоне разрывных нарушений северо-восточного простирания. В центральная части его установлены нарушения и северо-западного блуждания к широтному простиранию.

Рудопроявление относится к сульфидно-тальковеритовой формации (Булкевич, 1960). Оно представлено кварцевыми жилами, а также минерализованными зонами брекчирования. Свалы брекчированных окварцованных и пиритизированных пород, а также кварцевых жил с тальковеритом и сульфидными включениями в центральной части участка на площади 1,5 км². Две жилы вскрыты в центральном направлении. Протяженность одной из них превышает 180 м, другая жила по простиранию не прослеживается. Мощность их колеблется от 7 до 50 см. Жилы вытнуты в северо-западном направлении и почти параллельно к северо-востоку (азимут падения 20-60°, угол - 10-30°). Они сложены крупнокристаллическими кварцем, в котором в призаильбандных зонах мощностью 1-5 см отмечается экривленность кристаллов тальковерита размером 1-10 мм, редко - до 2-4 см. Часто в кварце в небольших количествах содержится пирит, блеклые руды, халкопирит, иногда фиолетовый флюорит. Вмещающие граниты повсеместно трещиноваты, пиритизированы, иногда в зонах мощностью до 0,5 м окварцованы. Химическим анализом образцовых проб в одной из жил установлено 1,48% WO₃, а во вмещающих кварцевых траппах содержится WO₃ колеблется от 0,004 до 0,055%.

На северном фланге участка выявлена минерализованная зона повышенной трещиноватости. Ширина ее не менее 60 м, протяженность, вероятно, около 500 м. В пределах зоны архаические граниты пронизаны многочисленными тонкими разнонаправленными трещинами, которые часто выполнены фиолетовым флюоритом и кварцем. Неравномерно просеяны интритизация и окварцевание. Спектральным анализом образцовых проб в породах зоны установлено вольфрам (0,003-0,2%). По данным химического анализа, содержание WO₃ в этих пробах достигает 0,137%, среднее содержание по 13 пробам - 0,036%.

Спектральным анализом в кварцевых жилах, вмещающих их породах и минерализованной зоне повышенной трещиноватости наряду

с вольфрамом в аномальных количествах установлены свинец (0,005-0,2%), цинк (до 0,1%), медь (0,005-0,02%), серебро (до 0,002%), мышьяк (0,003-0,05%), сурьма (до 0,01%), молибден (до 0,005%), золото (до 0,05 г/т). Пробирный анализ в некоторых кварцевых жилах показал содержание золота до 3,6 г/т, серебра - до 844,2 г/т.

Литохимическим опробованием в междуречье Сайбочи - Калдакачи выявлен комплексный ореол рассеяния площадью около 30 км² (80), в пределах которого в аномальных количествах установлены вольфрам (до 0,05%), медь (0,005-0,02%), мышьяк (до 0,05%), свинец (0,003-0,02%), серебро (до 0,003%), сурьма (0,002-0,02%), висмут (0,001-0,005%), золото (до 0,03 г/т), молибден (до 0,003%).

Сайбочи-Калдакачинское рудное поле и его размеры достаточно четко фиксируются шиховым опробованием (79). Тальковерит в знаковых количествах встречается в аллювиальных отложениях как крупных водотоков, так и их мелких притоков. Участок рудопроявления представляется перспективным на выявление месторождения вольфрама с сопутствующим золотым оруденением. В оставшейся части рудного поля возможно обнаружение новых рудных тел.

По-прежнему, с наличием данного оруденения связано поднятие тальковерита в аллювии долины р. Верх. Мокши, но повышенные концентрации его здесь не установлены.

Ореол рассеяния тальковерита выявлен также в верховьях р. Амунакты (59). Площадь ореола - около 4,5 км². Коренные источники здесь не известны и перспективны участка не ясны.

В верховье правого притока р. Лежакчи вольфрам в повышенных количествах (0,001-0,003%) установлен в илито-глинистых отложениях долины на протяжении 1,5 км (89). Этот ореол приурочен к крупной тектонической зоне северо-восточного направления, в пределах которой установлены ореол рассеяния мышьяка (71), а также шиховые пробы с тальковеритом и висмутовым минералами. Указанная зона, названная нами Лежакчи-Заклаканской, также представляется перспективной на поиски месторождений вольфрама.

Два ореола рассеяния вольфрама выявлены в бассейне р. Кавыгатакан. В верховьях левого притока этой реки шиховым опробованием в аллювии мелких притоков установлены знаки вольфрамита на площади 8 км² (18). Участок сложен гранодиоритами второй фазы амананского комплекса и приурочен к мощной зоне тектонических нарушений северо-восточного направления. Здесь же известны ореолы рассеяния молибдена (17), минералов висмута (16) и одно рудопроявление молибдена (19). Участок ореолов рассеяния рекордируется для последовки поисковых работ.

Небольшой (0,6 км²) ореол рассеяния вольтфрама известен на левобережье р.Кавыктыгакан (15).

Молибден

На площади листа известно 18 рудопроявлений и 20 вторичных ореолов рассеяния молибдена. Все рудопроявления относятся к молибденовой формации (Покалов, 1964). Наиболее значительным является Яблоновое рудопроявление (22), расположенное на водоразделе рек Жемловн - Чандукот. Участок сложен раннепротерозойскими порфиробластовыми биотитовыми гранитами, в которые внедрены небольшие (от 0,05 до 5 км²) шпоки гранодиоритов второй фазы и гранитов третьей фазы амананского комплекса. Широко развиты дайки гранит-порфиров средне-позднеюрского субвулканического комплекса. Установлено два крупных разрывных нарушения северо-восточного и субширотного направлений. Площадь, заключенная между ними, а также территория к югу от широтного разлома характеризуются повышенной трещиноватостью пород и широким проявлением гидротермальных процессов: окваривания и пиритизации, сопровождавшихся молибденовыми минерализациями. Оруденение локализовано в основном в оквариванных порфиробластовых биотитовых гранитах в акзоконтактовой зоне штока третьей фазы амананского комплекса. Оквариванные породы с молибденитом развиты в полосе длиной 2 км при ширине до 500 м. Окваривание проявлено образованием большого количества разнонаправленных маломощных (до долей миллиметра до 5 см) кварцевых прожилков, в меньшей степени - метасоматическим замещением. Редко встречаются более мощные кварцевые жилы (до 1,5 м). Молибденит мелкочешуйчатый, приурочен к кварцевым прожилкам и оквариванным участкам. Рудные тела представляют собой штокверовые зоны северо-восточного простирания протяженностью от 200 до 700 м, шириной от нескольких до 60 м. Среднее содержание молибдена в зонах колеблется от 0,02% до 0,13%. Видлу низких содержаний рудопроявление в настоящее время практически значения не имеет. Рудные тела участка являются источниками формирования солевого ореола рассеяния молибдена (9).

Такого же типа оруденения установлено на участке Вурунтинского рудопроявления (27), но размеры рудных зон и содержание молибдена в них не определены. К этому участку приурочен солевой ореол рассеяния (26) площадью 2,3 км² с содержанием молибдена до 0,005%.

Несколько иная минерализация проявлена на участке Жемланского рудопроявления (66). Оно расположено на правобережье

правого притока р. Жемлачи. Участок сложен гранодиоритами второй фазы амананского комплекса. Оруденение приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания и представлено кварц-сульфидными жилами и минерализованными зонами брекчированных и гидротермально-измененных пород. Свалы их занимают площадь до 0,5 км². Судя по обломкам, мощность некоторых жил - не менее 0,5 м. Кварц крупнокристаллический, содержит вкрапленность мелкочешуйчатого молибденита, пирита, халькопирита, иногда висмутового минерала с обилим содержанием включений флюорита розового цвета. По данным бороздového опробования в кварце с сульфидными включениями молибден (до 0,63%), медь (0,01-1,0%), висмут (0,003-0,1%). На участке зафиксированы также зоны брекчирования

мощностью до 1 км, в которых гранодиориты оквариваны и микроклинизированы. Они содержат вкрапленность молибденита и пирита. В макимально минерализованных участках зон мощностью до 0,2 м содержание молибдена достигает 0,485%. Малая мощность жил и минерализованных зон не позволяет относить рудопроявление к практически ценным объектам.

В окрестностях Жемланского рудопроявления литогимическим опробованием масштаба 1:25 000 в протяженной полосе северо-восточного простирания выявлено большое количество мелких по площади (20-30 x 500-750 м) ореолов рассеяния молибдена и меди с содержанием соответственно 0,0003-0,005 и 0,003-0,1%. В юго-западной части (62) преобладающим компонентом является молибден. В северо-восточной части рудного поля (75) основным компонентом в ореолах является медь. Образование ореолов связано с наличием здесь кварц-пиритовых с халькопиритом жил - рудопроявления Жемланское-1 (76), Жемланское-2 (77). Эти жилы изучены только по свалам, размеры их не определены, содержание халькопирита, определенное визуально, не превышает 2%.

Сходными с вышеописанным являются Сайбочинское (81), Правожемланское (74), Среднесайбочинское (82) и Солоникское (93) рудопроявления молибдена. К некоторым из них приурочены ореолы рассеяния молибдена площадью до 5 км² с низким (до 0,002%) содержанием металла (58,92). Лишь на участке Сайбочинского рудопроявления выявлены некоторые зоны размером до 200 x 600 м с более высоким (0,002-0,02%) содержанием молибдена в дельте. В пределах последних установлены свали брекчированных, минерализованных пиритом и молибденитом пород. Это позволяет предполагать наличие штокверового оруденения.

Группа рудопрольщений (Чокчокольское, 32; Бушучи-1, 38; Бушучи-2, 39; Правобережное, 42; Диктинское, 49; Водораздельное, 64; Найденьковское, 73; Верхнесайбогинское, 78; Сивалтинское, 86) представлена единичными жилами кварца с незначительной вкрапленностью мелкопуччатого молибдена. К двум из них приурочены небольшие ореолы рассеяния (40, 72) с содержанием молибдена, редко превышающим 0,001%.

Рудопрольщения Чандукольское (8) и Кавыктаканское (19) расположены в пределах небольших выходов гранитов третьей фазы амананского комплекса и представлены редкой вкрапленностью молибдена в этих гранитах. Причем, Кавыктаканское рудопрольщение приурочено к зоне разлома, в которой граниты катаклазирваны. В окрестностях этих рудопрольщений выявлены крупные по площади (6-7 км²) ореолы рассеяния молибдена (6, 17) с низкими содержаниями металла (до 0,0007%).

Для ряда ореолов рассеяния молибдена коренные источники пока не установлены. Крупный ореол рассеяния (20 км²) зафиксирован литохимическим опробованием в бассейне р. Джековун (35). Он расположен в пределах эндо- и экзоконтактовых зон Джековунского массива амананских гранитоидов и приурочен к участку пересечения протяженных разломов северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений. Содержание молибдена в ореоле достигает 0,015%, сопутствующими компонентами являются вольфрам (до 0,01%) и медь (до 0,03%). Шиховым опробованием в пределах этого же участка выявлен ореол рассеяния молибдена площадью 8 км² (34). Участок представляется перспективным на выявление месторождения молибдена. Связные ореолы рассеяния 2, 10, 60, 61, 65, 68, 88 характеризуются низкими содержаниями молибдена (0,0001-0,0007%, редко до 0,005%).

Шиховым опробованием выявлены значительные ореолы рассеяния (по 10 км²) молибдена на левобережье верхнего течения р. Фред.Мокли (33) и в междуречье Чопко - Джековун (36). Отсутствие на этих участках повышенных содержаний молибдена в делювиальном типе позволяет предполагать жильный тип источников их образования. Молибденит в небольшом количестве шиховых проб встречается и на остальной части площади.

Поиски месторождений молибдена следует проводить в пределах Тундик-Чопконской и Джегдачи-Моклаканской рудных зон, где развиты интрузии амананских гранитоидов, интенсивно проявлена дизъюнктивная тектоника и известны значительные рудопрольщения и ореолы рассеяния данного металла.

Тангал и ниобий

В бассейне р.Ненну шиховым опробованием выявлен ореол рассеяния тангалита - колумбита (11) площадью 30 км². Он расположен в пределах массива лейкократовых гранитов третьей фазы амананского комплекса. Содержание тангалита - колумбита в аллювии достигает 7 г/м³. В некоторых шиховых пробах встречены касситерит, вольфрамит, таленит. Здесь же литохимическим опробованием установлен ореол рассеяния ниобия и свинца (12) с содержанием их соответственно 0,002-0,02% и 0,003%. Коренные источники не известны. Большие размеры ореола и наличие компонентов-спутников позволяют считать возможным выявление на участке интересного рудопрольщения тангала и ниобия.

Тангалит-колумбит в единичных пробах встречен также в аллювии долины р.Барыня.

Ртуть

Киноварь встречена только в двух шиховых пробах в бассейне рек Бурйчи и Окиты.

Висмут

Висмут в повышенных количествах содержится в некоторых рудопрольщениях молибдена, золота и вольфрама. Установлено лишь одно собственно висмутовое рудопрольщение - Кочкарное (91). Оно расположено в долине правого притока р.Верх.Мокли и представлено жилами крупнокристаллического кварца с незначительной вкрапленностью висмутита, телурита, пирита. Связи жил наблюдались в двух пунктах на расстоянии 400 м друг от друга. Сульфиды интенсивно выщелочены. Спектральным анализом в штудийных пробах определены висмут (0,2%), свинец (0,007%), медь (0,005%).

По данным шихового опробования висмутовые минералы содержатся в большом количестве проб в различных частях площади. Установлено четыре ореола рассеяния их площадью от 3 до 20 км² (3, 7, 14, 16), которые в основном обнаруживаются приуроченность к участкам молибденовой минерализации.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с и р ь е

Флюорит (флюс и химвольфра)

На площади листа известно восемь рудопроявлений и один шпиховой ороид рассеяния флюорита. Наиболее значительным является Иркинранское рудопроявление (37), расположенное на водоразделе рек Иркинран — Булугчи. Здесь в зоне повышенной трещиноватости субмеридионального направления шириной 200 м, проследимой на 1 км, залегает жила халцедоновидного кварца с флюоритом. Две из них вскрыты в коренном залегании. Одна жила прослежена на расстоянии 60 м, далее не прослеживалась. Мощность ее 3,5—4,1 м, аз.пад. — 120°, угол — 80°. Флюорит крупнокристаллический, зеленого, иногда фиолетового цвета. Содержание в бороздочных пробах — от 10 до 34,04%. Другая жила вскрыта только в одном сечении, мощность ее — 0,5 м, аз.пад. — 85°, угол — 60°. Содержание флюорита не более 5%. На участке возможно выявление новых жил.

Аналогичным описанному является Болонное рудопроявление (13). Здесь известно 8 кварц-флюоритовых жил, но размеры их небольшие. Самая крупная жила имеет длину 220 м, мощность — до 2 м. Содержание флюорита незначительное. Только в одной непроглаженной жиле содержание CaF_2 достигает 67,3%.

Рудопроявления Бурундинское (25), Верхнеджекдачинское (63) и Верхне-Чолконское (31) представляются единичными жилами кварца с незначительной вмещающей флюорита. Судя по размерам образцов, мощность этих жил достигает 20 см. Остальные рудопроявления: Олонновское (1), Чандукольское (21), Левобережное (20) — представлены рассеянной вмещающей или маломощными (до 5 мм) прожилками флюорита в катаклазированных и фрекчурованных породах. Приуроченность этих рудопроявлений к зонам нарушений, иногда значительным по размерам, позволяет считать эти структуры перопективными в отношении поисков более крупных по размерам и содержанию полезного компонента рудных тел.

В левобережной части бассейна р. Джеловун шпиховым опробованием выявлен ороид рассеяния флюорита (41) площадью 3 км². Основные источники здесь не установлены. Флюорит встречается в большом количестве шпиховых проб и в остаточной части бассейна р. Джеловун.

К е р а м и ч е с к о е с и р ь е

Силлиманит

В верхней пацке шуртинской свиты архея установлен силлиманит в количестве 15—20%. Значительные размеры этой пацки (мощность — 500 м, протяженность — до 2 км) позволяют считать площадь развития ее перопективной на поиски промышленных скоплений силлиманита.

П р о ч и е н е м е т а л л и ч е с к и е
и с к о п а е м ы е

Мусковит

В бассейне р. Сайбочи в эндо- и экзоконтактовых зонах Катакчинского массива гранитоидов третьей фазы раннепалеозойского комплекса встречены редкие дайки мусковитовых пегматитов. Судя по развалам, размеры их небольшие, протяженность измеряется несколькими метрами. Мусковит содержится в количестве до 10—15%, размер пластинок его достигает 4 см². Очевидно, известные дайки пегматитов не представляют практического интереса, но не исключена возможность обнаружения более значимых по размерам и содержанию мусковита тел.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В районе имеются различные виды строительных материалов.

Практически повсеместно распространены изверженные породы кислого и среднего состава. Большой частью они могут быть использованы как сырье для приготовления буттового камня и щебня. В полях развития раннепалеозойских гранитоидов и гранитоидов третьей фазы раннепалеозойского и аманьинского интрузивных комплексов на водоразделах и в верхних частях склонов формируются крупноглыбовые развалы. Обширные по площади развалы глыб гранитов наджидались в пределах Мокшинского хребта, в бассейнах рек Сайбочи, Каттакачи, Верх.Кавьяктакана, Барылака, в низовьях р. Орд.Мокты. Преобладающая часть глыб в таких развалах имеет размер от 1 до 5 м, граниты обычно характеризуются однородностью окраски и равномерностью зерен. Эти качества отвечают требованиям, предъявляемым к штучному камню. На указанных площадях

Возможна добыча в больших количествах шугинового камня для постройки фундаментов зданий и других сооружений.

Кварциты шугутинской свиты архей могут являться сырьем на динас. Они развиты в южной части района. В кварцитах между речью Найденки - Закакана-2 содержится SiO_2 составляет 96,92%, Fe_2O_3 - не обн., FeO - 1,86%. Западные кварциты огромны, так как они являются одной из преобладающих пород в разрезе свиты.

Среди рудных образований четвертичного возраста могут быть выявлены крупные западные обломочных пород, представленных шибинисто-глибовыми и валуново-галеечно-гравийными отложениями. Последние наиболее широко развиты в долинах рек Сред.Моклы, Верх.Моклы, Джеклачи, Верх.Караикит, где мощность их составляет от 2 до 5 м. В обломочном материале этих отложений преобладают галька и гравий гранитного состава размером до 5 см. Окатанность их хорошая, форма шаровидная и эллипсоидальная. Таким образом, галеечно-гравийный материал этих отложений может использоваться как заполнитель при производстве бетона. Кроме того, песчано-гравийно-галеечные отложения в головном виде могут применяться в дорожном строительстве как материал для дорожного полотна.

В долинах рек Верх.Моклы, Сред.Моклы и Верх.Караикита среди верхнечетвертичных и современных отложений известны большие количества песков. Песок в основном средне- и крупнозернистый, часто с примесью гравия. Мощность горизонта песков в долине р.Верх.Мокла достигает 5 м. Эти пески можно использовать как заполнитель при производстве бетонных изделий и как балласт при постройке железнодорожного полотна.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Имеющиеся сведения полезных ископаемых района позволяют сделать следующие выводы:

1. Изученная территория является перспективной в отношении выявления месторождений золота, вольфрама, молибдена, полиметаллических руд, тантала и ниобия, флюорита, высокоглиноземистого сырья, графита и строительных материалов.

2. Месторождения золота и полиметаллических руд могут быть выявлены в различных частях района, за исключением крупного поля развития раннепротерозойских гранитоидов в пределах Моклинского хребта.

Наиболее перспективными площадями для поисков месторождений этих полезных ископаемых являются выделенная нами Верхне-Чопконская рудная зона и участки Левобережного рудопроявления

золота (43), ореолов рассеяния золота в бассейне р.Найденки (70) и мышьяка в низовьях р.Хорогочи (85). Рассыпные месторождения золота могут быть образованы в пределах той же площади. Особенно благоприятными для поисков россыпей золота являются долины рек Сред.Моклы, Джеклачи, Верх.Кавыткакана и Найденки.

3. Вольфрамовое оруденение локализуется на участках пересечения и сочленения разнонаправленных тектонических нарушений в эндо- и экзоконтактовых зонах массивов гранитоидов амананского интрузивного комплекса. Выявлены три зоны проявления вольфрамовой минерализации (Кавыткаканская, Джеклачи-Закаканская, Моклаканская), которые и рекомендуются для постановки поисковых работ на вольфрам.

4. Для поисков месторождений молибдена благоприятным фактором является наличие массивов гранитоидов амананского комплекса с неглубоким эрозийным срезом, их выпуклые части, зоны эндо- и экзоконтактов. Указанные признаки позволяют выделить обширные по площади Тундук-Чопконскую и Джеклачи-Моклаканскую рудные зоны, перспективные для выявления месторождений молибдена.

5. Месторождения тантало-ниобиевого сырья возможны в пределах массивов гранитов третьей фазы амананского комплекса, по-видимому, тех участков их, где развиты апликальные фации. Первоочередными объектами для поисков является Колбочинский массив и массив в верховьях р.Ненгу.

6. Флюоритовые рудопроявления и месторождения могут быть обнаружены в зонах позднепротерозойских тектонических нарушений в различных частях района.

7. Промышленные скопления высокоглиноземистого сырья возможны в верхней части шугутинской свиты архей на участке ее развития в между речью Найденки - Закакана-1.

8. В районе широко распространены строительные материалы, представленные изверженными породами, кварцитами, шибинисто-глибовыми и валуново-галеечно-гравийными отложениями, песками, сульфидными.

С целью дальнейшего изучения полезных ископаемых района рекомендуются следующие работы:

1. Поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади Верхне-Чопконской рудной зоны с целью поисков месторождений полиметаллов и золота.

2. Поисковые работы масштаба 1:10 000 на участках Левобережного рудопроявления золота (43), ореолов рассеяния золота и полиметаллов в бассейне р.Найденки (70) и в низовьях р.Хорого-

чи (85) для оценки перспектив участков на выявление месторождений золота.

3. Поисково-разведочные работы в верхней части долины р.Сред.Моклы для выявления россыпного месторождения золота.

4. Поисково-разведочные работы масштаба 1:10 000 на участке рудопромышления вольфрама (83) в междуречье Сайбочи - Кагдакачи и в верховьях р.Кавыктакан на участке ореола рассеяния (18) для выявления месторождений вольфрама.

5. Поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади Кавыктаканской, Моклаканской и Джекачи-Дакдаканской рудных зон для поисков месторождений вольфрама.

6. Поисковые работы масштаба 1:10 000 на площади участков Бурунтинского (27), Сайбочинского (81) рудопромышлений молибдена, ореолов рассеяния в бассейне р.Джеловун (34,35) и в верховьях р.Джекачи (61) для оценки их в отношении выявления месторождений молибдена.

7. Поисково-съемочные работы масштаба 1:50 000 на площади Тундак-Чопконской и Джекачи-Моклаканской рудных зон для поисков месторождений молибдена.

8. Поисковые работы масштаба 1:25 000 на площади проявления гевалито-ниобиевой минерализации в бассейне р.Ненгу.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Основным фактором, определяющим условия затекания и циркуляции подземных вод в районе, является многолетняя мерзлота, распространяющаяся на всей площади листа. Соответственно подземные воды подразделяются на подмерзлотные и надмерзлотные.

На д м е р з л о т н ы е в о д ы пользуются в районе повсеместным распространением. Они циркулируют в течение времени года в рыхлых аллювиально-делювиальных и аллювиальных отложениях, а также в верхней разрушенной зоне коренных пород. Водупорным может для них являться верхняя поверхность многолетней мерзлоты. Глубина затекания данного водоносного пласта определяется составом водоупорных отложений и мощностью слоя сезонного промерзания - оттаивания. К концу лета на склонах южной экспозиции глубина оттаивания достигает 3,5 м, на склонах северной экспозиции - 1,3-1,9 м, а на заболоченных участках - до 0,5 м. Мощность водоносного горизонта колеблется от первых сантиметров в пределах поджигательных форм рельефа до нескольких десятков сантиметров в пониженных и на выровненных плоских водоразделах. Питание надмерзлотных вод происходит за счет атмосферных осад-

ков и оттаивания сезонной мерзлоты. По режиму они относятся к безнапорным, а на отдельных участках в силу местных факторов - к напорным. С надмерзлотными водами связаны выходы многоочисленных источников, расположенных обычно в полноводии склонов речных долин. Дебиты источников колеблются от десятков долей до 2-3 м³/с и более. По составу воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые с незначительной минерализацией, что видно из приведенной формулы Курлова (опробован источник на правобережье р.Сред.Моклы ниже устья р.Вардыя)



Жесткость (постоянная) составляет 0,3 мг·экв/л, рН = 5,9, свободная углекислота содержится в количестве 4,4 мг/л.

П о д м е р з л о т н ы е в о д ы залегают ниже толщи многолетнемерзлых пород на глубине 80-200 м (Озерский и др., 1969). Они относятся к трещинному и трещинно-жильному типу, так как приурочены к кристаллическим породам и зонам тектонических нарушений. В процессе работ отмечены восходящие источники, приуроченные к тектоническим нарушениям в долинах р.Чопконов и правого притока р.Амгугнакачи. В местах выходов источников зимой образуются наледи размером до 300 x 500 м, мощность льда в них достигает 2 м. Дебиты источников колеблются от долей до 100 л/с. Подмерзлотные воды гидрокарбонатные кальциево-магниево-сульфатные и гидрокарбонатные кальциево-натриевые, о чем свидетельствует их химический состав:



Пробы отобраны соответственно из источников в верховьях долины р.Кавыктакан и в правом притоке р.Амгугнакачи. Воды нейтральные (рН = 5,9-6,5), мягкие (0,41-1,76 мг·экв/л), с незначительным содержанием свободной углекислоты (4,4-6,6 мг/л).

Надмерзлотные и подмерзлотные воды по физическим свойствам, минерализации и составу вполне пригодны для питьевого и хозяйственного водоснабжения. Подмерзлотные воды по запасам могут служить надежными источниками водоснабжения населения на участках рекомендуемых поисковых и разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

О ПУБЛИКОВАНИИ

Буткевич Т.В. Вольфрам. Преобладание промышленности к качеству минерального сырья. Геолотехиздат, 1960, вып. 43.
Ветлужских В.Т., Кудрявцева В.А., Соколов Н.А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимгтон. - В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского шита. Недра, 1966.

Каца А.Т. К вопросу о стратиграфии архея юго-запада Алданского шита. - Мат-лы по регион. геол. Тр. ВНИГ, 1962, вып. 8.
Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. Недра, 1964.

Лазарко Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. - Изв. Львовск. гос. ун-та, 1956.

Музис А.И. Древние оледенения Колдари-Удоканского горного района. - В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Изд. Зап. фид. геогр. об-ва СССР, 1967, вып. 2 (4).

Озерский А.Ф., Фалькин Е.М. Некоторые черты металлотени золота севера Читинской области. - Тез. Докл. литой научн. геол. конф. Чита, 1966.

Озерский А.Ф., Трянин Ю.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Олекмо-Витимская, лист К-51-ХШ. Объяснительная записка. Недра, 1969.

Озерский А.Ф., Трянин Ю.П. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Олекмо-Витимская, лист К-50-ХП. Объяснительная записка. М., 1974.

Поклов В.Г. Условия образования антогенных месторождений молибдена в СССР. Недра, 1964.

Салоп Д.И. Докладный СССР. - В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. на XXIII сес. МГУ. Наука, 1968.

Смеловский С.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист К-50 (Фрутенск.). Объяснительная записка. Геолотехиздат, 1963.

Старченко В.В., Озерский А.Ф., Фалькин Е.М., Шульгинер В.И. Основные черты тектоники и металлотени Олекмо-Витимской горной страны. - В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. Наука, 1968.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Геолотехиздат, 1963.

Судовиков Н.Т., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного образования Алданского шита. Наука, 1965.

Шульгинер В.И., Озерский А.Ф. Геология нижнего докембрия Шлива-Олекминского междуречья. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 8.

Шульгинер В.И., Озерский А.Ф., Фалькин Е.М. Сопоставление раннепротерозойского и архейского структурных комплексов в северо-восточном Забайкалье и условия залегания раннепротерозойской геосинклинали. - В кн.: Вопросы геологии, петрологии и металлотени магматических комплексов Востока СССР. - Тез. Докл. Владивосток, 1968.

Шульгинер В.И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинория в Забайкалье. Наука, 1969.

Флоренсов Н.А. Геоморфология и новейшая тектоника Забайкалья. - Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 2.

Фондова

Виневская И.И., Дейтес А.М., Турлин В.А. Результаты геологических исследований в междуречье Олекмы и Мокшакана и части левобережья р. Олекмы за 1950 г. 1951.
Турлин В.А. Результаты поисково-съемочных работ масштаба 1:200 000 в междуречье Тунгитра - Олекмы и по правобережью р. Витим. 1952.

Зайков Е.А., Панов В.И., Кудрик И.Д., Плягин В.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Джалира и Итаки. 1965.

Зацепин Е.И., Иенко Г.П., Крюков П.С. и др. Пояснительная записка к карте золотоносности Читинской области. 1959.

Иванов М.В., Зорин М.А., Дунан А.А. и др. Сводный отчет о гравиметровой съемке масштаба 1:1 000 000, выполненной на территории Читинской области в 1959-1963 гг. 1964.

Казик Д.И. Отчет по реконструктивным геологическим исследованиям Средне-Мокшинского варианта траса на участке р. Олекма от базы авростемочных работ до устья р. Мокши и р. Средняя Мокша от устья до перевала в р. Тундик. 1939.

Х/ Материалы хранятся в геологическом фонде Читинского ЦПО.

Килесов Н.Г., Малих В.С. Очерк золотоносности Оклемо-Калаарского района Забайкалья. 1954.

Кирлидк В.П. Геология и условия формирования докембридских комплексов юго-западной окраины Алдано-Витимского шта. 1966.

Киселева З.Н., Кислицин В.Н., Хазова Л.И. Геоморфолого-поисковые работы в бассейне р.Моклякан. 1963.

Киселева З.Н., Кислицин В.Н., Клименко В.М. Геоморфолого-поисковые работы в левобережной части р.Олемки и в верхнем течении р.Сред.Мокля. 1964.

Коселев Ю.Я., Крутлов В.Д. Окончательный отчет Мокляканской партии по поисковым работам на россыпное и рудное золото за 1965-1966 гг. 1967.

Крутлов В.Д., Огнев В.М., Дехнич Л.П. и др. Отчет Калаканской партии по поисковым работам за 1963-1966 гг. 1967.

Огородников В.Д., Мастюжин Л.А. Обобщение и анализ материалов региональных геофизических работ для составления прогнозно-металлогенетической карты Юго-Восточного Забайкалья масштаба 1:200 000. 1965.

Постоев К.И. Геологические исследования в районе левобережья верхнего течения р.Олемки в 1929 г. 1930.

Прокорьев П.И. Геологопоисковые исследования в верховьях рек Тунгира и Олакмы. 1929.

Рокин К.Е., Григоров В.А., Кудрина К.Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые листа М-50-ХУШ. 1966.

Сачунов Н.В., Прокорчук Г.Н., Мишагов В.Э.Д. и др. Отчет о результатах работ Аэрогеофизической партии, проведенных в 1968 г. 1969.

Смеловский С.Л., Денюк Л.Н. Геологическая карта севера Читинской области масштаба 1:500 000. Объяснительная записка. 1965.

Смолянский П.А., Гладыш Н.Д., Гребенников В.С. Результаты геологических исследований в верховьях рек Тунгира и Олемки. 1947.

Сусленников В.В., Белоглазова О.С. Отчет Забайкальской аэромагнитной партии за 1957 г. 1958.

Сусленников В.В., Белоглазова О.С., Беляев В.М. Отчет Забайкальской аэромагнитной партии за 1958 г. 1959.

Гришин Ю.П., Дысяк А.М., Борисов В.Г., Елдяков Б.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р.Средняя Мокля. 1969.

Фалькин Е.М. Окончательный отчет тематической партии № 4 по теме "Стратиграфия докембридских образований северной части Читинской области". 1966.

Фалькин Е.М., Фалькина Н.А. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения рек Калар и Калакан. 1969.

Федоренко Л.П., Англичанина Л.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые водораздела рек Нижки и Амазара. 1965.

Халкевич К.Ф., Сачунов Н.В., Мастюжин А.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья верховьев Калара и Калаканы. 1967.

Шеломенцев И.Г., Булетов В.И. Отчет Витимской геолого-геофизической партии о поисковых работах за 1957-1959 гг. 1959.

Шуликова В.И., Васильевский В.А., Потемина В.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Тунлак. 1967.

Приложение I

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ
КАРТЫ ПОДЗЕМНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, это фонд-ный номер
1	2	3	4	5
1	Винневокая И.И., Лейтес А.М., Тугин В.А.	Результаты геологических исследований в междуречье Олекмы и Мокляканна и части левобережья р.Олекмы за 1950 г.	1951	5892
2	Тугин В.А.	Результаты поисково-съемочных работ масштаба 1:200 000 в междуречье Тугиры - Олекмы и по правобережью р.Витим	1952	6146
3	Зацепин Е.И., Лено Г.П., Крыков П.С., Лозовский В.И., Ляхницкий В.М., Юркина Г.Е.	Пояснительная записка к карте золотопромышленности Читинской области	1959	9349
4	Киселева З.Н., Кислицын В.Н., Хазова Л.И.	Геоморфолого-поисково-вые работы в бассейне р.Моклякан	1963	10402
5	Киселева З.Н., Кислицын В.Н., Клименко В.И.	Геоморфолого-поисково-вые работы в левобережной части р.Олекмы и в верхнем течении р.Сред.Моклы	1964	11051

X/ Материалы хранятся в геологическом фонде Читинского ЦГО.

1	2	3	4	5
6	Кошелев Ю.Я., Круглов В.Д.	Окончательный отчет Мокляканской партии по поисковым работам на россыпное и рудное золото за 1965-1966 гг.	1967	11715
7	Круглов В.Д., Огнев В.М., Дехтяч Л.П., Кислицын В.Н., Мещеряков И.Н.	Окончательный отчет Калыканской партии по поисковым работам за 1963-1966 гг.	1967	11685
8	Килессо Н.Г., Малых В.С.	Черт золотоносности Олекмо-Каларского района Завьялкаля	1954	7909
9	Трянин Ю.П., Лысак А.М., Борисов В.Г., Еддаков Б.Г.	Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев р.Сред.Моклы	1969	12358
10	Щеломенцев И.Г., Бугетов В.И.	Отчет Витимской геолого-геофизической партии о поисковых работах за 1957-1959 гг.	1959	9137

СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по кар-те	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - коренное, Р - россыпное)	№ использования земельного материала по списку (прилож. I)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы					
Золото					
46	Ш-1	р. Сред. Мокля	Эксплуатация в Тирова-дооь	Р	9
50	Ш-2	р. Окта	То же	Р	3,3
51	Ш-2	р. Верх. Кавьктаган	Отраб-тано	Р	3,5,8
55	Ш-3	руч. Присковый	Эксплуатация в Тирова-дооь	Р	3,5,8
57	Ш-3	Верховье руч. При-сковый	Отраб-тано	Р	9
90	IV-4	р. Запов	То же	Р	3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

№ по кар-те	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - коренное, Р - россыпное)	№ использования земельного материала по списку (прилож. I)
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы					
Золото					
47	Ш-1	Верховье р. Сред. Мокля	Не эксплуатируется	Р	9
87	IV-4	р. Верх. Мокля	То же	Р	6,9

Приложение 4
СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-50-XI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Индекс на карте	Название (местонахождение) проявления ископаемого	Характеристика проявления	№ исполд-зованного материала по списку (прилож. I)
1	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Ц в е т н ы е м е т а л л ы				
М е д ь				
5	I-1	р. Тундак	Литогеохимический ореол X/	9
75	IY-3	р. Джекдача	То же	9
76	IY-3	Джекдачинское-1	Свяди кварца с пиритом, халькопиритом	2
77	IY-3	Джекдачинское-2	То же	9
С в и н е ц				
4	I-1	руч. Омоччи	Литогеохимический ореол	9
23	I-1	р. Чандукод	То же	9
24	I-1	р. Бурунда	"	9
28	I-1	Междуречье Чолко - Верх. Чолко	"	7,9
29	I-1	Верх. Чолко-1	Зона окварцеванная с пиритом, таленитом	9

X/ Значь и далее ореолы вторичные.

1	2	3	4	5
30	I-1	Верх. Чолко-2	Зона кварца с пиритом, таленитом	9
44	I-4	Средне-Моклинское	Свяди кварца с пиритом	9
45	III-1	р. Сред. Мокла	Литогеохимический ореол	7
48	III-1	р. Мат. Джурал	То же	7
53	III-2	р. Окта	"	9
89	IY-4	Правобережное	Свяди кварца с таленитом, пиритом	9
М и ш ь я н				
71	IY-2	руч. Закдакян-2	Литогеохимический ореол	9
84	IY-3	р. Ниж. Бардак	То же	9
85	IY-3	р. Хорогочи	"	9
Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы				
З о л о т о				
43	I-4	Левобережное	Свяди окварцованных, пиритизированных пород	9
67	IY-2	Джекдачинское	Свяди кварца с пиритом, халькопиритом	9
70	IY-2	р. Найденка	Литогеохимический ореол	9
Р е д к и е м е т а л л ы				
О л о в о				
52	III-2	р. Верх. Каяктыакан	Шлиховой ореол	9

1	2	3	4	5
54	Ш-3	р. Верх. Карашки	Шлиховой ореол	9
56	Ш-3	р. Мал. Джекдачи	То же	9
15	Г-3	р. Кавыктакан	Вольфрам Литогеохимический ореол. Вольфрам - 0,001%, висмут - 0,0003%	9
18	Г-4	р. Кавыктакан	Шлиховой ореол	9
59	Ш-4	р. Амуньякта	То же	4
69	ГУ-2	р. Джекдача	Литогеохимический ореол	9
79	ГУ-3	Междуречье Сайбо- чи - Катдакчачи	Шлиховой ореол	4
80	ГУ-3	Там же	Литогеохимический ореол	9
83	ГУ-3	Вольфрамное	Жилы кварца с тито- неритом, блеклыми рудами	9
2	Г-1	р. Тундак	Моллибден Литогеохимический ореол	9
6	Г-1	р. Чандуккол	То же	9
8	Г-1	Чандуккольское	Граниты с вскрышен- ностью моллибденита	9
9	Г-1	р. Чандуккол	Литогеохимический ореол, моллибдена - до 0,09%	9, 10
10	Г-2	р. Амуньякта	Литогеохимический ореол	9
17	Г-4	р. Кавыктакан	То же	9

1	2	3	4	5
19	Г-4	Кавыктаканское	Связи катаклизирован- ных гранитов с вскры- шенностью моллибденита	9
22	П-1	Ялоновое	Штокверковые зоны с прожилковой кварц-мо- либденитовой минера- лизацией	9, 10
26	П-1	р. Бурунда	Литогеохимический ореол	9
27	П-1	Бурундинское	Связи гранодиоритов с прожилками моллиб- денита	9
32	П-1	Чокчокольское	Связи кварца с мо- либденитом	9
33	П-1	р. Ср. Мокля	Шлиховой ореол	7
34	П-2	р. Джекловун	То же	9
35	П-2	"	Литогеохимический ореол	9
36	П-2	Междуречье Чол- ко - Джекловун	Шлиховой ореол	9
38	П-3	Бушучи-1	Связи кварца с мо- либденитом	9
39	П-3	Бушучи-2	То же	9
40	П-3	Междуречье Бушучи - Иркинран	Литогеохимический ореол	9
42	П-4	Правобережное	Связи кварца с мо- либденитом	9
49	Ш-1	Диктинское	Связи кварца с мо- либденитом	9
58	Ш-1	р. Мал. Джекдачи	Литогеохимический ореол	9
60	ГУ-2	р. Буричи	То же	9
61	ГУ-1	р. Джекдачи	"	9
62	ГУ-2	"	"	9

1	2	3	4	5
64	IУ-2	Водораздельное	Свалы кварца с молибденитом	9
65	IУ-2	р. Джекдачи	Литогеохимический ореол	9
66	IУ-2	Джекдачинское	Свалы кварца и брекчированных пород с молибденитом	9
68	IУ-2	р. Джекдачи	Литогеохимический ореол	9
72	IУ-2	р. Найденка	То же	9
73	IУ-2	Найденковское	Свалы кварца с молибденитом	9
74	IУ-3	Праводжекдачинское	То же	9
78	IУ-3	Верхнесайбочинское	"	9
81	IУ-3	Сайбочинское	"	9
82	IУ-3	Среднесайбочинское	"	9
86	IУ-4	Сивалгинское	"	1
88	IУ-4	р. Запов	Литогеохимический ореол	9
92	IУ-4	р. Болжикит	То же	9
93	IУ-4	Солжикитское	Свалы кварца с пиритом, молибденитом, халькопиритом	4,9
		Тантал и ниобий		
II	I-2	р. Ненну	Шлиховой ореол	
I2	I-3	"	Литогеохимический ореол	9
3	I-1	р. Тундак	Висмут Шлиховой ореол. Вис-	8

1	2	3	4	5
7	I-1	р. Чандукол	Мутовые минералы - в знаках Шлиховой ореол. Вис-мутовые минералы - в знаках	9
I4	I-3	р. Кавиктакан	То же	9
I6	I-4	"	"	9
91	IУ-4	Кочкарное	Свалы кварцевых жид с висмутинитом, таленитом, пиритом	9
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Х и м и ч е с к о е с и р ь е		
		Флюорит (флюс и химсырзе)		
I	I-1	Олонновское	Свалы кварцглазированных пород с кварц-флюоритовыми прожилками	9
I3	I-2	Ягоновое	Жилы кварца с флюоритом	9, 10
20	I-4	Левобережное	Свалы катквлязированных и брекчированных пород с флюоритом	9
21	I-1	Чандукольское	Свалы триванитов с кварц-флюоритовыми прожилками	9
25	I-1	Бурундинское	Свалы кварца с флюоритом	9
31	I-1	Верхне-Толпоновское	То же	9

1	2	3	4	5
37	П-3	Иркинранское	Жили кварца с флюоритом	9
41	П-3	р.Джеловун	Шликовой оруд	9
63	П-2	Верхнеджекдачинское	Свяди кварца с флюоритом	9

В брошюре пронумеровано III стр.

Редактор И.С.Дупорова
Технический редактор С.К.Леонова
Корректор Л.П.Трензельева

Слано в печать 27.05.81. Подписано к печати 23.03.84.

Тираж 198 экз. Формат 60x90/16 Печ.л.7,0 Заказ 845с

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
объединения "Совзгеофонд"

