

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 05

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ДЖУГДЖУРСКАЯ

Лист №-53-VIII
(устье р.Лимну)

Объяснительная записка

Составитель *Б.А.Годзевич.*
Редактор *Ю.П.Рассказов*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
9 декабря 1971 г., протокол № 35

МОСКВА 1983

ВВЕДЕНИЕ

О Г Л А В Л Е Н И Е		Стр.
Введение	5	
Геологическая изученность	6	
Стратиграфия	10	
Интрузивные образования	33	
Тектоника	55	
Геоморфология	64	
Полезные ископаемые	66	
Подземные воды	80	
Оценка перспектив района	82	
Литература	86	
Приложения	90	

Территория листа N-53-УШ расположена в Туруро-Чумканском районе Хабаровского края и ограничена координатами $54^{\circ}40'$ - $55^{\circ}20'$ с.ш. и $133^{\circ}00'$ - $134^{\circ}00'$ в.д. Северная ее часть относится к отрогам Станового, а южная - к системе Майского хребта. Отроги хр. Станового высотой до 1808 м вытянуты в меридиональном направлении. Майский хребет имеет близширотное простирание и возвышается до отметки 1886 м. Рельеф представлен преимущественно среднегорьем со скалистыми гребенчатыми водоразделами выше 1000 м и крутыми обрывистыми склонами, расчлененными глубокими ложбинами и карами. Около трети территории занимает выположенное низкогорье с абсолютными отметками водоразделов 600-1000 м и относительными превышениями 400-800 м. Минимальные отметки (до 180 м) имеет долина р. Май.

Большая часть гидросети принадлежит бассейну р. Май (Половинной), крупного левого притока р. Уд. Река Май течет на восток. На западе района ее долина глубоко врезанная, ширина русла 150-200 м. Ниже устья р. Лимы она расширяется до 2-4 км, а русло разветвляется на множество проток, достигая в местах их слияния ширины 350 м. Глубина фарватера меняется от 2-5 м на плесах до 0,5 м - на перекатах. Скорость течения от 0,2 до 3-5 м/с. Средний уклон тальвега - 0,003. Вдоль берегов каменистые перекаты препятствуют русло р. Май вблизи устьев рек Бартак и Совзбек. На остальных участках по реке можно передвигаться на моторной лодке. Лесовосстав по р. Май затруднен из-за обилия проток и частых летних паводков, при которых подъем уровня воды достигает 3-5 м. Крупные притоки р. Май - Лиму, Чеборкан, Кононный, Бартак, Гита - быстрые порожистые горные реки шириной 20-80 м, с изменчивым водным режимом. С южных склонов Майского хребта стекают реки, непосредственно впадающие в р. Уд (Прав. и Лев. Гита, Чалыран, Нотали).

Климат района суровый континентальный, подверженный влиянию муссонов. По данным ближайшей метеостанции "Ляна", средняя годовая температура здесь $-5,7^{\circ}$. Среднемесячная температура в январе $-28,3^{\circ}$, в июле $+15,4^{\circ}$. Абсолютный минимум (-53°) прихо-

лился на начало февраля, в максимум (+38°) - на июль. Морозы длились с начала сентября до конца апреля. Среднегодовое количество осадков 345 мм. Большая часть дождей выпадает в июле и августе. Снежный покров держится с первых чисел октября до середины мая. В летнее время преобладают юго-восточные ветры, в зимнее - северо-западные. Район находится в зоне вечной мерзлоты, мощность которой более 40 м. В летнее время она оттаивает на глубину 0,2-3 м.

В долинах рек растут тополь, ель, лиственница, береза и оосна. На склонах гор до высот 700-800 м господствует лиственный тайга. На высотах 800-1000 м преобладают заросли кедрового стланика. Еще выше расположена тальцовая зона, покрытая мхами, лишайниками, реже кедровым стлаником, кустарниковой березой.

Район экономически не освоен. Ближайший населенный пункт пос. Удское, где имеется сельсовет и аэродром, удален на 60 км к юго-востоку. Наземными путями сообщения в районе служат выт-ные тропы вдоль долины рек Лимы, Май, Чеборкан, Кононный, Май-ский хребет пересекает рубленая тропа, проследившаяся по р. Лиме к р. Чалдыни через перевал высотой 950 м над уровнем моря.

Особенность неровномерная. Коренные выходы пород встречаются на гребнях водоразделов, на крутых склонах гор и по берегам рек. Большая часть территории покрыта делювиально-элювиальными осипами. Транспортировка в район возможна на вертолете или самолете Ан-2. Для посадки самолета пригодны косы в широких участках долины р. Май.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

До 40-х годов текущего столетия исследовались лишь смежные площади, прилегающие к побережью Охотского моря и бассейну р. Уды. С середины прошлого века этот бассейн стал объектом поисков россыпного золота. До революции его обследовали Н. Г. Меглицкий (1850-1851 гг.), Н. П. Аносов (1857-1858 гг.), К. И. Богданович (1895 г.), К. В. Прохоровский (1909-1913 гг.), а в 30-40-х годах - П. С. Бернштейн (1937 г.), А. А. Леонтович и Н. А. Раков (1939 г.). В результате их работ, имевших обзорный характер, были намечены общие черты геологического строения региона и выявлена бедная золотосодержащими аллювиальными отложениями.

В 1949-1952 гг. территория листа N-53-УШ была покрыта съемкой масштаба 1:1 000 000. Северо-восточную ее часть (бассейны

рек Чеборкан и Кононный) заснял Н. А. Раков (ДВТУ), а остальную - В. Н. Мошкин (ВСЕТИ). Последние в 1952 г. в верховьях р. Лимы открыли Майское месторождение свинцово-цинковых руд, а в 1953 г. в районе его произвел некондиционную геологическую съемку масштаба 1:200 000. При этих работах /24, 25/ была намечена схема последовательности магматизма, сохранявшая свое значение вплоть до 1953 г. Майская партия ДВТУ под руководством П. А. Эпова произвела оценку Майского месторождения, которое оказалось непромышленным. Недокученным остался юго-западный фланг рудной зоны /19/. Материалы исследований 1949-1953 гг. использованы при составлении государственной геологической карты листа N-53 масштаба 1:1 000 000 /4/.

В 1956 г. в северной части территории была произведена аэроматричная съемка масштаба 1:200 000 (Е. Г. Херувимова, ВАГТ), а в 1958 г. площадь ее наращена к югу (И. И. Шапочка, ДВТУ).

В 1956-1962 гг. сопредельные с севера территории были занесены в масштабе 1:200 000. В. В. Шихановым, ДВТУ /10/, В. Ф. Зубковым, ДВТУ /3/, Н. С. Шапак, ВАГТ /11/. Параллельно с этой съемкой в конце 50-х, начале 60-х гг. В. Н. Мошкин выполнил тематические исследования по разработке схем стратиграфии и магматизма восточной части Лутлиуро-Становой складчатой области. Полученные материалы изложены в рукописи монографии В. Н. Мошкина, Н. С. Шапка и Н. Д. Зленко /26/ и в ряде статей В. Н. Мошкина /6, 7, 8/. В этих работах, применительно к данному району, метаморфические породы расчленены на лутлиурскую и удинскую серии нижнего протерозоя; таборокли Кул-Маньенского массива отнесены к майско-джаннинскому, а Сехататского массива - к лутлиуро-скому (анорозитовому) комплексу раннего протерозоя. Становление транзитивов Маратейского массива В. Н. Мошкин связал с этапом раннепротерозойского тектогенеза. Принципиально важным для понимания докембрийской геологии региона явилось выделение им в бассейне р. Уды древнейшей серии архей, коррелируемой с курультинской серией западной части Станового хребта.

В 1963-1966 гг. на площади смежных с юга листов произвели съемку масштаба 1:200 000 партии ДВТУ, возглавляемые В. И. Шеройной, Ф. С. Фроловым и С. М. Брагинским. Последней /12/ в области раннепротерозойского складчатого обрамления Алданского шита впервые выделил Чотарскую группу архей.

В 1963-1967 гг. Удской экспедицией ДВТУ были проведены поиски золотосодержащих россыпей в бассейнах рек Ниледи, Берг-Зальт, Промалей, Майган /18/, Кононный, Чеборкан, Лимы /27/ и в вер-

хоться р. Бол. Оманжи /21/. Промышленные россыпи не обнаружены. На водоразделе рек Чебоксан и Димы В.И. Орлов /27/ выявил перспективное рудопроявление молибдена.

В 1966-1969 гг. рассматриваемая площадь была закартирована в масштабе 1:200 000 Средне-Майской партией ДВТУ. В 1966 г. ею руководил В.А. Мамонтов, а затем - Б.Д. Голдевич. В 1967 г. по рекомендации В.А. Мамонтова в междуречье Чебоксан и Диму развернулись поисковые работы масштаба 1:50 000 по оценке поля мусковитовых сланцев /28/. Полю дана отрицательная оценка. В этот же период на площади смежных с запада и востока листов произвели среднемасштабную съемку А.Ф. Василькин (N-53-VII) и В.Н. Гончаров (N-53-IX). В 1969 г. район покрыт триапетрической съемкой масштаба 1:1 000 000 /22/.

Геологическая карта и карта полезных ископаемых листа N-53-VIII составлены по материалам работ Средне-Майской партии в 1966-1969 гг. /14/, с учетом предыдущих исследований. При этом использовались аэрофотограмметрические масштаба 1:28 000 по зачетам 1966 г., карта магнитного поля масштаба 1:200 000 и триапетрическая карта масштаба 1:100 000. Снимки имеют хорошее качество, степень их дешифрируемости неравномерная, чаще плохая. По ним выявлены: системы разрывных нарушений, границы рыхлых четвертичных отложений и речные фации стратиграфических и интрузивных контактов. На карте магнитного поля интерпретируются лишь крупные геологические тела и структуры (рис.1). Так, в центральной части площади полев отрицательной напряженности характеризуется крупный оливиновый олок нижнепротерозойских пород. Обширные поля положительной напряженности преимущественно создаются массивами раннемагматических гранитоидов. В южной части площади и вдоль р. Маи намечаются линейные зоны повышенных градиентов магнитного и триапетрического полей, приуроченные к крупным разломам.

В составлении геологической карты листа, помимо автора записки, принимали участие В.А. Мамонтов, В.Н. Зинин, М.С. Давидович, И.Т. Натеров, В.Ф. Шагов, Е.Н. Фредихин, В.Н. Попов, С.П. Крупица. Определительные работы выполнены в Комплексно-тематической экспедиции ДВТУ: химические анализы - Г.Т. Давидченко, А.Н. Тераскина, Е.Т. Шаровой; палеонтологические определения - Л.Д. Казачкина, И.Б. Мамонтовой, Л.И. Лукашовой; определения абсолютного возраста - Т.К. Ковальчук.

С изданными геологическими картами смежных листов, ввиду получения новых материалов, возникли некоторые расхождения. Суть их следующая.

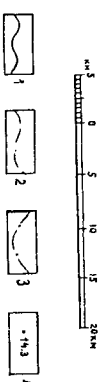


Рис.1. Карта магнитного поля
Изолинии /ΔT/ в мЗ: 1 - положительные; 2 - отрицательные;
3 - нулевые и кратные 5; 4 - точки экстремумов /ΔT/ в и их значения в мЗ

На территории листа N-53-II/11/ табло и табло-анортозиты Кун-Маньенского массива условно отнесены к раннему протерозою. Данные автора записки, а также А.Ф. Василькина /13/ и В.Н. Тончарова /16/, свидетельствуют об архейском возрасте этих образований.

Кроме того, в бассейне р. Кустак в составе массива выделена фаза табло-анортозитов, не показанная на карте листа N-53-II. Там же транзитом Чалбук-Яконского массива условно сопоставлены с Джулджурским комплексом раннего мела. Однако позже В.И. Орловым /27/ установлено, что эти транзиты перекрыты кислыми эффузивами, сходными с мелейской свитой нижнего мела. В связи с этим, они включены в улуский комплекс раннемеловых интрузий. В бассейне р. Кустак, в краевой части Чалбук-Яконского массива, закартирована фаза кварцевых диоритов, не отображенная на смежном листе карты. Там же дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров и фельзитов отнесены к палеогену (r1 Pg). На рассматриваемой площади дайки подобного состава тектонически связаны с кислыми эффузивами мелейской свиты (K₁ mg) и аллюкитовыми гранитами позднего мела (r K₂).

На площади листа N-53-XIV/29/ джелонская свита расположена на две подсвиты, а выше нее выделена толща умеренно кислых эффузивов (r1 Ст.). В описываемом районе подобное членение джелонской свиты невозможно, вследствие изменчивости фациального состава отложений. В состав свиты включены и умеренно кислые эффузивы, поскольку они прорваны гранитоидами улуского комплекса.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицируемые образования занимают около 35% территории. Они делятся на архейские, нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, верхнеуральские-нижнемеловые, нижнемеловые и четвертичные. Метаморфические породы архей сосредоточены в северной и южной частях площади, а нижнепротерозойские - в раздельшем их грабене широтного простирания. Небольшие выходы верхнего протерозоя расположены в юго-восточной части территории. Там же наиболее распространены и верхнеуральско-нижнемеловые вулканические образования. В долинах рек развиты четвертичные аллювиальные, ледниковые и водно-ледниковые отложения.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А Д ж а н и н с к а я с е р и я

Метаморфические породы архей, объединенные в джанинскую серию, входят в пределы Джулджурского и Чотарского выступов фундамента, занимающих соответственно северную и южную части площади. Они представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, реже габброидными, метаморфизованными в гранулитовой фации и прегрессирами региональный диафторез. От архейских серий юго-восточной части Алданского щита джанинская серия отличается своеобразным разрезом, в котором преобладают породы повышенной основности. Из трех свит, известных в ее составе, в районе распространены две верхние: улусская и китандинская. Выделение их связано с возможным лишь в относительно крупных тектонических блоках, где сохранились породы с реликтами минералов гранулитовой фации метаморфизма. Сильно расчлененные породы архей, разбитые в изолированных тектонических клиньях и коенолитах, показаны на геологической карте как нерасчлененные отложения джанинской серии.

У л у с к а я с в и т а (Ar^{uc}) содержит гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы, амфибол-биотитовые, биотит-амфибол-пироксен-амфибол-овые (иногда гранатосодержащие) гнейсы и кристаллические сланцы. В Джулджурском выступе свита слагает вытянутые в широтном направлении фрагменты ядер антиклинальных складок шириной до 4 км. Она окarakterизована здесь частными разрезами по склальным трещинам водоразделов. Нижняя ее часть, между речью Лимну и Чебоксар, имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Гнейсы гранат-биотитовые графитосодержащие 70 м
2. Гнейсы биотит-амфибол-овые 15 "
3. Гнейсы гранат-биотитовые с графитом 60 "
4. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-амфибол-овые 20 "
5. Гнейсы гранат-биотитовые с графитом 100 "
6. Гнейсы гранат-диопсид-амфибол-овые 10 "
7. Гнейсы гранат-биотитовые с графитом 30 "
8. Гнейсы гранат-биотитовые с реликтами прослоями амфиболовых кристаллических сланцев 15 "
9. Гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые 30 "

10. Гнейсы гранат-биотитовые с редкими прослоями биотит-амфиболовых кристаллических сланцев 100 м

Мощность по разрезу 450 м.

Верхняя часть свиты на водоразделе рек Лыму и Кустан представлена следующими отложениями (снизу вверх):

1. Гнейсы биотит-амфиболовые 150 м
2. Гнейсы гранат-биотитовые, часто содержащие трацит 200-250 "
3. Гнейсы и кристаллические сланцы биотит-амфиболовые с прослоями (до 2 м) гранат-биотитовых гнейсов 40 "
4. Гнейсы гранат-биотитовые 10 "
5. Глобко переслаивающиеся гнейсы гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые 20 "
6. Гнейсы гранат-биотитовые 60 "
7. Кристаллические сланцы и гнейсы амфибол-биотитовые и биотит-амфиболовые 100 "
8. Гнейсы гранат-биотитовые с трайтом 10 "
9. Гнейсы биотит-амфиболовые и кристаллические сланцы 150-160 "
10. Гнейсы трайфит-гранат-биотитовые 30 "

Мощность по разрезу 770-830 м. Контакт между ультраучной

и иктантинской свитами по этому разрезу тектонический.

В пределах Чотарского выступа архей ультраучная свита образует выходы площадью до 10-30 км². По р. Чебоокан верхняя пачка ее (200 м) представлена лейкократовыми мелкопелитными биотитовыми гнейсами с прослоями пироксен-амфиболовых кристаллических сланцев.

Мощность ультраучной свиты не менее 1500 м. Особенность ее строения заключается в уменьшении объема гранатосодержащих гнейсов от 80% в нижней ее части до 40-45% - в верхней. Граниты с иктантинской свитой проводятся по изчезновению этих пород в разрезе.

И к т а н т и н с к а я с в и т а (архей) сложена амфиболовыми, пироксен-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями и линзами кальцифидов, амфибол-биотитовых и биотитовых гнейсов. Она встречается обычно совместно с ультраучной свитой и лишь по р. Кустан слатает особые контакты между свитами в коренных обнажениях наблюдались в правобережье р. Салга - Лыму и в верхнем течении р. Чебоокан. Разрез нижней части иктантинской свиты на водоразделе рек Лыму и Ку-

так представлен следующими породами (снизу вверх):

1. Гнейсы и кристаллические сланцы пироксен-амфиболовые 180 м
2. Кристаллические сланцы дупироксен-амфиболовые 150 "
3. Гнейсы и кристаллические сланцы амфиболовые, биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые 200-220 "
4. Гнейсы биотит-амфиболовые 70-100 "
5. Кристаллические сланцы дупироксен-амфиболовые 10 "
6. Гнейсы и кристаллические сланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые в частом чередовании 150-160 "

Мощность по разрезу 760-820 м.

В Чотарском выступе, вдоль р. Чебоокан, в составе свиты выделяются следующие пачки:

1. Гнейсы и кристаллические сланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые с прослоями кальцифидов (2-5 м) 200 м
2. Гнейсы амфиболовые, иногда пироксеносодержащие 120-150 "
3. Кристаллические сланцы амфиболовые, пироксен-амфиболовые, редко гнейсы биотитовые 300-350 "
4. Гнейсы амфиболовые, пироксен-амфиболовые с редкими прослоями кристаллических сланцев того же состава 300-350 "

Мощность по разрезу 920-1050 м. Общая мощность свиты оценивается в 1800 м. Для иктантинской свиты характерна монотонность разреза, нарушаемая вариабельной основностью пород в различных пачках. Прослой и линзы кальцифидов тяготеет к низам разреза. По простиранию они не выдержаны и встречаются преимущественно в восточной части территории.

Минеральный состав пород архей изменчив, как вследствие их различного исходного состава, так и неодинаковой степени регрессивного метаморфизма. Слабо дифференцированные пироксеносодержащие и биотит-гранатовые гнейсы и сланцы сохраняются спорадически. Эти породы имеют мелкопелитную полостчатую текстуру. Пироксеносодержащим породам присущ тусклый оттенок. Биотит-гранатовые гнейсы светло-серые с темно-бурыми зернами граната. Гораздо шире распространены амфиболизированные алопироксеновые и биотитизированные алогранатовые гнейсы и сланцы, не претерпевшие рассланцевания и сохранившие текстурные особенности исходных пород. Окраска алопироксеновых пород зеленоват-серая за счет амфибола, развитого в виде псевдоморфов по пироксену. Алогранатовые гнейсы - серые, ржаво-серые, плотные породы с изометричными псевдо-

морфозами мелкозернистого биотита по гранату. В тех и других породах сохранились реликты первичных высокотемпературных минералов. Около близкитовых разломов породы преобразованы в амфиболиты, биотит-амфиболовые, биотитовые бланкетиты, практически лишённые реликтов исходных минералов. Ретрессивный метаморфизм проявлен зонально и степень его в целом понижается по мере удаления от траседа, сложенного нижнепротерозойскими породами. Ниже описываются ряды пород близкого исходного состава, но с различной степенью изменений.

Биотит-гранатовые, гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы обладают гранобластовой, порфиробластовой структурами и наложенными гетеробластовой, гномобластовой и микролепидогранобластовой структурами. Первичными минералами являются (в %): андезиты 33-37 - до 50-60, кварц - 15-50, микроклин-пертит - 0-30, темно-бурый гранат - 0-10, красно-бурый биотит - 0-12. Вторичные минералы (в %): олигоклаз 18-20, зеленовато-коричневый биотит - 0-15, красный гранат - до 1-2, мусковит - 0-5, полизит-до 5, хлорит - до 5. Акцессорные минералы: трафит, виллит, циркон, рутил, титаномегнетит, монацит. В породах обычно присутствуют по две генерации платиноклазов, биотитов и гранатов. Измененные платиноклазы обладают прямой питчистой зональностью. Зеленовато-коричневый биотит замещает красно-бурый биотит и темно-бурый гранат. Подураженный первичный биотит содержит обильные выделения саггиты. Гранат первичной генерации имеет показатель преломления 1,806-1,813, а вторичный, более бледноокрашенный - 1,774. Химический состав биотит-гранатового гнейса ультруской свиты (собр. 382, верхнее течение р. Чебоксан) следующий (в %): SiO_2 - 67,1; Al_2O_3 - 0,95; Al_2O_3 - 15,37; Fe_2O_3 - 2,28; FeO - 3,69; MnO - 0,04; MgO - 2,21; CaO - 1,83; Na_2O - 3,60; K_2O - 2,08; SO_3 - 0,34; P_2O_5 - 0,14; H_2O - 0,87. Порода пересечена глиноземом. В проекции на развернутое сечение тетраэдра П. Нигли она попадает на границу полей глинистых осадков и изверженных пород. Вероятнее всего, подобные гнейсы возникли за счет глинистых пород.

Проксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы и кристаллические сланцы имеют гранобластовую структуру, сложенную в результате расщепления и диффузии элементов апотранобластовой, гетеробластовой, нематобластовой и лепидобластовой структур. Породы состоят (в %): из платиноклаза - 45-70, гиперстена и диопсида - 0-10, амфиболов - 5-40, биотита - 0-12, кварца - 0-27, микроклина - 0-20; незначительно

развиты - до 2 - эпидот, хлорит, серпентит, пренит и акцессорные минералы - магнетит, апатит, циркон, сфен, рутил. Состав платиноклазов изменяется от № 42 в свежих породах до № 25 в диффуризованных. Часть пород содержит первичную роговую обманку, не имеющую реакционных соотношений с пироксенами. Она псевдохроует в коричневых тонах ($c:Ng = 18^\circ$, $2v = -78^\circ$). Но преобладает вторичные амфиболы актинолит-тремолитового ряда, образующие псевдоморфы по пироксенам. По периферии этих псевдоморфов нередко развиты голубовато-зеленая роговая обманка ($2v = -65-73$, $c:Ng = 15-19^\circ$). Иногда она непосредственно замещает пироксен и коричневую роговую обманку. Биотит представляет первичной генерацией красноватого цвета и более широко развитой вторичной, псевдохроушей в коричнево-зеленых тонах. Гиперстен и диопсид встречаются порознь и совместно. Гиперстен слабо псевдохроушен ($2v = -48^\circ$). Диопсид в проходящем свете бледно-зеленый ($c:Ng = 38-40^\circ$, $2v = +64^\circ$). Рассмотренные породы по минеральному составу близки к ряду тебобриков. Учитывая то, что они переслаиваются с кальцифрами и выдержаны по простиранию, представляется вероятным их образование за счет основных вулканогенных пород.

Гранат-пироксен-амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы содержат (в %): платиноклаз - 10-55, кварц - 0-35, биотит - 1-5, гранат - 7-25, гиперстен - 0-1, диопсид - 0-5, амфибол двух генераций - 15-30, полизит - до 7.

Кальцифры - белые, розоватые, зеленоватые, массивные породы. Структура их гранобластовая. Фторстеркиновые кальцифры содержат (в %) кальцита и доломита - 70-83, фторстерта - 10-25, флогопита - до 5 и вторичные минералы (в %): серпентин - 2-4, брусит - до 1. Диопсидовые кальцифры состоят (в %) из кальцита, доломита - 80,83, диопсида - 3-5, флогопита - до 2 и вторичных минералов - тремолита - до 4, полизита, клиноцокаита - 5, брусита - до 3 и серпентина - до 3. Спорадически встречается кварц - до 5, скаполит - 2 и сфен. Содержание главных окислов в кальцифрах верхнего течения р. Чебоксан (в %) следующее (1 - общее содержание, 2 - растворимая часть):

№ образца	MgO		CaO		Fe ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		SiO ₂	H ₂ O
	1	2	1	2	1	2	1	2		
2125	5,68	5,26	48,23	47,98	0,33	0,32	0,41	0,24	2,83	0,24
2125B	2,00	1,59	45,80	45,55	1,57	1,55	2,31	0,96	11,36	0,44

Это доломитистые и слабодолломитистые известковые породы.

Н е р а с ч л е н е н и е о т л о ж е н и я (AR d'z)

Выделены вдоль северной окраины Чотарского выступа, между низьями рек Сехатат, Ламну и Евкитидия. Порода здесь интенсивно доломитизирована и диффундирована. На фоне биостроматолитов сохраняются биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые, пироксен-амфиболовые (апопироксеновые) гнейсы и кристаллические сланцы. Наличие пироксеноносных пород, ассоциированных с гнейсовыми аляскитами, позволяет сопоставлять данные образования с архейскими. Косидиты пород нерасчлененного архея площадью до 1-2 км² выделены также среди архейских гранитоидов, в среднем течении р. Карьялак и в верховьях р. Совзобек. Они сложены в основном амфибол-двуспироксеновыми кристаллическими сланцами.

Ассоциация реликтовых минералов в породах архея (андезина, гиперстена, диопсида, граната, коричневой роговой оманки, краснок-обурого биотита) свидетельствуют о метаморфизме в условиях пироксен-роговооманковой субфации гранулитовой фации. Вторичные ассоциации отражают условия амфиболитовой (олигоклаз, роговая оманка, биотит, гранат) и эпидит-амфиболитовой (биотит, актинолит) фаций метаморфизма.

Верхняя граница возраста Джанинской серии определяется наложением на нее регионального диафтореза в амфиболитовой, эпидит-амфиболитовой фации, изофациального с протрессивным метаморфизмом нижнепротерозойского стенового комплекса. Возрастное взаимоотношение Джанинской серии с археем Алданского шита не ясно, поскольку их разделяет на севере территории Кун-Маньенский и Чалбук-Яконский интрузивные массивы. Сходство серии с алданским комплексом заключается в единой степени протрессивного метаморфизма. Различие между ними состоит как в особенностях стратиграфических разрезов, так и в приуроченности к Джанинской серии крупных массивов архейских габброидов и анортозитов /13, 16/. Это может свидетельствовать в пользу принадлежности последней к особой структурно-формационной зоне. Возраст биотит-гранатового гнейса /обр. 311, давс. р. Чебоксан/ оказался равным 220 млн. лет (калий-аргоновый метод, валовая проба, $K = 4,76\%$, $Ar = 74,2 \text{ мкг/г}$, $\frac{Ar}{K} = 0,0128$). К западу от исследованной территории в Токсанской глыбе архея, сложенной сходным комплексом, по уточенному сообщению Л.П. Карсакова, возраст гиперстена из кристаллического сланца равен 3005±120 млн. лет (калий-аргоновый метод, опред. З.К. Герлинг, ИГЛУ АН СССР).

П Р О Т Е Р О З О Й НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Нижнепротерозойские метаморфические породы, отнесенные к стеновому комплексу, сосредоточены в пределах Майско-Улского грабена. Он выступает в широтном направлении, между р. Боротон и средним течением р. Кононний. Ширина его 10-19 км. Два блока пород, условно отнесенных к низам разреза нижнего протерозоя, выделены также на водоразделе рек Совзобек и Лев. Лига и в районе р. Ч.М. Маратай. Порода нижнего протерозоя делится снизу вверх на три свиты - сиваканскую, куманскую и лавлинскую.

С и в а к а н с к а я с в и т а (P₁, v) выходит на поверхность в южной части грабена. Она сложена роговооманково-биотитовыми, биотит-роговооманковыми, биотитовыми гнейсами, амфиболитами, реже гранат-биотитовыми и двуспиритными гнейсами. В нижнем течении р. Ламну по коренным выходам установлен следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Гнейсы роговооманково-биотитовые с прослоями биотит-роговооманковых, биотитовых гнейсов и амфиболитов 50 м
 2. Гнейсы биотит-роговооманковые с подчиненными прослоями роговооманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов 40 "
 3. Гнейсы роговооманково-биотитовые в частом чередовании с биотитовыми гнейсами 50 "
 4. Гнейсы биотит-роговооманковые 30 "
 5. Гнейсы гранат-биотитовые, тонкопослойные 50 "
 6. Гнейсы роговооманково-биотитовые и биотитовые 40 "
 7. Гнейсы биотитовые, гранат-биотитовые 20 "
 8. Гнейсы роговооманково-биотитовые, биотит-роговооманковые, реже биотитовые гнейсы и амфиболиты 170 "
- Мощность по разрезу 450 м. Выше согласно залегает порода куманской свиты. В среднем течении р. Чебоксан по коренным выходам изучен более глубокий срез сиваканской свиты. Он представлен пачкой существенно биотитовых тонкопослойных гнейсов (120 м), на которой залегает амфиболит с прослоями биотитовых, биотит-роговооманковых, роговооманково-биотитовых и двуспиритных гнейсов (420 м). Видимая мощность свиты оценивается в 1000-1100 м.
- Условно к сиваканской свите относятся биотитовые и роговооманковые гнейсы, заключенные в тектонических блоках в районе водораздела рек Совзобек и Прав. Лига (4 км²) и в правобережье р. Ч.М. Маратай (1 км²). По составу, текстуре и степени метаморфизма они близки к гнейсам, сложенным Майско-Улским грабеном.

их микматизируют раннепротерозойские (?), серые, гнейсовидные граниты, а также типичные для архейских толщ, не встречающиеся.

К у м а н с к а я о в и т а (Р₁, $\frac{1}{m}$) распространена в междуречье Лимну - Кононный и в низовьях р. Боротон. Примерно на 80% она состоит из гранат- и эпидотсодержащих^{х/} биотитовых и двуслюдяных гнейсов. Им подчинены прослои роговоосманково-биотитовых, биотит-роговоосманковых, иногда гранатсодержащих, гнейсов и амфиболитов. Наиболее представительный разрез составлен вдоль береговых обрывов р. Лимну. От контакта с сиванской свитой по правому берегу он представлен следующими породами (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые и двуслюдяные, часто гранатсодержащие, с единичными прослоями гранат-биотит-роговоосманковых гнейсов (2 м) и гранатовых амфиболитов (4 м) 130 м
 2. Гнейсы роговоосманково-биотитовые, гранат-биотитовые и амфиболиты в тонком переслаивании 30 "
 3. Гнейсы биотитовые и двуслюдяные, часто гранатсодержащие 130 "
 4. Гнейсы биотит-роговоосманковые, роговоосманково-биотитовые, спорадически содержащие гранат 80 "
 5. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, гранатсодержащие, с прослоями биотит-роговоосманковых гнейсов и амфиболитов 530 "
 6. Гнейсы роговоосманково-биотитовые, реже амфиболиты 50 "
 7. Гнейсы биотитовые и двуслюдяные, часто гранатсодержащие, с редкими прослоями роговоосманково-биотитовых, биотит-роговоосманковых гнейсов и амфиболитов 260 "
- Мощность по разрезу 1210 м. Для верхней части куманской свиты по левому берегу р. Лимну характерны следующие породы (снизу вверх):
1. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, гранатсодержащие, с прослоями роговоосманково-биотитовых гнейсов 234 м
 2. Гнейсы биотитовые, роговоосманково-биотитовые и амфиболиты 14 "
 3. Гнейсы гранат-биотитовые 8 "
 4. Гнейсы биотитовые, роговоосманково-биотитовые, биотит-роговоосманковые и амфиболиты в тонком чередовании 35 "

^{х/} В названных породах эпидот отсутствует.

5. Гнейсы биотитовые, двуслюдяные, гранатсодержащие, с прослоями амфиболитов 67 м
 6. Гнейсы гранат-биотит-роговоосманковые 10 "
 7. Гнейсы биотитовые и двуслюдяные, гранатсодержащие 180 "
- Мощность по разрезу 548 м. Выше согласно залегает породы лавинской свиты.

Мощность куманской свиты составляет примерно 1700 м. Нижняя и верхняя ее границы проводятся по повышению и исчезновению в разрезе мощных пачек гранатсодержащих биотитовых и двуслюдяных гнейсов.

Л а в и н с к а я о в и т а (Р₁, $\frac{1}{v}$) сохранилась в северной части Майско-Удского грабена, в полосе шириной до 4-6 км. В ее разрезе пестро переслаиваются биотит-роговоосманковые, роговоосманково-биотитовые, биотитовые, двуслюдяные, иногда гранатсодержащие, гнейсы, амфиболиты, реже мраморы и кальцифиллы. На основании изучения детальных разрезов по рекам Лимну и Чеборкан свита грубо разделяется на три мощные пачки.

1. Биотит-роговоосманковые, гранат-биотит-роговоосманковые, роговоосманково-биотитовые гнейсы и амфиболиты, реже биотитовые, двуслюдяные, иногда гранатсодержащие гнейсы; в верхах пачки прослой мраморов и кальцифиллов мощностью до 10 м 550-650 м
2. Двуслюдяные, биотитовые, иногда гранатсодержащие гнейсы, прослои биотит-роговоосманковых гнейсов и амфиболитов 800-1000 "
3. Биотит-амфиболитовые, биотитовые, двуслюдяные гнейсы и амфиболиты, в основании пачки линзы мраморов до 750 "

Мощность свиты 2100-2400 м. К ее верхам постепенно ослабевает степень протрессивного метаморфизма пород: роговая обманка становится более светлой и сменяется актинолитом и паргаситом; увеличивается количество эпидота, понижается основность плагиоклаза, исчезает гранат.

Петрографические особенности нижепротерозойских пород следующие.

Биотитовые, двуслюдяные гнейсы и их гранатсодержащие разновидности имеют светло-серую, розово-серую окраску. Текстура гнейсовидная, неравномернополощастая. Структура лепидогранобластовая, иногда порфириобластовая за счет зерен граната (2-5 мм). Породообразующие минералы (в %): плагиоклаз - 40-50, кварц - 15-35, биотит - 7-18, мусковит - 1-7, микроклин - 0-15, гранат -

0-7, эпидот - 0-12, вторичный хлорит - 1-5 ; акцессорные:

пирокс, магнетит, апатит, реже офеи и монацит. Состав платиокизав варьирует от № 14 до № 28. Основность их понижена в верхах лавинской свиты. Чешуй биотита и мусковита клиноморфны. Микроклин присутствует в магматизированных породах, корродирует зернами платиокиза. Гранат макроскопически розовый, в шпайлах бесцветный. Эпидот образует клиноморфные зерна. Описанные минералы (исключая микроклин) не имеют друг с другом реакционных соотношений и находятся в равновесной ассоциации. Гранат-биотитовый тнейс (обр. 2054, куманская свита, р. Чебоксан) содержит (в %): SiO_2 - 59,63; TiO_2 - 0,91; Al_2O_3 - 17,53; Fe_2O_3 - 3,24; FeO - 3,05; MnO - 0,09; Mg - 2,48; CaO - 6,38; Na_2O - 3,87; K_2O - 1,71; P_2O_5 - 0,29; CO_2 - 0,09; H_2O - 0,74. Порода, в отличие от архейского гранатосодержащего тнейса, недонасыщена титаном. Число П. Ниппули $t = -4,4$.

Роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманковые тнейсы и их гранатосодержащие разновидности - серые, темно-серые, тонкополосчатые породы. Структура нематогранобластовая с элементами лепидобластовой. Они содержат (в %) платиокиз № 15-30 - 40-55, кварц - 10-20, зеленовато-коричневый биотит - 3-15, роговую обманку - 5-35, гранат - 0-7, микроклин - 0-3, эпидот - 0-8 и акцессорные - апатит, пирокс, офеи, магнетит, редко рутил. Роговая обманка обычно псевдохромуется в зеленых, голубовато-зеленых тонах ($2V = -66,68^\circ$, $c:N_2 = 18-22^\circ$). В верхах лавинской свиты бледноокрашенные разновидности амфибола близки к ряду актинолита-тремолита ($2V = -84^\circ$, $c:N_2 = 16^\circ$). Иногда здесь присутствует еще также бесцветный паргасит ($2V = +70^\circ$, $c:N_2 = 23^\circ$).

Амфиболиты - зеленовато-серые, тнейсовидные, полосчатые породы. Структура нематогранобластовая. Порообразующие минералы (в %): роговая обманка - 50-65, платиокиз № 20-35 - 25-30, кварц - 1-15, эпидот - 1-6, гранат - 0-5, биотит - 0-5; акцессорные: офеи, апатит, магнетит.

Мраморы и кальцифиры - белые, либо серые, слоистые породы с гранобластовой структурой. Постоянными компонентами являются кальцит (70-92%) и серпентин (1-5%). В кальцифирах присутствуют (в %): кварц - до 5, платиокиз - до 10, диопсид - до 3, тремолит - до 12, полизит, флогопит, тальк, микроклин, графит, офеи. Содержание (в %) главных оксидов в кальцифире (обр. 2018-а, лавинская свита, р. Чебоксан,) следующее:

Оксиды	CaO	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	H ₂ O
Содержание, %	1,47	50,18	6,32	0,29	1,24
Общее р-ство-рмий части	0,95	49,45	-	0,27	0,47

Парагенетические ассоциации олигоклаза, биотита, мусковита, роговой обманки, граната и эпидота указывают на метаморфизм нижепротерозойских пород в условиях неэкотемпературной ступени амфиболитовой фации. Ассоциации альбит-олигоклаза, биотита, мусковита, эпидота, актинолита, паргасита в верхах разреза лавинской свиты свидетельствуют о понижении степени метаморфизма до эпидот-амфиболовой фации.

Возраст описываемых пород обосновывается меньшей степенью их метаморфизма относительно джанинской серии и нахождением на последнем изофациального с этим метаморфизмом диафтореза. Нижнепротерозойский комплекс отличается от архейского также по магматизму и стилю складчатости (см. соответствующие главы). С другой стороны, он древнее верхнепротерозойских отложений, судя по тому, что те регионально не метаморфизованы. Западнее, рассматриваемого района Майско-Удской трабен, по данным Л. П. Карсакова /20/, смыкается с обширным полем пород станового комплекса, образующим Алтаинский щит. Нижнепротерозойский возраст этого комплекса до недавнего времени признавался большинством исследователей региона (5, 7). Радиогенетический возраст пород до 1900-2200 млн. лет /2, 9/ не противоречит этому предположению. Однако, как на западе, так и на востоке региона установлено, что породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации и сопоставимые по этому признаку со становым комплексом, перекрыты протопластовыми образованиями удюканской и унукской серий с абсолютным возрастом 1900-1950 млн. лет /9/. Эти данные позволяют ряду исследователей /2/ относить становой комплекс к верхнему архею, что пока не является бесспорным.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

К Верхнему протерозою относятся впервые выделяемые в район лавинской свиты известняков, доломитов, песчаников, алевро-

литов и немериканская свита диабазов, диабазовых порфиритов с линзами туфов и кремнистых пород.

На л и н о к а я с в и т а (РР, п⁶) сохранилась в межречье Матан - Промдей (Нальдинский блок, 24 км²), верхних рек Лита и Чалдирин (Чалдиринский блок, 12 км²) и в межречье Лита - Ниж.Маратай (Маратайский блок, 2,5 км²). Кроме того, в бассейне р.Лита (Майской) свита встречается в мелких тектонических клиньях и ксенолитах среди меловых интрузий. С более древними породами контакты свиты повсеместно тектонические. Наиболее представительные разрезы составлены в Нальдинском блоке. На южных склонах высоты с отм. 1327,0 м по коренным выходам установлен следующий разрез (снизу вверх):

1. Известняки и доломиты скарированные 250 м
 2. Песчаники известковистые, скарированные, в тонком чередовании с ороговикованными алевролитами 110 "
 3. Известняки мраморизованные белые, участками серые, с редкими линзами ороговикованных алевролитов 15-20 "
 4. Песчаники кварцевые, часто косоолоистые с линзами алевролитов и мраморизованных известняков (до 0,5 м). Пачка срезана разломом 70 "
 5. Песчаники расчленованные 2 "
 6. Известняки мраморизованные 1 "
 7. Алевролиты и песчаники, ороговикованные в тонком ритмичном чередовании 5 "
 8. Известняки мраморизованные, серые 10 "
 9. Песчаники и алевролиты с гироглифами и следами позаная черней в тонком ритмичном чередовании 180-200 "
 10. Известняки мраморизованные, серые 6 "
 11. Песчаники кварцевые с редкими пропластками алевролитов 14 "
 12. Известняки песчанистые темно-серые 30 "
 13. Алевролиты и песчаники с гироглифами и следами ритми в тонком ритмичном чередовании. Мощность ритмов 0,5-2 см 110 "
 14. Известняки сиреневаые расчленованные 12 "
- Выше залегает расчленованные туфы диабазов. Мощность по разрезу 815-840 м. В правом нижнем притоке р.Матан в пачке серых известняков верхней части разреза обнаружены онколиты *Ovalia cf. irregularis Reittl.*
- В Чалдиринском блоке по коренным выходам установлено следующее строение свиты (снизу вверх):

1. Песчаники кварцевые с редкими пластами алевролитов и мраморизованных известняков 200 м
 2. Песчаники косоолоистые в переслаивании с алевролитами 15 "
 3. Доломитовые известняки и доломиты с маломощными слоями алевролитов и песчаников 200-220 "
 4. Песчаники с прослоями алевролитов и известняков 115 "
 5. Песчаники и алевролиты в тонком ритмичном переслаивании 40 "
 6. Песчаники кварцевые 170 "
- Мощность по разрезу 740-760 м.
- В Маратайском блоке линией канав вскрыты:
- 1) песчаники кварцевые (100-200 м);
 - 2) доломитовые известняки и доломиты (300 м).
- Корреляция разрезов позволяет выделить в составе нальдинской свиты четыре мощные пачки.

1. Кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и известняков 200-215 м
 2. Доломитовые известняки и доломиты с прослоями и линзами песчаников и алевролитов 200-300 "
 3. Кварцевые песчаники с подчиненными слоями алевролитов и известняков 300-350 "
 4. Тонко переслаивавшиеся песчаники и алевролиты с прослоями известняков с онколитами около 350 "
- Вышняя мощность свиты оценивается в 1050-1200 м.
- Кварцевые песчаники - белые, светло-серые, зеленовато-серые породы. Контактково-метаморфизованные разновидности представляют кварцитами. Текстура параллельная или косоолоистая. Мощность косоолоистых серий 1-7 см. Структуры: псаммитовая, алевропсаммитовая, иногда роговиковая. Размер зерен 0,1-1,0 мм. Они хорошо окатаны и состоят из 95-98% кварца и 2-5% плагиоклаза и микроклина. Цемент алевролитовый или карбонатный базальный и поровый. По алевролитовому цементу в ороговикованных породах развиты оолиты и серциты. Акцессорные минералы: пирокс, гранат, магнетит, апатит, турмалин, ортит, оиолит.
- Известковистые песчаники на 35-40% состоят из карбонатного цемента, в который погружены слюсы окатанные зерна преимущественно кварцевого состава.
- Тонко переслаивавшиеся песчаники и алевролиты - породы серого, темно-серого цвета. Мощность слоев колеблется от миллимет-

ров до нескольких метров. Границы между ними резкие, реже нечеткие, вследствие постепенного уменьшения зернистости обломков от подошвы к кровле. Изверженный представленный кафельными, плитчатыми известными известными образованиями, вероятно, обусловленными деятельностью миоценов. Песчанники по составу кварцевые, реже олигомигматические до аркозовых, содержащих до 30-40% зерен кафельного полевого шпата и плитоклаза. Зерна окатаны, средний размер их 0,7 мм. У подошвы слоев концентрируются магнетит, апатит, циркон. Цемент поровый, глинистый или карбонатный. Алевриты имеют алевритовую, псаммоалевритовую структуру. Обломки представлены кварцем, реже полевым шпатом. Размер их 0,05-0,01 мм. Цемент глинистый, базальный, замещенный мелкозернистым олигомитом. Волнистые ритмы алевритов имеют иногда сменяются аргиллитами.

Доломиты и известковые доломиты - светло-коричневые породы. Структура их кристомерная либо микропородистая. Они содержат 70-95% доломита и 3-25% кальцита (установлено методом окраски). В подлинном количестве присутствуют вторичные серпентин, брусит и рудные минералы.

Доломитовые известняки и известняки имеют белую или серую окраску, незначительную текстуру. Присмесь доломита в них составляет от 5 до 20%. Реже встречается чистый кальцитовый известняк. Аргиллиты доломита располагаются тонкими линзами и полосами либо встречаются в виде перестроенных зерен округлой формы. Песчанники известняки содержат до 15-20% угловатых зерен кварца, полевых шпатов и рудных минералов. С ними ассоциированы разновидности, состоящие на 60-80% из оксидов оксидов. Сокращенный химический состав карбонатных пород приведен в табл. 1.

Таблица 1

№ образца	Содержание оксидов, %								Порода
	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	Al ₂ O ₃	H ₂ O		
I	2	3	4	5	6	7	8	9	
К-128	4,88	1,66	36,42	14,6	41,04	-	-	Доломитовый известняк	
К-135	4,67	0,76	48,9	3,86	42,57	-	-	Олигомитовый известняк	
К-137	0,63	0,4	47,01	7,72	44,79	-	-	Доломитовый известняк	
4011 ^а	2,67	0,25	52,67	2,4	42,52	-	-	Известняк	

1	2	3	4	5	6	7	8	9
4230 ^г	1,96	0,29	34,04	25,07	He	0,06	9,36	Доломит серпентинизированный
К-825	5,76	0,29	30,6	21,46	-	0,04	0,48	Доломит

Верхняя возрастная граница нальдинской свиты определяется залеганием на ней верхнепротерозойских вулканических образований. По заключению А.Г. Лосенкова (КТЗ Зеп.-Сибирского ГУ), остатки олигомитов в известняках плохой сохранности. Среди них установлены лишь *Oreola cf. albertensis* Retzl., известные в Вудском (Вендском) комплексе докембрия.

Нем е р и к а н с к а я с в и т а (р. 1^а) развита в виде вулканических покровов площадью до 15-30 км² в юго-восточной части территории. В бассейнах рек Гити - Майской, Матан, Промделей и Чалырин она залегает на нальдинской свите, а севернее р. Гити - на архейском фундаменте. Во всех перечисленных нальдинских тектонических срезах ее контактов с более древними образованиями. Они выражены либо крутопадающими разломами, либо пологими маломощными зонами расщепления, согласными с пологими свитами. Промежностно немеркательная свита расположена типометрически выше нальдинской, а перекрывает ее лишь породы джелонской свиты и четвертичные отложения. Состав свиты однороден. Количество прослоев туфов и известняков пород в ней крайне ограниченное. Они тяготеют к средней и нижней частям разреза и по простиранию не выдержаны. В правобережье р. Матан установлено следующее строение свиты (снизу вверх):

1. Милдальские известняки массивные более 150 м
2. Дивази слабо фидиальные с редкими линзами туфов и известняков пород (0,3-1 м). 150-200 "
3. Дивази массивные, реже фидиальные и милдальские - каменные, дивазиовые порфириты 300-350 "

Общая мощность примерно 600-700 м. Дивази - темно-зеленые, массивные породы. Они имеют дивазиовую структуру и состоят (в %) из плитоклаза - 45-55, активнелита - 30-35, хлорита - 15-20, эцидита - 0-10 и акцессорных минералов: магнетита, клинхита, офеда и апатита. Плитоклаз № 50-55 образует лейсты длиной до 0,5-1 мм. Акцидологи развиты по зернам пироксена, а хлорит с эцидитом - по основной ткани.

Диазовые порфириты отличаются от диазозов наличием лейцитовых фенокристаллов платиклаза № 60-67, иногда ритмичноzonальных. Размер последних 2-7 мм, а количество 15-20%. Минералогические диазозы содержат округлые минералы (0,3-5 см), выполненные кварцем, эпидитом, хлоритом, кальцитом, актинолитом, халцедоном. Химический состав диазоза (обр. 4390, правобережье р. Маи) следующий (в %): SiO_2 - 53,28; Al_2O_3 - 16,1; Fe_2O_3 - 1,66; FeO - 6,52; MnO - 0,17; MgO - 5,43; CaO - 8,56; Na_2O - 3,73; K_2O - 0,5; P_2O_5 - 0,21; CO_2 - 0,22; H_2O - 1,35; сумма - 99,45. Он занимает промежуточное положение между кварцевым базальтом и диабазом по Р.Дэли.

Тuffs темно-серые, неслоистые породы. Структура псаммитовая, реже псефитовая. Квасцевый материал составляет 40-65%. В обломках размером до 1-2 см преобладают диазозы и лейцитрифированное вулканическое стекло с лейстами платиклазов. Встречается также обломки кремнистых пород, алевритов, платиклаза, кварца. Основная масса пеплована, она серцитизирована и хлоритизирована. По трещинкам развиты кварц, эпидит.

Кремнистые породы имеют серую и коричнево-окраску. Структура кристолитовая. Кремнистое вещество составляет до 90% породы. Оно изотропно либо раскристаллизовано в халцедоновидный агрегат. В нем содержится примесь пелитоморфного материала. По трещинкам развиты эпидит и вторичный кварц.

Наиболее полные, стратиграфические разрезы немериканской свиты установлены на территории смежного с востока листа /16/. Там в ней присутствуют плиты и линзы известняков с обильными остатками онколитов и кататрафий, характерных для среднего и верхнего рифей и, отчасти, венда. Эти данные позволяют считать возраст свиты верхнепротерозойским.

Верхний отдел юрской и нижний отдел меловой систем.

Джелоноксвит (J₂-K₁d) распространена в юго-восточной части площади, а также встречается в виде разрозненных фрагментов вдоль р. Маи, в среднем течении р. Кононний и в верховьях р. Салта-Лингу. Ее слагают андезитовые порфириты, лапчатые порфиры, их туфы, туфогенно-осадочные породы, конгломераты и песчанники. Свита залегает на породах докембрийского фундамента либо сохранилась в останках кровли гранитоидов улусского комплекса. Разрез ее изменчив. На юго-востоке площади в нем заметно место занимает терригенные отложения. Здесь (междуречье Промадей и Нальди, левобережье р. Чалларин, истоки р. Каридак) установлена базальная пачка конгломератов, туфокогломератов,

туфотравелитов с линзами грубозернистых песчанников. Она залегает на разбитой поверхности нальдинской и немериканской свит и архейских гранитоидов. Мощность ее до 90 м. Пачка в конгломератах неравномерно окатана и состоит из диабазов, гнейсовидных кварцевых диоритов и гранитов протерозоя, габброидов и аляскистов архея. Выше базальной пачки в правобережье р. Промадей залегает (ниже вверх):

1. Туфы андезитовых порфиритов агломератовые 50 м
 2. Туфалевролиты тонкослоистые 30 "
 3. Ксенотуфы среднего состава псефитовые 60 "
 4. Андезитовые порфириты 20 "
- В 3,5 км юго-западнее, в верховьях р. Нальди, на конгломератах залегает следующие породы:

1. Песчанники полимиктовые ороговикованные 60 м
2. Туфы андезитовых порфиритов 160 "
3. Андезитовые порфириты 170 "

На правобережье р. Чалларин туфокогломераты перекрыты поточком андезитовых порфиритов (60-100 м), выше которого залегает пачка туфов андезитовых порфиритов мощностью не менее 400 м.

В бассейне рек Ньтаги и Верх. Эльта среди полных туфов встречаются линзы внутриформационных туфокогломератов и туфотравелитов мощностью до 40-50 м. В правобережье р. Ньтаги в туфах найдены неопределенные (по заключению И.А. Шилиной) обугленные остатки древесины хвойных. Верху джелонской свиты на юго-востоке сложены туфами лапчатых порфиритов (до 200-300 м).

К северу и северо-западу от р. Промадей терригенные образования в составе свиты практически исчезают. На подоразделе рек Промадей и Линги она разделяется на три пачки: 1) андезитовые порфириты - около 320 м, 2) туфы андезитовых порфиритов - около 200 м, 3) андезитовые порфириты - 180 м. В среднем течении р. Кононний в основании свиты залегает пачка туфов андезито-лапчатого состава (150-200 м) с маломощной линзой травелитовых полимиктовых песчанников. Выше отмечается неравномерное чередование андезитовых порфиритов, лапчатых порфиритов и туфов (400 м).

Мощность джелонской свиты в юго-восточной части территории не менее 900 м, в северной - не более 600 м. По локальным экстремумам напряженности магнитного поля над выходами джелонской свиты можно допустить наличие матоподолщых каналов в низовьях р. Чеборкан-Макит; по р. Мае, ниже устья р. Боинган, и в правобережье нижнего течения р. Промадей.

Андезитовые порфириты - темно-серые, массивные, реже фли-
дальные породы. Структура порфировая. Фенокристаллы (2-15 мм)
составляют 15-30% объема породы. Они представлены (в %) зональ-
ным андезитом - 60-80, роговой обменкой - 20-35, биотитом - 0-5,
иногда клинопироксеном. Структура основной ткани таллопитовая,
пиритакитовая. Вулканическое стекло левитрифицировано, хлорити-
зировано. На его фоне развиты лейстовидные микролиты платиоклаза,
зерна роговой обменки, эцилот, биотит, иногда карбонат, магнетит,
апатит, лейкоксен, тематит, пирит. Химический состав андезитово-
го порфирита (обр. П168-2, р. Кононный) следующий (в %): SiO_2 -
62,68; Al_2O_3 - 0,66; Al_2O_3 - 17,60; Fe_2O_3 - 2,51; FeO -
2,24; MnO - 0,09; CaO - 2,33; CaO - 4,69; Na_2O - 4,88;
 K_2O - 1,65; P_2O_5 - 0,24; CO_2 - 0,12; H_2O - 0,87; сумма - 100,57.
Порода близка к сщиданному андезиту, по Р. Дэй, отличаюсь от него
несколько повышенным содержанием щелочей и неопышенностью гли-
ноземом.

Дациитовые порфириты относятся к андезитоподобному типу. Это се-
рые, спрениватые, порфирные породы. Фенокристаллы (15-20%) пред-
ставлены олигоклаз-андезитом № 25-32 (75-85%), кварцем (10-20%),
хлоритизированным биотитом и роговой обменкой (до 5%). Структура
основной ткани таллопитовая. Стекловатый либо кристозернистый
базис наполнен микролитами платиоклаза и почти не содержит пер-
вичных темноватых минералов. Вторичные минералы - хлорит, се-
рицит, эцилот - развиты по стеклу и, отчасти, фенокристаллам.

Туфы андезитовых порфиритов - темно-серые, зеленовато-серые
породы. Текстура слоистая, реже массивная. Встречены апломерато-
вые, псефитовые, псаммитовые и алевритовые туфы. Одомочный ма-
териал (70-80%) представлен андезитовыми порфиритами, диабазом,
дациитовыми порфиритами, гранитоидами и кристаллокластическими роговой
обменки, платиоклаза, кварца. Цемент пелловый базальный и поро-
вый. По нему развиты хлорит, эцилот, цокиит, иногда проявлены
окваривание, аугитизация.

Туфы дациитовых порфиритов имеют светло-серую, серую, глинов-
тую окраску. В них преобладают обломки дациитовых порфиритов, кри-
сталлокласты платиоклаза и кварца. Нередко отмечается слабое
спекание, обусловливающее псевдофидиальную структуру. Ксенотуфы
содержат примерно равное количество обломков андезитовых порфи-
ритов и дациитовых порфиритов, наряду с многочисленными чужеродны-
ми обломками.

Туфоноглимераты и туфоправелиты на 50-70% состоят из галек
либо гравия андезитовых порфиритов и их туфов, диабазов, квар-
ца, гранитов, сцементированных пелловой массой с кристаллокластиче-
скими обособлениями кремнистого вещества. Туфоносчанники состоят
из неравномерно окатанных обломков андезитовых порфиритов, квар-
ца, платиоклаза, магнетита попережником до 2-3 мм. Цемент базаль-
ный пелловый с примесью кремнистого вещества. Конгломераты на
60-80% состоят из галек, реже валунов (до 0,4 м) докембрийских
пород. Цемент в них ороговитован и представлен тонкозернистым
биотит-кварц-полевошпатовым агрегатом с мозаичной структурой.
Песчанники - зеленовато-серые породы, состоящие из неравномерно
окатанных зерен кварца, платиоклаза, калиевого полевого шпата,
гранитов, андезитов, туфов, эцилота, калыпта. Размер их 0,2-
2 мм, отсортированность плохая. Цемент (10-15%) поровый кремни-
сто-глинистый с примесью пелла.

В бассейне р. Удн джелонская свита перекрыта отложениями нео-
кома /29/. Ее возраст определен по находкам в районе пос. Удского
Л. И. Красным и В. И. Шербиной /4, 32/ ископаемой флоры, характерной
как для верхней кры, так и для неоккома. В результате поворных
сборов флоры Б. Б. Федяченев и Б. Л. Лебедев пришли к выводу о широком
возрасте свиты /1/. Эту точку зрения подтверждают данные В. Н. Тон-
чарова /16/, который в нижней части разреза джелонской свиты обна-
ружил отпечатки растений, типичных для верхней, средней и нижней
кры. Радиологический возраст андезитового порфирита (обр. П166,
р. Чеборкан-Микит) составил 91 млн. лет (калий-аргоновый метод, по
валловому составу, K - 2,38%, Ar - 18,1 мкг/г, $\frac{Ar}{K} - 0,0051$).

Ввиду дискуссионности вопроса о возрасте джелонской свиты, она
относится, как и на смежных территориях /3, 11, 29, 32/, к верх-
ней уре - нижнему мелу.

МЕТОДАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Магелокан свита (К₁^{ту}) закартирована в пре-
водерье р. Чеборкан-Микит в виде остатца вулканического покрова
(7 км²), подстилаемого породами джелонской свиты. В основании
разреза залегает пачка вышних литокристаллокластических итими-
бритов мощностью до 10 м. Выше чередуются линаритовые порфириты и
слабо спекшиеся туфы линарито-дациитового состава (70-80 м). Они

перекрывать пачкой лгнимбритов и туфов липарито-дацитового состава с редкими потоками липаритовых порфиров. Разрез венчают дацитовые порфиры, перемежающиеся с туфами. Мощность покрова около 300 м.

Липаритовые порфиры - розоватые породы массивной или неконформидальной текстуры. Структура порфировая. Фенокристаллы (10-15%) представлены олигоклазом, реже кварцем и хлоритизированным биотитом. Основная ткань обдает сферолитовой и гранофировой структурами. На фоне девитрифицированного стекла развиты сферолиты (0,2-0,3 мм) щелочного полевого шпата в тонких сростках с кварцем (до 40%), микролиты олигоклаза и мелкие обособления кварца. Сферолиты местами переходят в тонкозернистый гранофиновый агрегат. Акцессории - рутильный минерал, монацит, апатит. Химический состав образца 233-а следующий (в %): SiO_2 - 74,16; Al_2O_3 - 0,21; Al_2O_3 - 14,25; Fe_2O_3 - 1,15; FeO - 0,30; MnO - 0,05; MgO - 0,39; CaO - 0,59; Na_2O - 5,02; K_2O - 4,10; SO_3 - 0,04; P_2O_5 - 0,05; H_2O - 0,18; сумма - 100,49. Порода близка к рикситам по Р.Дэли, отличается несколько более лейкокрастным составом и преобладанием натрия над калием.

Дацитовые порфиры - светлые, зеленовато-серые породы порфировой структуры. Фенокристаллы (5-7%) представлены олигоклазом № 23-25 и биотитом. Основная ткань сложена микролитами олигоклаза (50-60%) и редкими сферолитами калиевого полевого шпата, погруженными в девитрифицированный стекловатый базис с выделенными кварца, хлорита, эпидота. Акцессорные минералы представлены микрелитом, цирконом и монацитом.

Туфы липаритовых и дацитовых порфиров - светло-серые породы с нечеткой псевдофилиальной текстурой. Структура псаммоцефитовая. Обломочный материал (50-55%) состоит из липаритов, дацитовых порфиров, реже андезитовых порфиров; платиоклаза, кварца, биотита, эпидота и рутильного минерала. Основная ткань - пеллоидная алевритовая структура.

Лгнимбриты - светло-серые, лиловые, неконгломератные породы. Состав обломочного материала тот же, что и в туфах. Структура лгнимбритовая. Базис состоит из стекловатой массы с обломками кварца и щелочного полевого шпата. Они имеют роговичатую, серповидную форму, отслаивают более крупные обломки, местами переходят в тонкозернистый туфовый базис. Порода неравномерно хлоритизирована и серпигитизирована.

Рассмотренные образования сопоставляются с материковой свитой, ввиду сходства петрографического состава и более высокого ступенчатого графического положения относительно джедоносной свиты. К северо-

востоку от рассматриваемой территории /3, 10/ установлено, что материковая свита перекрывает гранитоиды углоного комплекса и прорвана мелкими гранитами с возрастом 89-114 млн. лет. В верховьях р. Юконный /27/ наблюдалось заделение породных эффузивов на разнотой поверхности раннемеловых гранодиоритов Чадбука-Бонского массива. В пользу правоты происхождения сопоставления свидетельствует то, что кислые эффузивы, в отличие от подстилающих пород джедоносной свиты, не ороговикованы вблизи массива гранитоидов углоного комплекса.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Среднечетвертичные отложения

Нижняя часть этих отложений (q_{11}^1) встречается на IV напойменной террасе р. Май высотой 70 м. Они представлены песком, галькой и валунами с примесью суглинков. Мощность отложений не превышает 2 м, в масштабе карты они не выражаются. В них обнаружена пыльца дуба, ильма, ореха и некоторых видов берез, либо не растущих на Дальнем Востоке, либо распространенных южнее данного района (*Betula sp.*, *Betula albo-sinensis* Vuck.). Эта пыльца характерна, по заключению Л.Л. Казавичкиной, "... для ранне-среднечетвертичных отложений".

Показанные на карте среднечетвертичные отложения (q_{11}^2) имеют речное, ледниковое и волно-ледниковое происхождение. Аллювиальные отложения, представленные разновозрастными, полимиктовыми песками с галькой и гальчниками, сохранились в III напойменной террасе р. Май высотой 50 м. Мощность их 7-10 м. Они содержат пыльную "холодильных растений", в частности, березы *Betula dahurica* Pall., типичную, по мнению Л.Л. Казавичкиной, для периода пологонания среднего плейстоцена. Ледниковые отложения развиты в верховьях долин в районе Майского хребта. Они образуют морены протяженностью до 7 км и выхолмляют днища речных канав. Мощность отложений достигает 30-50 м. В верховьях долин они представлены слабо окатанными валунами и глыбами (до 2 м) с песчано-дресвяно-суглинистым наполнителем. Вниз по долинам в них увеличивается количество песчано-глинистого материала (до 20-30%), появляются примеси гальки, и они переходят в волно-ледниковые отложения. В бассейне р. Промалей среднечетвертичные ледниковые отложения рас-

положены в тыловом шве верхнечетвертичной террасы, а на Майском хребте — перекрыты конечной морской позднечетвертичной эпокс тор-ного оледенения. Они отнесены к периоду похолодания среднего плейстоцена по аналогии с отложениями хр. Ижугжур /11/.

Верхнечетвертичные отложения

Нижняя часть отложений (Q_{III}^1), представленная песками, галечниками, супеснями и суглинками, сохранилась во II надпойменной террасе высотой 15–25 м. Состав отложений изменчив. Так, в среднем течении рек Кононный, Лимну и Прав. Гити преобладает плохо отсортированные галечники с примесью песка и валунов. По р. Мае доминируют пески и хорошо отсортированные галечники. Мощность отложений колеблется от 3 до 18 м. Обнаруженный комплекс пыльных пеллоидных растений (дуб, орех, лещина, граб) позволили Л. Л. Качахиной и И. Б. Мамонтовой отнести их к периоду климатического оптимума позднечетвертичной эпохи.

Верхняя часть отложений (Q_{III}^2) имеет аллювиальное и делниково-вое происхождение. Аллювиальные отложения слатист I надпойменной террасы высотой 5–12 м. По составу они схожи с отложениями II террасы. Ширина их выходов в долине р. Мае достигает 1,5 км. Мощность колеблется от 4,4 до 12 м. Спорово-пыльцевой комплекс отражает растительность хвойного, березово-хвойного леса с широким развитием мхов, папоротников при отсутствии широколиственных растений. По заключению Л. И. Лукашовой и И. Б. Мамонтовой, он характерен для периода похолодания позднего плейстоцена. С этим периодом связывается проявление позднего торного оледенения. Делниково-отложения устилают днища каров и узкие троты верховьев долины на северных склонах Майского хребта и высоких возвышенностей бассейна р. Лимну. Протяженность морен 3–4 км. Мощность отложений достигает 50–70 м. Они представлены глинами и слабо окатанными валунами (размером до 5 м) с примесью щебня и грубозернистого песка.

Современные отложения (Q_{IV})

Распространенные отложения выполняют ложе речных долин, образуя высокую (2–4 м) и низкую пойму. Верхняя часть разреза высокой поймы обычно слатист пески, супеси (до 0,5 м), а нижняя —

галечники с валунами и песком (до 4,5 км). Отложения низкой поймы представлены русловым аллювием, состоящим из галечников, гравия и песка. Мощность их в долинах рек Мае, Чебохран, Лимну и Кононный достигает 7 м.

Возвышения и склоны гор покрыты чехлом деловиальных и элювиальных отложений мощностью от 0,5 до 6 м. В подножьях гор деловий сменяется щебенчато-глинистым коллювием, наиболее развитым в тыловых швах высоких террас. В подножьях высоких возвышенностей встречаются также продольные отложения, образующие конусы выноса шириной 200–500 м и мощностью до 20 м. Они сложены глинами, щебнем, дресвой.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Около 65% территории занимают интрузии. Они делятся на архейские, раннепротерозойские, позднепротерозойские, позднепалеозойские (?), позднееро-раннемеловые, раннемеловые и поздне-меловые.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

В возрастной последовательности выделяются: 1) амфиболитизированные габбро, 2) анортозиты, габбро-анортозиты, 3) биотитовые, амфибол-биотитовые граниты, гранодиориты, 4) эггситовые граниты. Интрузивные образования архей, как и вмещающие породы, подверглись региональному наложенному метаморфизму амфиболитовой фации и неравномерному расчленению.

Амфиболитизированные габбро пространственно связаны с анортозитами. Наиболее крупные тела габбро (до 60 км²) тяготеют к краевым частям Куш-Миньенского (верхнее течение рек Кононный и Кустан) и Сехтского (нижнее течение рек Лимну, Бактыль, Мал. Бартак) массивов. Часть мелких тел (до 0,5 км²) расположена обособленно среди метаморфических пород архей. Контакты габбро слатистые с полостчатостью гнейсов. Те и другие породы инфильтрованы жилами архейских эггситовых гранитов.

Габбро прироста массивная либо гнейсовидная текстура. Нередко отмечаются переходы от мелкозернистых разновидностей к среднезернистым и пегматоподобным. Участками встречаются также полосы и шли-

ры (до 1 м) крупнозернистых амфиболовых, пироксенамфиболовых пород. Распределение минералов в габбро часто полосчатое. Углы падения полосчатости 10-40°, изредка до 80°. В северной части Сехтатского массива полосчатость погружена к югу, а в периферии Кун-Маньенского массива - к северу.

В низовьях рек Лиму, Бакитыляк и в среднем течении р.Бол. Бартак на габбро наложена гранитизация, связанная со становлением ранней фазы архейских гранитоидов (1_1 ар.). Гранитизация выражена развитием пятнистых агрегатов и порфиридов микроклина и кварца, вплоть до преобразования пород на небольших участках в неравномерностеркнистые гранодиориты и граниты.

Наименее метаморфизованные габбро имеют габброидную структуру с элементами реликтовой и состоят (в %) из плагиоклаза - 40-60, клинопироксена - 15-20, дуroid роговой обманки - до 10, вторичных амфиболов - 10-20, биотита - 0-3, хлорита, серпигита, цоизита - до 1-2, акцессорных титаноматетита с каймой лейкоксена - 3-5, апатита, редко циркона. В некоторых разновидностях пород содержание титаноматетита повышено до 15-20%. В интенсивно амфиболоизированных габбро темнопятнистые минералы (35-40%) представлены вторичными амфиболом, содержащими реликты пироксена и дуroid роговой обманки. Зерна плагиоклаза в слабо измененных породах идиоморфны и представлены лабрелором № 60-76. Но чаще они серпигитизированы, ассоциативизированы, обдают постепенной (метаморфической) зональностью. Состав их изменяется от № 42 до № 58. Пироксен (бледно-зеленый пиксид-антит, 2V = +52, c:Ng = 44-48°) сохраняется среди псевдоморфов волокнистого актинолита и синезеленой роговой обманки. Первичная роговая обманка образует ксеноморфные зерна и псевдокристаллы в дуroid-коричневых тонах (c:Ng = 13°, 2V = -70°). Ее замещает сине-зеленая роговая обманка (c:Ng = 18°, 2V = -66°). По химическому составу габбро (обр.3103, бас.р.Бакитыляк, табл.2) занимает промежуточное положение между габбро и анокситовым габбро по Р.Дэли. Высокое значение t (3, 4) отражает титановую геохимическую специализацию данных пород. В повышенных концентрациях в габбро присутствуют (в %) ванадий - 0,005-0,03, кобальт - 0,003, титан - 0,3-1.

Гранитизированные габбро содержат до 15% кварца и 5-15% микроклина. Эти минералы корродируют зерна плагиоклаза, при этом оосновность последнего понижена до олигоклаз-антезита № 24-35. Вокруг зерен титаноматетита пятнами развит вторичный дуroid биотита.

Габбро являются древнейшими из архейских интрузий, поскольку они прорываются либо замещаются габбро-анортозитами (3 ар.),

пятнистыми гранитами (1_1 -13 ар.) и анокситовыми гранитами (1_2 ар.). Анортозиты, габбро-анортозиты (3 ар.) преобладают в рассматриваемых частях Сехтатского и Кун-Маньенского массивов. Кроме того, они образуют обособленные тела (до 4-5 км²) в нижнем течении р.Чеборжан и в междуречье низовьев Чеборжан и Топостак.

Контакты габбро-анортозитов Сехтатского массива с кристаллическими сланцами архея набухают по р.Мае, выше устья р.Бартак. Неисовместность габбро-анортозитов, кристаллических сланцев и плоскость контакта погружены к северу под углом 35°. В зоне контакта сланцы кивелированы резко очерченными ленточными и ветвистыми жилами габбро-анортозитов. Как кристаллические сланцы, так и габбро-анортозиты пронизаны жилами тнейсовидных адиокситовых гранитов (1_2 ар.).

Взаимоотношения анортозитов с архейскими габбро двоякие. В Кун-Маньенском массиве (р.Кустан) от подножья склона к водоразделу на расстоянии около 500 м наблюдались постепенные переходы анортозитизированных габбро (15-20% порфиридов плагиоклаза) в неравномерностеркнистые анортозиты (до 80% порфиридов). В тех и других породах установлена единая ориентировка полосчатости (азимут падения 295°, 430°). В Сехтатском массиве отмечались резкие контакты анортозитов с габбро, но поверхности этих контактов изучение, волелствие развития в габбро порфиридов плагиоклаза. А.Ф.Возькиным /13/ в западной части Сехтатского массива описаны резкие интрузивные контакты анортозитов с габбро. Эти данные позволяют считать анортозиты более поздним образованием, чем габбро. Однако наблюдения по р.Кустан свидетельствуют о возможном возникновении тех и других пород в процессе дифференциации единого расплава при участии автометасоматоза.

В Сехтатском массиве полосчатость анортозитов и габбро-анортозитов падает преимущественно в северных гумах под углами 60-80°, выходясь в северной части массива до 25-30°. По этим данным можно предположить, что массив имеет форму, близкую к плитообразной, и погружен к северу. В нем установлено грубое чередование крупных (0,8-4 км) полос габбро-анортозитов и анортозитов, простиранных совместно с тонкой полосчатостью. К полосам габбро-анортозитов тяготеет участки анортозитизированных габбро, но встречаются и анортозиты. Содержание темнопятнистых минералов в породах здесь крайне изменчиво. Они располагаются пятнами, преимущественно полосами, петочками. Среди анортозитов преобладают пятнистые разновидности, темнопятнистые минералы в которых сохраняются

Химический состав

№ об- реца	Возраст, индекс	Порода	Содержание			
			SO ₂	TI ₀₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
3230	т К ₂	Гранит	75,80	0,18	12,65	0,64
7083	т К ₂	То же	73,14	0,26	13,32	0,66
4157	т К ₁ d ₁	Гранодиорит	66,99	0,68	14,85	1,28
4159	т К ₁ d ₁	То же	67,28	0,75	15,13	1,22
2715	т К ₁ d ₁	"	66,16	0,43	15,98	1,59
3194	т К ₁ d ₁	"	65,52	0,51	16,06	1,37
3330	т К ₁ u _d	Гранит	69,12	0,38	14,50	1,48
3458	т К ₁ u _d	Кварцевый диорит	61,0	0,68	17,60	2,77
4169	т К ₁ u _d	Кварцосодержащий диорит	57,80	1,0	17,28	2,09
4028 ^a	т К ₁ u _d	Кварцевый диорит	60,61	0,78	16,96	1,58
5337	т К ₁ u _d	Габбро	47,03	1,37	18,26	5,18
6294	т P ₂ z ₂	Гранит	76,56	0,11	13,02	0,82
2017 ^b	т P ₁ R ₁	Платиногранит	72,77	0,10	16,62	0,71
2776 ^c	т P ₁ R ₁	Гранит	75,80	0,25	12,55	0,51
2017 ^d	т P ₁ R ₁	Кварцевый диорит	58,42	0,83	19,16	2,97
2335	т P ₁ R ₁	Гранодиорит	64,74	0,56	17,98	1,18
4348	т ₂ AR	Аляскит	73,13	0,10	12,33	0,32
5392	т ₁ AR	Гранит	68,68	0,95	13,52	2,72
5386	т ₁ AR	То же	69,08	0,41	13,28	1,68
3104	т ₁ AR	Габбро гранитизированное	58,37	1,51	15,03	3,47
3103	т ₁ AR	Габбро	46,51	2,19	16,44	5,25

Интрузивных пород

Таблица 2

Оксидов, вес. %											
FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺	Σ	
0,54	0,05	0,23	0,99	3,83	4,33	0,10	0,01	0,07	0,65	100,07	
1,75	0,06	0,90	1,44	4,05	3,61	0,04	0,02	0,15	0,55	99,95	
3,0	0,08	1,42	2,95	4,35	3,15	0,11	-	0,23	0,42	99,51	
2,87	0,08	1,02	2,98	4,21	3,08	0,13	-	0,12	0,54	99,41	
2,30	0,09	1,28	4,66	4,20	2,19	0,18	-	0,08	0,66	99,80	
2,45	0,08	1,52	3,87	4,26	2,93	0,17	-	0,08	0,68	99,50	
1,84	0,08	1,49	3,48	3,91	3,08	0,18	-	0,08	0,41	100,03	
2,75	0,13	1,89	5,57	4,78	2,07	0,23	-	0,12	0,43	100,02	
5,06	0,14	3,56	6,70	3,55	1,49	0,16	0,01	0,12	0,84	99,80	
4,39	0,12	3,73	5,83	3,63	1,79	0,12	0,01	0,16	0,84	100,55	
6,97	0,19	5,90	11,27	2,10	0,55	0,17	0,03	0,04	0,85	99,91	
0,67	0,13	0,33	0,29	4,12	4,20	0,02	-	0,07	0,28	99,63	
0,33	0,01	0,27	2,43	6,46	0,50	0,07	-	-	0,20	100,47	
0,85	0,04	0,21	0,91	3,25	4,80	0,12	-	0,08	0,39	99,76	
2,65	0,10	2,88	6,70	4,80	1,14	0,32	-	-	0,53	100,50	
1,59	0,05	1,28	4,07	5,96	1,17	0,15	0,10	0,07	0,56	99,46	
1,19	0,01	0,42	0,49	3,10	5,72	0,01	0,01	0,35	0,18	100,36	
3,48	0,04	1,17	2,11	3,80	4,65	0,07	-	0,13	0,51	100,41	
5,45	0,30	1,92	3,99	6,90	1,43	0,33	-	0,07	0,73	99,50	
6,85	0,19	5,50	10,71	3,50	0,47	0,45	0,30	0,12	1,43	99,91	
2,32	0,08	0,92	2,00	3,60	4,08	0,26	0,01	0,11	0,47	99,72	

Продолжение табл. 2

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

№ об-разца	a	c	b	s	a'	c'	f	m'	n	t	φ	$\frac{a}{c}$	Q
3230	14,2	1,1	1,5	83,2	-	5,6	69,9	24,5	57,3	0,2	34,5	13,2	37
7083	13,7	1,7	3,9	80,7	4,6	-	57,2	38,2	63,0	0,3	14,1	8,1	32,4
4157	14,0	2,8	7,1	76,1	-	10,1	56,3	33,7	67,7	0,8	15,3	4,9	21,2
4159	13,7	3,3	5,9	77,1	-	6,1	64,8	29,1	67,5	0,8	17,6	4,2	23,4
2715	12,5	4,5	7,0	76,0	-	17,0	52,0	31,1	74,5	0,5	19,5	2,8	22,5
3194	13,7	4,0	7,0	75,4	-	11,1	51,7	37,2	68,8	0,6	16,9	3,5	19,3
3330	12,8	3,1	6,6	77,5	-	15,9	46,3	37,8	65,9	0,40	19,0	4,1	26,2
3458	13,7	5,1	10,2	71,0	-	17,5	50,7	31,8	77,8	0,80	23,5	2,7	9,4
4169	10,2	6,8	14,7	68,3	-	11,0	46,9	42,1	78,4	1,3	12,5	1,5	9,4
4028 ^a	10,7	6,1	13,1	70,1	-	8,0	43,4	48,6	75,5	1,0	10,4	1,7	12,8
5337	5,7	10,0	28,8	57,5	-	16,5	44,2	39,3	85,3	2,1	17,4	0,6	-6,4
6294	14,4	0,3	3,4	81,8	43,5	-	40,9	15,6	59,8	0,1	19,6	43,0	34,4
2017 ^b	14,4	2,9	2,7	80,0	50,1	-	33,5	16,5	98,2	0,1	21,8	5,1	28,3
2776 ^c	13,6	1,1	2,0	83,3	22,6	-	60,6	16,8	50,7	0,2	20,6	12,7	38,3
2017 ^d	12,5	6,9	11,8	68,8	-	12,5	44,9	42,5	86,5	1,1	22,2	1,8	6,7
2335	15,0	4,7	5,1	75,1	-	6,4	50,7	42,8	88,6	0,6	19,9	3,2	15,5
4348	14,4	0,6	2,2	82,8	8,7	-	60,7	30,6	46,2	0,1	11,8	25,3	36,1
5392	13,7	2,1	6,4	77,9	-	4,7	71,2	24,1	57,3	1,0	36,0	6,5	26,3
5386	14,6	1,3	7,7	76,3	-	15,4	59,8	24,8	55,4	0,4	18,0	11,3	22,1
3104	17,0	1,4	14,9	66,7	-	22,7	55,8	21,5	88,0	1,9	19,6	12,1	-2,1
3103	8,7	7,1	27,6	56,6	-	23,3	41,8	34,9	91,9	3,4	16,8	1,2	-11,1

между порфиробlastами плагноклаза. Размер последних колеблется от 0,5 до 7 см. Подобные анортозиты местами переходят в равномерно-зернистые моноклиновые породы. В Кун-Маньенском массиве доминируют порфиробlastовые габбро-анортозиты.

Габбро-анортозиты и анортозиты в значительной степени изменены процессами гранитизации и наложенного метаморфизма. Сравнительно редко встречающиеся слабо измененные габбро-анортозиты обладают глыбепорфиробlastовой структурой с элементами blastоплагиоморфнозернистой и кельфитовой структур. Они содержат (в %) плагноклаз № 52-70 - 70-85, моноклиновый пироксен - 3-10, ромбический пироксен - 0-2, вторичные актинолит - 2-5, зеленую роговую обманку - 0-7, биотит - 1-2, серпентит, оосерпентит - до 1, иногда кварц - 1 и микроклин - 3, акцессорные титаноматтит, апатит. Моноклиновый пироксен бледно-зеленый до бесцветного с дивалитовой огранкой. Ромбический пироксен сохраняется редко. Он слабо окислен, видимо, относится к ряду гипертепа-оронзита. В метаморфизованных габбро-анортозитах темноватые минералы (до 30-35%) представлены вторичными амфиболом, биотитом, цоизитом, серпентитом, хлоритом. Плагноклазы гранулированы и перекристаллизованы. Основность их понижена до № 24-32. Изредка встречаются реликты лабрадора - № 60-62. В гранитизированных габбро-анортозитах содержится кварц (до 8-10%) и микроклин (до 10-12%).

Анортозиты отличаются от габбро-анортозитов низким содержанием темноватых минералов (до 10%). Слабо измененные разновидности имеют порфиробlastовую или альгироморфнозернистую структуру. Состав плагноклазов в них № 47-52, но чаще они оосерпентитованы, неравномерно гранулированы и представлены олигоклазом № 25-30, на фоне которого сохраняются редкие зерна повышенной основности.

Парагенезис первичных минералов габбро- и габбро-анортозитов (средний - основной плагноклаз, клинопироксен, гиперстен, бурая роговая обманка) сходен с первичной ассоциацией минералов архейских кристаллических сланцев, что свидетельствует о близких термодинамических условиях их формирования. На габброиды, анортозиты, как и на вмещающие породы архей, регионально наложен процесс более низкотемпературных преобразований, соответствующих условиям прогрессивного метаморфизма нижнетермозойских пород. Поэтому их следует считать допотерозойскими. Место анортозитов в комплексе архейских интрузив определяется тем, что они прорывают диоо замещающий габбро, гранитизированы на контактах с гранитами, гранодиоритами (1-18 км) и прорваны алеситовыми гра-

нитам (t_2 ар). Радиологический возраст анортозитов Джугджуро-го массива, расположенного северо-восточнее, в сходной геологической обстановке, по данным А.И.Тугаринова и Т.В.Войткевич /9/ 2300 млн. лет (свинцовый метод, по апатиту). Однако эти последние данные отмечают недостаточную точность определения возраста, выслу низких содержаниях урана в апатите.

В и о т и т о в н е, а м ф и б о л - б и о т и т о в н е г р а н и т н ы, т р а н о д и о р и т н ы (t_1 - t_2 ар) слагают фрейменты Маратайского массива, занимающего правобережье р.Май, междуречья Тита - Карылак, и бассейны верхнего течения рек Чалдырин, Совзбек и Бол.Бартак. Южная граница массива замаскирована более молодыми интрузиями. Малые тела ($2-4 \text{ км}^2$) подобных гранитов установлены в междуречье нижнего течения Бакитылак и Топо-стак и в нижнем течении р.Чебохран среди пород италинской свиты.

В Маратайском массиве гнейсовидность гранитоидов падает преимущественно к север-северо-западу под углами $35-70^\circ$, вероятно, отражая соответствующее погружение кровли под Сызганский массив. Строение массива зональное. В его апикальных частях, примыкающих к выходам габброидов, наблюдались постепенные переходы гранитизированных габбро-анортозитов и анортозитов в гранодиориты и граниты. Полоса гранитизированных габброидов в зоне контакта достигает ширины 2-3 км. Граница между ними и гранитоидами проводилась условно по появлению в породах 15-20% кварца и такого же количества микроклина. Гранитоиды зоны контакта характеризуются грубоплатнистой гнейсовидной, реже массивной текстурой, крайне неравномерным распределением темновесных и седimentных минералов. Они окймляют гранитизированные габброиды полосами шириной 2-3 км и соответствуют по составу гранитам и гранодиоритам с ярко выраженными чертами метасоматического происхождения. При удалении вглубь массива породы приобретают более томогенный облик, равномерноплатнистую гнейсовидную текстуру и неравномернострутуру. Плита темновесных минералов (2-5 мм) в них расположена на фоне мелкозернистой розовой кварц-полевошпатовой массы. Эти породы, близкие по составу к мезократовым гранитам, реже к гранодиоритам, занимают около 70% площади массива. В наиболее глубоких его сечениях (верховья р.Тити) платнистые породы переходят в равномернострутуру розовые биотитовые граниты с гнейсовидной текстурой. В переходных зонах платнистые разновидности сохраняются в виде теневых участков. Нередко они содержат резко очерченные конглоиды архейских габбро и кристаллических сланцев.

Тела в низовьях рек Бакитылак и Чебохран сложены платнистыми гнейсовидными гранитами, имеющими резкие субослапные контакты с кристаллическими сланцами архей и интцированными гнейсовидными архейскими аляскиновыми гранитами.

Граниты содержат (в %): кварц - 20-30, микроклин - 30-55, плагиоклаз - 25-30, биотит - 1-10, роговую обманку - 0-10. Транодиориты состоят (в %) из кварца - 15-20, плагиоклаза - 40-50, микроклина - 15-25, темновесных минералов 10-20, роговой обманки, биотита, иногда реликтов моноклинового пироксена. В незначительных количествах в породах присутствуют эпидот, серпидит, цоизит и акцессорные: апатит, магнетит, сфен, циркон, монацит, ортит, редко гранат.

Гранитоиды апикальных частей массива имеют коррозонную структуру. Они состоят из реликтовых минералов габбро и габбро-анортозитов и метасоматических новообразований микроклина, кварца, альбита и красно-бурого биотита, развитых в виде прихотливых по форме агрегатов. Томогенные платнистые граниты обладают регулярной лапестной структурой и состоят из реликтов гранитизированного субстрата, заключенных в равномернострутуру биотит-кварц-оплоклаз-микроклиновой массы. Равномернострутуру граниты имеют трансформированную структуру и представляют собой в чистом виде основную ткань предшествующей разности гранитов.

Реликтовыми темновесными минералами гранитоидов являются красно-бурый биотит, коричневая роговая обманка и клинопироксен. Наряду с ними, во всех разновидностях присутствуют вторичные метаморфические минералы - синие-зеленая роговая обманка, зеленое-го-коричневый биотит и эпидот. Они не только замещают первичные темновесные минералы, но и рассекают зерна микроклина, отражая наиболее поздний этап.

Из приведенных данных следует, что гранитоиды апикальных частей массива возникли путем метасоматического замещения габброидов. Мелкоплатнистые разновидности образовались при участии жидкой и твердой фаз (равномернострурующая ткань и алоидиты гранитизированного субстрата). Учитывая наличие резких контактов с кристаллическими сланцами, эти гранитоиды следует отнести к реоморфическим. Равномернострурующая граниты кристаллизировались из жидкой фазы и, скорее всего, имеют метасоматически-платнистое происхождение.

Химическому анализу подвергнуты образ. 5392 (руч.Маратай) - метасоматический гранит и образ. 5386 (водораздел ручьев Верх. и Ниж.Маратай) - мелкозернистый гранит из средней части массива.

Оба образца близки к щелочноземельному граниту по Р. Дэли при не-
сколько повышенном содержании темнокремных. Гранит краевой части
массива относится к нормальному ряду, а гранит из центральной
части пересичен глиноземом. Характерными элементами-примесями в
породах являются титан (0,1-0,2%), иттрий (0,002%) и иттербий
(0,002%).

Возрастное положение данных гранитоидов обосновывается тем,
что они прорваны архейскими аляскидовыми гранитами и, как все
породы архейского фундамента, претерпели наложенный метаморфизм
амфиболитовой фации.

А л а с к и т о в ы е г р а н и т ы (1_2AR) чаще всего
представлены мелкими солонными жилами, линзами метатектического
материала в архейских мигматитах. Относительно крупные тела (мощ-
ностью до 500 м и площадью до 1-1,5 км²) закартированы в районе
низовьев рек Бакитыляк и Чеборкан. Они залегают согласно с по-
лосчатостью метаморфических пород. Среди тнейсов, особенно в уль-
чунской свите, тела имеют расчлененные границы, содержат окали-
ты гранитизированного субстрата и переходят в темные мигматиты.
Со сланцами основного состава контакты резкие. В энкоконтактах
отмечались алмазиты. Аляскииты также инфильтруют крайние части
тел более древних габброидов и гранитоидов. Создается впечатление,
что они в основном возникли на месте в процессе гранитиза-
ции и перешлавления пород и частично мигрировали путем межпласто-
вых инъекций в породы повышенной основности. С аляскидовыми пре-
нитами генетически связаны п е т м а т и т ы (Р AR), кото-
рые наиболее распространены среди метаморфических пород архея
в бассейне р. Кустан. Жилы залегают согласно с полосчатостью име-
ющихся пород, либо секут ее под небольшим углом. Мощность их до-
стигает 2 м. Иногда пегматиты образуют оторочки и шпиль в аляски-
товых гранитах.

Аляскидовые граниты имеют розовую и светло-серую окраску,
причем кварцу присущ сиреневый оттенок. Текстура тнейсовидная за
счет плоско-параллельной ориентировки обособлений кварца. Струк-
тура гранобластовая, гетерогранобластовая. Порода содержит (в %)
кварц - 25-35, микроклин-пертит - 45-60, плагиоклаз № 19-22 -
5-20. До 5% их объема занимает бурый биотит, вторичные зеленые
биотит, хлорит, мушкетит и акцессорные апатит, циркон, монацит,
ортит, гранат, магнетит. Кварц обычно собран в угловатые агрегаты
поперечником до 3-5 мм, состоящие из давленных зерен. Микроклины со-
держат жидковатые и перистые пертитовые вросстки (до 20% алыбита).

По химическому составу (обр. 4348, р. Ман) аляскидовые граниты
близки к аляскитам по Р. Дэли. Они несколько богаче их щело-

чами, более кварцев и менее пересичены глиноземом. Характерными
элементами-примесями являются (в %): лантан - 0,03, церий - 0,05,
иттрий - 0,001.

Пегматиты - светло-серые, розоватые породы с пегматонидной
структурой, состоящие из зерен кварца, микроклина и олигоклаза
размером до 1-1,5 см. В них тнейдами располагаются бурый биотит,
ортит, монацит, ферросинит, циркон, реже чавкинит.

Возраст аляскидовых гранитов обосновывается тем, что они рас-
пространены только среди архейских образований и вместе с мета-
морфическими породами подверглись складчатости. Подобные аляскииты
широко развиты на смежной территории Алянского шита и связывают-
ся там с главным этапом архейского ультраметаморфизма /8/. Как
все архейские образования района, аляскидовые граниты подверглись
перекристаллизации в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Раннепротерозойские интрузии развиты преимущественно в пре-
делах Майско-Удоканского грабена среди раннепротерозойских метаморфи-
ческих пород, реже встречаются в зонах разломов среди архейских
образований. Они подразделяются на три фазы: 1) кварцевые диори-
ты, 2) гранодиориты, 3) граниты, платограниты.

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы (50 PR₁) образуют тела
в междуречье Бакитыляк и Чеборкан (Бакитыльский массив, 60 км²),
в среднем течении р. Чеборкан (3 км²) и между верховьями рек Баки-
тыляк и Каканай (2 км²). Тнейсовидность в них погружается преи-
мущественно к северу, северо-востоку под углами 15-60°, соорбаз-
но с общим направлением падения тнейсов. По р. Чеборкан наблюда-
ется согласный с полосчатостью пород сваяканской свиты контакт по-
дошвы Бакитыльского массива, падающий к северу под углом 45-50°.
Нижняя часть массива складат среднезернистые роговообманково-оно-
титовые кварцевые диориты, рассеянные множеством жил гранодиори-
тов (10 PR₁) и платогранитов (1₂ PR₁), а верхняя - более крупно-
зернистые существенно роговообманковые разновидности. Цвет квар-
цевых диоритов серый. В них визуально заметны зерна эпидота и
офена. Роговая обманка иногда образует порфиробласты поперечи-
ком до 1 см.

Условно к этому же возрасту отнесены тела (до 1,5 км²) тней-
совидных кварцевых диоритов в верховьях р. Бол. Оманки. Они закар-
тированы по делению среди более молодых гранитоидов и раннепроте-

розовых гнейсов. По облику и петрографическому составу они близки к кварцевым диоритам Майско-Удского грабена, отличающихся лишь отсутствием эгидита.

Кварцевые диориты обладают гранобластовой и блантотипической морфозернистой структурами. Они состоят (в %) из кварца - 10-15, плагиоклаза - 60-70, микроклина № 35-37 - 2-7, роговой обманки - 2-25, биотита - 2-10, эгидита 2-7 и акцессорных - сфена, апатита, редко ортита, монацита. Роговая обманка плекситовидно залегает в зеленых, а биотит - в зеленовато-коричневых тонах. Эгидит образует идиоморфные зерна. Микроклин развит и интрузивных платиоклаза, иногда в виде антиперитовых вростков. Кварцевый диорит (обр. 2017-д, р. Чебоксары) по химическому составу близок к диориту (включая кварцевые диориты) по Р. Дзели, отличаюсь несколько повышенным содержанием щелочей, меньшим содержанием темпоцветных и более резким преобладанием натрия над калием.

Кварцевые диориты пронизываются гранодиоритами, тринитами и пегматитами раннего протерозоя.

В.Н. Мошкитин /8/ по своим порошным отношениям к токо-алюминиевому интрузивному комплексу раннего протерозоя.

Гранодиориты встречаются в виде пластовых тел мощностью до нескольких десятков метров. Контакты их с кварцевыми диоритами резкие. Ориентировка гнейсовидности в тех и других пороках субпараллельная. Они пронизаны многочисленными жилами мусковитовых пегматитов и гнейсовидных платиопегматитов (1_2 Рг_1). В притоке нижнего течения р. Бакитляк тело гнейсовидных гранодиоритов (4 км^2) приурочено к зоне разлома, разделяющего блоки архей и нижнего протерозоя. В его краевых частях породы превращены в биастомилониты, а в центральной - пологими гнейсовидными гранодиоритами Бакитлякского массива. Гнейсовидные гранодиориты, слатавшие тело в зоне того же разлома в левобережье р. Маи, ниже устья р. Боротон, своеобразны. Большая часть их развалывалась. В свежих разномодальностях на фоне среднечерной ткани развиты субпараллельно ориентированные кристаллы биотита попеременно до 2 см и более мелкие зерна роговой обманки и эгидита. Эти породы отнесены к раннему протерозою условно.

Гранодиориты имеют серый цвет, иногда с зеленоватым оттенком за счет эгидита. Структура лепидотранобластовая. Породообразующие минералы (в %): кварц - 15-20, плагиоклаз № 27-32 - 50-60, микроклин - 5-15, биотит - 12-15, эгидит - 3-7, роговая обманка - 0-3, акцессорные: сфен, магнетит, апатит, циркон, вторичные: хлорит

(до 5%), иногда мусковит. По химическому составу гнейсовидный гранодиорит (обр. 2335, р. Бакитляк) близок к гранодиориту по Р. Дзели. В нем несколько повышено количество щелочей при резком преобладании натрия над калием и понижено содержание темпоцветных.

Возраст гранодиоритов определяется тем, что они прорывают кварцевые диориты раннего протерозоя и, в свою очередь, прорываются платиопегматитами (1_2 Рг_1). Гранодиориты образуют единый комплекс с кварцевыми диоритами и широко распространены в зоне Становика-Джугжугура. В качестве самостоятельной интрузивной фазы они впервые выделены западнее данного района Л.А. Карасевым /20/.

Гранодиориты, плагиограниты и биотитовые и двуслюдяные гнейсовидные граниты и платиограниты - наиболее распространены из раннепротерозойских интрузивных пород. Относительно крупные ($1-36 \text{ км}^2$) тела их тяготеют к периферии Майско-Удского грабена и к контакту между сиванской и куманской свитами. Они вытянуты в широтном направлении, соотносены с простиранием раннепротерозойских структур. Гнейсовидность гранитов и платиогранитов, как и гнейсов, погружается преимущественно к северу, северо-востоку под углами 20-50°, иногда 60-80°. Контакты тел чаще всего резкие согласные, форма тел пластовая. Реже контакты косо секут пологость гнейсов и не таковы с конфигурацией мелких складок. В ядре крупной антиклинали, среди пород сиванской свиты, отмечались постепенные переходы между гнейсовидными гранитами и гнейсами через зоны интенсивной миклитизации.

Изменение характера взаимоотношений гранитоидов с вмещающими породами, по-видимому, связано с метаморфической зональностью. В основании неперотерозойского разреза, где степень метаморфизма повышена, гранитоиды обладают признаками ультраметаморфического происхождения, в то время как в более высоких сеченьях доминируют тела перемещенных гранитоидов.

В массиве нижнего течения р. Кустак (36 км^2) платиограниты интенсивно рассланцованы и подверглись наложенной альбитизации и микроклитизации. Наиболее измененные их равности имеют эгидитомусковит-кварц-микроклин-альбитовый состав. Условно к раннему протерозою отнесены биотитовые гнейсовидные граниты, образующие тело в верховьях р. Совезак и Прав. Ити. Они пологой инвертируют гнейсы сиванской (?) свиты и сходны с типичными раннепротерозойскими гранитами, отличающимися от них лишь отсутствием эгидита, мусковита и повышенным содержанием микроклина.

Граниты и платиограниты - среднечерные гнейсовидные породы светло-серого, белого, реже розового цвета. Структура грано-

благословен. Типичные разновидности содержат (в %): кварца - 25-35, плагиоклаза - 30-60, микроклина - 2-25, биотита - 1-5, мусковита - 0-5, эпидота 1-5 и акцессорные: сфен, магнетит, апатит, реже гранат, циркон, ортит. В метасоматически измененных россианованных гранитах содержится до 40% альбита, среди которого сохранились реликты олигоклаза. Граниты верховьев р. Прав. Типы содержат 25-35% микроклина.

Состав плагиоклаза в плагиогранитах № 22-28, а гранитах № 18-26, зерна свежие, незональные. Перлитовый микроклин не характерен. Биотит плесневет в зеленовато-коричневых тонах. Цемент мусковита и зерна эпидота кидоморфны.

Петматиты распространены среди пород куманской, дельтинской свит и кварцевых диоритов раннего протерозоя. Максимальная концентрация жил установлена в широкой полосе, между средним течением рек Чебоксар и Ижму. Выявлены две генерации жил. Ранняя представлена согласными, суболигоклазными жилами. Мощность их 0,2-3 м, протяженность 10-15 м. Петматиты имеют петмоидную структуру, изредка переходящую в блоковую, транзитовую или аплитовую. Темноцветные минералы представлены биотитом, мусковитом, эпидотом, гранатом. Общее их содержание не превышает 1%, а мусковита - 5-7%. Жилы последней генерации секут гнейсовидность вмещающих пород и согласные жилы петматитов. Они распространены среди тел раннепротерозойских кварцевых диоритов, реже встречаются среди гнейсов. Простирание их северо-восточное и субмеридиональное, углы падения 40-90°, мощность 0,1-4 м, протяженность до 25 м. Петматиты содержат мусковит, эпидот, реже биотит и гранат. Как правило, они крупнозернистее, чем петматиты ранней генерации, часто образуют блоковым строением и богаче мусковитом (до 15%). Размер пластитов последнего достигает 120 см².

В одной из согласных жил установлены (в %): кварц - 30, олигоклаз (№ 22-23) - 50, микроклин - 15, мусковит - 2, эпидот - 3 и акцессорные апатит, циркон; в несогласных жилах: кварц - 35-40, олигоклаз (№ 16-18) - 50-54, микроклин - 3-10, мусковит - 5, эпидот - 3. Мусковит в прохладшем свете бледно-бурый, неплесневет. $\mu_g = 1,620$; $\mu_p = 1,581$; $2v = 25-30^\circ$. Содержание фтора - 0,06-0,08%, калия - 8,52%.

Особенностью раннепротерозойских гранитоидов является единство их по характеру минеральных ассоциаций (олигоклаз, зеленоватый биотит, мусковит, эпидот, гранат) с метаморфическим комплексом нижнего протерозоя. Учитывая то, что граниты подверглись биотезу, обладают гнейсовидностью, образуют согласные, субсо-

гласные тела, их становление связывается с периодом ультраметаморфизма и складчатости вмещающих нижнепротерозойских пород.

ПОЗИНПРТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Дайки

Д и а б а з и, г а б о р о - д и а б а з и (gr pr₂) распространены в виде даек возмши покровов верхнепротерозойских диабазов, преимущественно среди архейских пород. Наиболее плотные рой приурочены к системе обдигенных разломов северо-восточного направления, пересекающих бассейны рек Соводей, Карьялак и Тиги. Дайки преимущественно простирания по аз. 20-60°, падают вертикально либо к северо-западу под углами 35-70°. В верховьях рек Бол.Бартак и Соводей отмечены простирания к СЗ 305-315°. Максимальная мощность даек 200 м, наибольшая протяженность до 1,5 км. Кривые их части (0,5-2 м) сложены афритовыми диабазами, а центральные - габбро-диабазами. Маломощные дайки однородны по структуре.

Диабазы имеют массивную текстуру и диабазовую структуру. Они состоят из лейст зонального плагиоклаза № 27-57 (55-60%), клинопироксена (до 5%) и вторичных уралита, бастита, эпидота, диноста. Акцессорные минералы представлены магнетитом (до 5%), апатитом, сфеном. Габбро-диабазы имеют массивную текстуру и габбро-офитовую структуру и отличаются от диабазов лучшей раскисловатизованностью.

Габька диабазов - частый компонент континентатов ледонской свиты верхней мры - нижнего мела. Учитывая тесную пространственную связь и петрографическую идентичность покровных диабазов немериканской свиты и интрузивных диабазов, последние также отнесены к позднему протерозою.

ПОЗИНПЛАТЕЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Б и о т и т о в ы е г р а н и т ы, п л а г и о г р а н и т ы (1 pr₂?) образуют тела (до 60 км²) в верховьях рек Оманжи, Лев. Тиги, Соводей и в среднем течении р. Чебоксар. Они приурочены к субширотным разломам и прорывают породы архей и нижнего протерозоя.

В строении массива верховьев р.Бол.Омелки (24 км^3) установлена вертикальная зональность. В полновье долины этой реки его слагают светло-серые, кремнево-серые, массивные, среднезернистые габброграниты. У течения Майского хребта последние постепенно сменяются порфировидными гранитами путем насыщения порою порфироидными бурого калиевого полевого шпата. Остаточные тела сложен преимущественно порфировидными гранитами. Последние нередко содержат жилы шпата с петалитовыми осколками. В бассейне р.Чебоксар граниты интенсивно развываиваны и имеют очковую текстуру. Лишь в центральных частях тела сохранилось слабо измененные породы с массивной текстурой.

Габброграниты имеют типичноморфнозернистую либо катакластическую структуру. Они содержат (в %): кварц - 25-30, плагиоклаз - 45-60, микроклин - 10-20, биотит - 3-5. В давленных породах характерны вторичные хлорит, эпидит, серпент (до 5%). Акцессорные минералы: опен, циркон, апатит, магнетит. Плагиоклазы представлены клиноморфными слабо зональными зернами. Состав их изменяется в зонах от № 23 до № 28. В породах - две генерации микроклина: ранняя развитая в интерстициях плагиоклаза и содержит вросстки его клиноморфных зерен; поздняя - представлена решетчатым микроклином-пертитом, корродирующим плагиоклазы и образующим порфироиды размером до 5 мм.

Граниты обладают типичноморфнозернистой структурой с элементами порфироидальной, коррозийной и катакластической. Они содержат (в %): кварц - 30-35, микроклин - 25-40, плагиоклаз - 20-40, биотит - 2-3, вторичные хлорит, серпент, эпидит - 0-4, акцессорные: магнетит, апатит, циркон. Среди полевых шпатов преобладает поздняя генерация микроклин-пертита, образующего порфироиды размером до 0,8 см. Гранит (обр.6294, истоки р.Совзобак) по основным характеристикам близок к албиту по Р.Дэли, но не сколько беднее кремнеземом и щелочами и богаче темнопигментами.

Описываемые гранитоиды прорывают раннепротерозойские (?) граниты (верховья р.Совзобак) и, в свою очередь, прорываются ранне-меловыми диоритами первой фазы угловатого комплекса (верховья р.Бол.Бартак). Позднепалеозойский возраст их условно принят на основании сопоставления со сходными породами на территориях, расположенных к северо-востоку. На площади листа М-53-IV /3/ подомные граниты перекрыты пелитскими (?) вулканогенными конгломератами, а на листе М-53-III их радиолютецкий возраст равен 278 млн. лет /10/.

ПОЗДНЕПРОТРОЗЕО-РАНЕМЕЛОВЫЕ СГРУППИРОВАННЫЕ ИНТРУЗИИ

Диоритовые порфириты (диорит-К₁) образуют два тела среди пород джегонской свиты. Они расположены на водоразделе рек Верх.Эльги и Кытали и в левобережье р.Промдлей. Первое тело предположительно представляет собой шток площадью около 1 км². Он сложен мелкокристаллическими зеленовато-серыми диоритовыми порфиритами. Контакт их с антезитовыми порфиритами, установленный по делению, резкий. Диоритовые порфириты прорваны телом гранодиоритов угловатого комплекса. Тело в правобережье р.Промдлей (0,7 км²) вытянуто вдоль зоны субширотного разлома. В сланивших его диоритовых порфиритах обнаружено множество ксеноклитов антезитовых порфиритов.

Диоритовые порфириты обладают массивной текстурой, порфировой структурой. Основная ткань призматическозернистая. Фенокристаллы (до 3 мм), составляющие около 50% объема породы, представлены зональными антезитом № 30-50 и реликтами зернами клинопиксена. В основной ткани присутствуют микроклины плагиоклаза (60-65%), клинопиксена и замещающий его уралит (20%), кварц (3%), хлорит, эпидит, биотит, кальцит, магнетит, апатит.

Данные породы рассматриваются как интрузивные аналоги покровных порфиритов джегонской свиты. Более поздние диоритовые порфириты, образующие дайки, отличаются от них меньшей степенью вторичных изменений и наличием фенокристаллов зеленой ротовой окраски.

РАНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Угловатый комплекс

Интрузивные образования угловатого комплекса занимают около 45% территории. Они разделены на две фазы: I) диориты, таббродиориты, табброд, 2) гранодиориты, граниты, кварцевые диориты. Эти породы слагают три крупных массива. Чаглоу-Яконский массив (110 км²) расположен в северной части площади, Икондинский (185 км²) - в центральной, а Гитинский (1180 км²) - в южной.

Диориты, табброд и диориты (3 км²), табброд (3 км²) приурочены к краевым частям массивов, реже образуют обособленные тела площадью до 36 км². Они прорывают

все домеловые образования, включая породы желоноской свиты. Дибазы, андезитовые порфириты и туфы на контактах с ними ороговикованы. На контактах с известняками в верховьях р. Тити наблюдались шпидель-форстерит-диопсид-роговообманковые скарны. Ширина зон контактово-измененных пород 200-250 м. Контакты круглопадающие. В составе фаз преобладают диориты. Таббродитовые к тлубоким сечениям тел и постепенно переходят в диориты. Поропы, как правило, обладают высокой магнитной восприимчивостью (среднее значение $1500 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ) и на карте магнитного поля выделяются пиками положительной напряженности.

Структура пород призматическзернистая или таббродная. Со- держания минералов изменяются в следующих пределах (в %): плагиоклаз - 50-70, роговая обманка - 20-45, пироксен - до 8, биотит - до 3, кварц - до 5. Вторичными минералами являются хлорит, эпидот, серпентит, уралит; акцессорными - магнетит, пирит, сфен, апатит, циркон. Плагиоклазы идиоморфны, ритмично зональны. Состав их колеблется в диоритах от № 35 до № 50, в табброд-диоритах - от № 48 до № 58, в таббродо - от № 52 до № 72. Роговая обманка плекро- роирует в коричневатого-зеленых тонах, биотит - в коричневых. Моноклинный пироксен (пидиалит) сохраняется внутри зерен уралита.

Возрастное положение пород данной фазы определяется тем, что они прорывают верхнебуро-нижнемеловые эффузивы желоноской свиты и сами прорваны гранитоидами следующей фазы унского комплекса.

Г р а н о д и о р и т ы (δK₁ud), г р а н и т ы

(γK₁ud), кварцевые диориты (δoK₁ud) доминируют в составе унского комплекса, слатая крупные массивы и мелкие тела. Чадук-Яконский и Титинский массивы имеют сложную конфигурацию, разветвляясь на ряд крупных алофиз. Контакты гранитов с докембрийскими образованиями крутые (60-90°). Во внутренних частях массивов плоско-параллельная ориентировка минеральных агрегатов отражает структуру течения, напминающие куполы (правобережье среднего течения р. Лимну), валы (верховья р. Прав. Тити) и круглые моноклинали. Кровля массивов чаще всего сложена осадочными и вулканогенными породами. Контакты с ними резкие, сопровождаемые зонами закалки (0,5-2 м) и ореолами роговиков шириной до 1,5-2 км. По песчанникам и алевролитами развиты кварц-полевошпат-биотитовые, кварц-сиотитовые, кварц-пироксен-эпидот-биотитовые роговики; по основным и средним эффузивам - плагиоклаз-амфибол-биотитовые и кварц-плагиоклаз-биотитовые роговики; по туфам умеренно кислого состава и туфопесчанникам - кварц-корднерит-андалузит-биотитовые и гранат-сиотит-кварц-полевошпатовые роговики.

В составе фаз количественно преобладают среднезернистые массивные, изредка порфировидные гранодиориты. Граниты тяготеют к внутренним частям массивов, а кварцевые диориты преимущественно к краевым и апикулярным частям. Для всех пород характерны серый цвет, идиоморфизм зерен биотита и роговой обманки, а также наличие коенолитов диоритов первой фазы. Контакты между разновозрастными частями все более постепенные, но отмечаются и резкие. Однако последние не сопровождаются зонами закалки и отнейсования. По-видимому, они обусловлены тем, что расплав в процессе длительного застывания периодически проникал в охлажденные краевые участки магматических камер. Среднее значение магнитной восприимчивости описываемых гранитоидов $800-1300 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ. Они обладают преимущественно положительное поле. Липь в верховьях рек Прав. Тити, Салга-Лимну, Кононний, Нигали над массивами установлена отрицательная напряженность. Не исключено, что на этих участках тела имеют плитообразную форму и настолько маломощны, что не изменяют пониженного поля, свойственного вмещающим докембрийским породам.

Содержание минералов в кварцевых диоритах, гранодиоритах и гранитах следующее (в %): кварц - 10-35, плагиоклаз - 30-70, микроклин - 3-35, биотит - 3-10, роговая обманка - 1-15. От 1 до 5% приходится на хлорит, эпидот, серпентит и акцессорные: магнетит, апатит, сфен, циркон, ортит. Структура кварцевых диоритов призматическзернистая, гранодиоритов и гранитов - типидиоморфнозернистая. Зерна плагиоклазов имеют ритмичнозональное строение, состояв их в гранитах № 20-30, в гранодиоритах - № 25-32, в кварцевых диоритах - № 30-46. Микроклин обладает нечеткой двойниковой решеткой, в гранитах он содержит пертитовые вросстки. Биотит шле- ороирует в коричневых тонах, роговая обманка - в светло-зеленых. Граниты по химическому составу (обр. 3330, р. Лимну) близки к поос- лекембрийскому граниту по р. Дали, несколько отлучаясь от него по- вышенным содержанием кальция и пониженным - алюминия. Гранодиориты (обр. 2715, р. Борогон; 3194, водораздел рек Кустак и Салга-Лимну) относятся к ряду гранодиорит-кварцевых монолитов по р. Дали и характеризуются резким преобладанием натрия над калием. Кварцевые диориты (обр. 3458, бассейны р. Борогон; 4028^a, бассейны верхнего течения р. Матан; 4169, среднее течение р. Нигали) близки к группе кварцевый диорит - диорит (включая кварцевые диориты) р. Дали. Характерными элементами-примесами в кварцевых диоритах, гранодиоритах и гранитах являются (в %): медь - 0,0005-0,005, свинец - 0,001-0,005 и цинк - 0,01-0,1. К массивам этих пород тяготеют проявления молибдена, полиметаллов из золота.

Гранитоиды угловатого комплекса прорывают верхнеюрско-нижнемеловую джедлоноскую свиту и перебиваются /10/ нижнемеловой матейской свитой. В бассейне р. Улы на них залегают конгломераты бокогонской свиты неоксима /30/. Радиологический возраст образца № 67 гранодиорита (Чайбух-Боконский массив) оказался равным 75 млн. лет (калий-аргоновый метод, яловая проба, $K = 2,21\%$; $Ar^{40} = 11,3 \text{ мкг/г}$; $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,0042$). Но он, очевидно, смолжен, поскольку возраст даяки диоритового порфирита, прорывающего эти гранодиориты, 99 млн. лет (тот же метод, обр. № 1066, $K = 2,09$; $Ar^{40} = 14,2 \text{ мкг/г}$; $\frac{Ar^{40}}{K^{40}} = 0,0056$).

Джугджурский комплекс

Граниты (K_1, d_1), гранодиориты (K_1, d_1), кварцевые диориты (K_1, d_1), кварцевые граниты (K_1, d_1) до 30 км². Наиболее крупные из них находятся в левобережье рек Бончан, Мал.Бергата и в верховьях р. Веху. Эльги. В восточной части территории интрузии прорывают породы верхнего протерозоя и мезозоя и гранитоиды угловатого комплекса. Они вытянуты в субширотном направлении. Контакты тел погружаются под углами 70-80°. Блохи осадочные и вулканогенные породы интенсивно ороговены. Кварцевые диориты и гранодиориты, как правило, мелкозернистые, развиты в зонах контактов с основными и средними эффузивами. В центральных частях тел они постепенно сменяются гранитами, обладающими порфировидной структурой.

На западе площади и в левобережье р. Бончан тела залегают среди более древних интрузивных образований. Они сложены порфировидными гранитами, переходящими в краевых частях тел в мелкозернистые разновидности. В левобережье р. Барак установлены резкие интрузивные контакты их с гранодиоритами угловатого комплекса.

Гранитоиды джугджурского комплекса в целом свойственны мелкозернистость и порфировидность, пеленно-серая, иногда сиреневатая окраска, мелкоочувствительность биотита. Текстура массивная, структура гипидиоморфнозернистая, в породах, обогащенных калиевым полевым шпатом, — монотиповая. Содержания минералов следующие (в %): кварц — 7-30, микроперлит — 8-35, плагиоклаз — 25-60, биотит — 5-8, роговая обманка — 0-15, моноклинический пироксен — 0-3; вторичные: хлорит, серпент, эпидот и акцессорные: магнетит, апатит, циркон, ортит. Плагиоклазы образуют ритмичнозональные

клиноморфные зерна. Состав их в гранитах № 23-32, в гранодиоритах — № 25-36, в кварцевых диоритах — № 33-56. Роговая обманка плеохромирует в коричневато-зеленых тонах, биотит — в буро-коричневых. Пироксен в проходящем свете бледно-зеленый, $c:Neg = 48^\circ$. Гранодиориты (обр. № 4157 и 4159, верховья р. Веху, Эльги) по содержанию щелочей и калия в алмасиликатах близки к щелочноземельным гранитам, по количеству кремния и ферритических компонентов соответствуют кварцевым монотипам, а по соотношению натрия и калия отвечают гранодиориту по Р. Дили. По сравнению с гранодиоритами угловатого комплекса в них несколько повышена щелочность. Из элементов-примесей в породах установлены (в %): медь — 0,002, свинец — 0,002, бериллий — 0,0003, иттрий — 0,001.

Возрастное положение пород джугджурского комплекса определяется тем, что они прорывают эффузивы джедлоноской свиты, раннемеловые гранитоиды угловатого комплекса, а северо-восточнее данного района /3, 10/ — также кислые вулканиты матейской свиты. В свою очередь, они прорваны алмазитоидными гранитами позднего мела. Радиологический возраст аналогичных гранитоидов на смежных площадях равен 103, 128 млн. лет /20/ и 105 млн. лет /13/.

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Алмазитоидные граниты (K_2) образуют трещинные тела (до 25 км²) в междуречье Борогон-Макит и Салта-Ламу, в левобережье верхнего течения р. Чеборкан, в истоках рек Сред. Маратай и Чалдирин. Они прорывают гранитоиды как угловатого, так и джугджурского комплексов /14/. Тела обладают однородным строением, изменяется лишь степень зернистости пород в них от периферии к центру. С алмазитоидными гранитами связана жильная фация розовых аллитов с микродиморфными пусотатами.

Граниты имеют пеструю окраску, обусловленную сочетанием красного микроклина, белого плагиоклаза и темного лимфито-сорого кварца. Текстура их массивная. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами микроплетчатовой. В аллитах она близка к тренойфовой. Породы содержат (в %): кварц — 30-35, плагиоклаз — 15-30, микроклин-перлит — 35-50, биотит — 1-3. В незначительных количествах встречаются мусковит, хлорит, эпидот и акцессорные: апатит, пирит, гранат, ортит, клименит, молибденит, циркон, анатаз, бурый циркон, магнетит. Микроклин обладает нечеткой двойни-

новой решеткой, содержит до 5-10% перлитовых вростков альбита. Платиоидиз нечетко зонален и близок к олигоклазу № 23-23. По данным анализа двух образцов (3230 - восточнее рек Боротон-Малит и Салги, 7083 - р. Чалдирин), породы относятся к нормальномуриту либо слабо переосищены алмашином. Они занимают промежуточное место между алекситом и щелочными гранитами по Р. Дэй, при несколько повышенном содержании кальция. Спектральный анализ в гранитах установлен (в %): медь - 0,001-0,005, свинец - 0,001-0,005, иттрий - 0,001, бериллий - 0,0003, спорадически молибден - 0,0003. С ними пространственно связаны проявления и ореолы расседания молибдена.

Алекситовые граниты являются наиболее молодыми в районе.

К западу от него подобные граниты имеют радиоохлещеский возраст 83 /20/ и 94 млн. лет /13/ и на этом основании считаются позднемеловыми.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Дайки

Гранит-порфиры (гп), гранодиорит-порфиры (гдп), фельзиты, кварцевые порфиры (кп), диоритовые порфиры (дп), пегситы (хп), андезиты (ап).

Распространенные дайки образуют ряд, тяготеющие к разломам северо-восточного, реже субширотного простирания. Они наиболее распространены в верхнем течении рек Кононний, Лимну, Бол. Бар-так и в среднем течении рек Карыдак и Ниж. Чалдирин. Протяженность роев до 30 км, ширина до 5-6 км. Отдельные группы даек спорадически встречаются и на остальной территории. Мощность даек чаще всего 20-50 м, редко до 200 м, а длина до 2 км. Около 70% даек простирается на северо-восток, 20% - в субмеридиональном направлении, остальные - в субширотном и северо-западном. В верхнем течении р. Кустан установлен дугообразный ряд даек андезитов, которые на расстоянии 3 км последовательно меняют свое простирание от 345 до 260°.

Тренировки углового комплекса прованы дайками всех перечисленных пород. Среди тел джугджурского комплекса встречаются все разновидности даек за исключением андезитов. Позднемеловые про-

ваны прованы дайками кварцевых порфиров и гранодиорит-порфиров. Вместе с тем, в тренировках углового комплекса встречаются все породы диоритовых порфиров, а в джугджурских и позднемеловых тренировках - все породы гранодиорит-порфиров. Дайки кварцевых порфиров пространственно связаны как с позднемеловыми гранитами, так и с эффузивами меловой свиты. Еще более сложны соотношения между разновозрастными дайковыми породами. Из имеющегося материала можно сделать вывод о том, что жильными сериями сопровождаются все меловые интрузивные и вулканические образования, но в большинстве случаев объективно признавать дайки к конкретному комплексу без специальных исследований невозможно. Поэтому все они датируются мелом.

По составу и структуре все дайковые породы района близки к соответствующим "стандартным" разновозрастным, приводимым в петрографических справочниках. С дайками намечается пространственная связь золотого-полиметаллической, медно-висмутовой и вольфрамовой минерализации.

ТЕКТОНИКА

Тектоническая структура района в основном сформировалась в результате продвижения алейской, раннепротерозойской, позднепротерозойской и мезозойской эпох тектогенеза.

В соответствии со "Схемой структурного районирования Хабаровского края и Амурской области", под ред. В. В. Охотникова (1969), в районе выделяются (рис. 2): раннепротерозойская складчатая-глибовая зона; зона Анюковской периметрической прогиба; зона углового вулканического прогиба. Вся территория к северу от углового прогиба расположена в зоне мезозойской тектонической активизации Становой складчатой области.

Тренировочное поле района характеризуется возрастанием силы тяжести с севера на юг. Северная его часть относится к ретинальному Тихоокеанскому минимуму /22/. Пониженное поле тесно соответствует контурам Чалдирин-Анхонского массива. Крайняя юго-восточная часть территории относится к Северо-Угловому максимуму, соответствующему осевой части вулканического прогиба. Максимум, по-видимому, обусловлен крупным расколом земной коры, выполненным основными интрузивами.

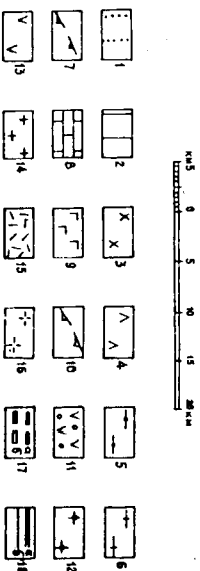
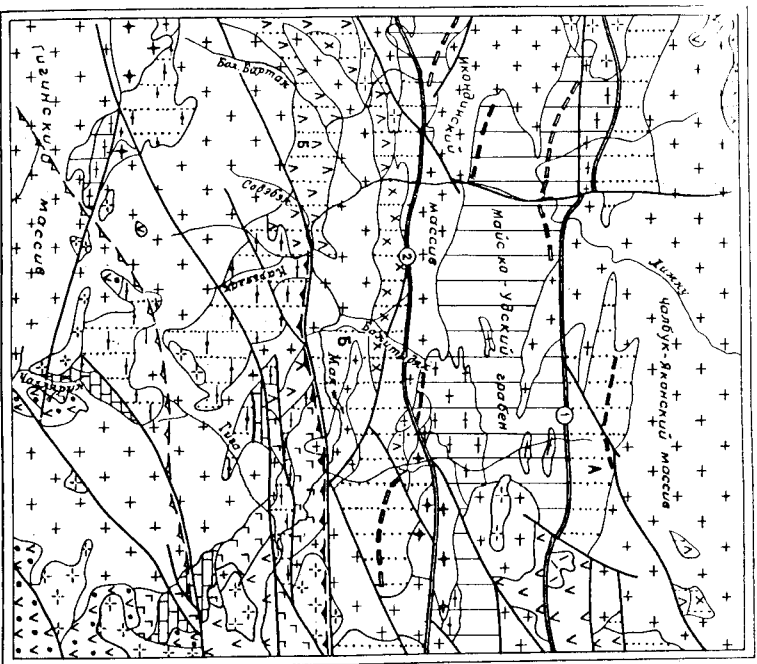


Рис. 2. Тектоническая схема

Раннепротерозойская складчато-глыбовая зона: 1 - выступы архейского фундамента обозначены на схеме буквами: А - Джунгарский, В - Чотарский; 2 - блоки раннепротерозойского складчатого комплекса; 3-5 - архейские магматические формации и субформации: 3 - габброиды, 4 - анортозиты, 5 - палингено-метасоматических гранитоидов; 6 - раннепротерозойская диоритоплагитовая формация. Зона Анского перикристового прогиба: 7 - условная граница зоны; 8 - нижний структурный этаж (терригенно-карбонатный комплекс); 9 - верхний структурный этаж (вулканогенный комплекс). Улский вулканический прогиб: 10 - предполагаемая граница прогибов, 11 - терригенно-вулканогенная (андезитовая) формация. Магматические формации и субформации, связанные с тектонической активацией района. Позднотриасовая (?): 12 - гранитоиды; мезозойские: 13 - андезитовые, 14 - гранодиоритовые, 15 - диоритовые, 16 - гранитоиды; 17 - осн. крупных складок: а - антиклиналей, б - синклиналей; 18 - разломы: в - главные обозначены на схеме цифрами в кружках: Салга-Джанинский, Ульхиский; 6 - второстепенные

Раннепротерозойская складчато-глыбовая зона

Описываемая зона подразделяется на Джунгарский и Чотарский выступы архейского фундамента и Майско-Улский трабен. Трабен с севера ограничен Салга-Джанинским, а с юга Ульхиским доломитовыми разломами.

Архейский складчатый комплекс относится, вероятно, к перигидной терригенно-вулканогенной формации. Магматические образования представлены формациями габбро-анортозитов, палингено-метасоматических гранитов и андезитовых анатектитов.

В пределах Джунгарского выступа от правобережья среднего течения р. Чебоксар-Магит до среднего течения р. Кустанак прослеживается в субширотном направлении сложное построенная антиклиналь, ширин которой резко уменьшается. В присоединении ее части отмечается система куполов поперечником до 1-2 км с падением пород от свода под углами 5-70°, а в периферической развиты невыдержанные по простиранию складки шириной до 2 км с углами падения крыльев 30-40°. В восточной части Джунгарского выступа намечается разворот структур в северо-восточном направлении. В Чотарском, установленная антиклиналь северо-восточного простирания. Ее юго-восточное крыло сохранилось в нижнем течении р. Кононный, где породы падают в южных румбах под углами 15-40°. В северо-восточном крыле (нижнее течение р. Чебоксар-кан) при общем погружении толщ в северных румбах под углами 20-45° наблюдаются асимметричные складки шириной в первые сотни метров. Фрагмент поперечной антиклинали (возможно части купола) шириной около 4 км установлен вдоль р. Май, выше устья р. Чебоксар-кан.

В целом, в толще архей преобладают плавающие, часто брахиформные асимметричные складки. Напряженная мелкая складчатость не характерна. Пойнчатость, как исключение, наблюдается в глинисто-мелких гнейсах ультрабазитовых свитов. По сохранившимся фрагментам складчатой структуры создается впечатление, что Салга-Джанинский и Майско-Улский массивы приурочены к ядру крупной положительной архейской структуры. Так как породы этих массивов инфильтрованы андезитовыми, а простирание их контактов согласуется с простиранием вмещающих метаморфических пород, представляется вероятным, что они формировались на ранних этапах архейской складчатости. Аллохиты, судя по конформности тел, образовались в кулиминационный этап этой складчатости.

М а й с к о - У д о к и й т р а б е н^{х/} представляет собой вытянутую в субширотном направлении структуру. Комплекс слогающих его метаморфических пород, вероятно, относится к первичным терригенной, отчасти вулканогенной формациям. С ними ассоциирована диспротерозойская метаматическая формация.

Главными структурами Майско-Удского грабена являются Курай-Кандиновская антиклиналь и ополкнутая с ней Борогон-Майкская синклиналь. Присоединяемая часть Курай-Кандиновской антиклинали проследжывается по выходам сиванской свиты. Шарнир ее ундулирует, погружаясь под углами 5-15°, а периклиналь фиксируется в нижнем течении р. Лиму. В низовьях р. Борогон эта антиклиналь сменяется Удату-Чайдакской синклиной, более четко выраженной западнее изученного района /13/. Углы падения ее крыльев 70-80°, в присоединяемой части они местами выношены до 20-30°.

Мульда Борогон-Майкской синклинали фиксируется в районе низовьев р. Кустан. Крутизна погружения крыльев этой складки меняется от 15-40° вблизи оси до 70-80° - в удалении от нее. Эта синклиналь характеризуется резкой ундулицией шарнира и извилистостью осевой линии. К присоединяемой ее части тяготеет серия выходящих складок второго порядка шириной до 2-3 км. Антиклинали нередко имеют преобладающую форму и опрокинута к северу. В средней части общего крыла Борогон-Майкской синклинали и Курай-Кандиновской антиклинали выделено устойчивое моноклинальное падение пород в северных румбах под углами 20-50°. Эта моноклиналь целиком занимает восточную часть Майско-Удского грабена. В бассейне р. Чебоксар на ее фоне фиксируются асимметричные складки шириной 2-3 км с углами падения крыльев 35-70°. В целом, система раннепротерозойских складок не гармонирует с современными очертаниями грабена и косо срезаются ограничивавшими его разломами. Для этой складчатости характерно широкое развитие малых форм, наиболее интенсивно проявленных в ядре Борогон-Майкской синклинали, где развиты изоклинальные, опрокинута, иногда лежащие складки. Удхинский и Салта-Джанинский разломы являются доминирующими по ширине структурами. Они контролируются зонами областомилонитов, катаклазитов и телами раннепротерозойских, позднепалеозойских (?) и меловых интрузивных пород. С наиболее ранними движениями

^{х/}Эту структуру, учитывая ее морфологические особенности, время заложения и геосинклинальный характер развития, правильно именовать геосинклинальным тротом (Прим. ред.).

имели по ним связаны высокотемпературные областомилониты, образованные в условиях амфиболитовой и эпидиот-амфиболитовой фазии. Салта-Джанинский разлом^{х/} пересекает р. Кустан и среднее течение р. Кононный. От его главного шва, разделяющего образование архея и нижнего протерозоя, ответвляется серия обширных разрывов. Ширина зоны областомилонитов и катаклазитов вдоль главного шва - 1,5-2,5 км. Бластомилониты сматы. Они падают к северу под углами 30-80°. Шарнир палея в них залегает субгоризонтально.

По конфигурации палея раннее движение интерпретируется как взбросо-надвиговое. Наиболее крупный разлом, опередивший главный шов, рассекает Борогон-Майкскую синклиналь. Он представлен сериями сближенных нарушений, контролируемых областомилонитами и кварц-полюсоватостями метасоматитами. Бластомилониты погружены к северу под углами 40-80°. Удхинский разлом, ограничивающий с севера Чотарский выступ, пересекает устья рек Сехта, Борогон, низовья р. Лиму и Кононный. Ширина выходов областомилонитов вдоль его главного шва изменяется от 0,2 до 2 км. По их элементам Удхинский разлом интерпретируется как сброс с неровной поверхностью смещения, круто погруженной преимущественно в северных румбах.

Раннепротерозойские дислокации архейского фундамента выражены системой разломов, контролируемых зонами амфибол- и оксит-содержащих областомилонитов, расчлененным и сматыем пород. Разломы имеют субширотное и северо-западное простирание. Ширина зон областомилонитов колеблется от 100 до 600 м. Они падают к северу под углами 60-80°, реже к юго-западу под углами 70-80°. Бластомилониты постепенно переходят в интенсивно расчлененные тейко-диффургии, сматые в систему вторичных мелких лежащих, часто изоклинальных складок. Ширина зон сматия достигает 300 м. В удалении от разломов вторичное сматие и сдвигатость в породах исчезают, и фиксируются типоморфные для архея плавные складки. Судя по конфигурации палея в областомилонитах, движения по раннепротерозойским разломам были существенно вертикальными. Амплитуда их оценивается в 300-800 м. В Чотарском выступе высокотемпературная областомилонитизация широко проявлена в субширотных зонах, вдоль периферии массивов архейских габброидов, а также в границах Маргайского массива. К этим зонам приуроче-

^{х/}Введение нового географического наименования (Салта-Джанинский) для разлома, находящегося на простирании Станового и, как и последний, разделяющего архейские и протерозойские образования, кажется излишним (Прим. ред.).

ны вытянутые тела раннепротерозойских (?) гранитоидов и мелкие тектонические клинья нижепротерозойских гнейсов.

Таким образом, чотарский и Джугжукский блоки архея подверглись единому процессу структурной переработки в условиях метаморфизма, который испытали породы Майско-Удского грабена. Косая ориентировка складчатой структуры относительно границы грабена, наличие вне его мелких блоков нижепротерозойских пород и региональный диафторез архейских образований свидетельствуют о первоначальном распространении нижепротерозойского складчатого комплекса на площади закартированных выступов архея. Вместе с тем, лишь в пределах Майско-Удского грабена проявился ультраметаморфизм в условиях амфиболитовой фации и локализовались раннепротерозойские интрузии. Поэтому вероятно, что на месте Майско-Удского грабена первоначально располагалась высокопроницаемая корневая часть более обширной раннепротерозойской подвижной зоны. В окончательном виде как крупный опущенный (относительно архейского фундамента) блок он сформировался в результате многократных движений по ограничивавшим его разломам.

Зона Адынского перикратного прогиба

Рассматриваемая зона занимает юго-восточную часть территории. В ее пределах в виде фрагментов сохранились два позднепротерозойских структурных этажа: а) нижний, представленный складчатым карбонатно-территенным комплексом, б) верхний, сложенный покровным вулканогенным комплексом. Северо-восточная граница зоны является условной и проводится по серии смежных разломов северо-восточного и широтного простирания, ограничивавших распространение верхнепротерозойских образований. Разломы контролируются зонами низкотемпературных (серпигит-хлоритовых, эпидот-хлоритовых) областей. Сместители разрывов падает к северу, северо-востоку под углами 50-70°.

Н и ж н и й с т р у к т у р н ы й э т а ж. Территенно-карбонатный комплекс сочетается черн формаций как теосинкинского, так и платформенного типов. К типично платформенным относятся формации кварцевых песчаников и доломитов. Верхняя карбонатно-флишоподобная часть разреза напоминает геосинклинальные образования. Такой набор формаций, учитывая значительную мощность отложений, близок к формациям перикратонных прогибов окраины Сидирской платформы (Цомо-Майского, Уиканского).

Маратайский, Нальдинский и Чалдыринский блоки отделены друг от друга крупной алофазой Гитинского массива. В Маратайском блоке породы сматы в складки северо-восточного простирания, в Чалдыринском — круто (40-70°) падают преимущественно к юго-востоку. При совокупном рассмотрении этих блоков видно, что они складчат серпообразный останец крупной антиклиналь широтного простирания, в ядре которой выступает горст пород кристаллического фундамента. На фоне этой структуры развиты более мелкие складки. В верховьях р.Нальди фиксируется чашевидная синклиналь шириной около 2 км с углами падения крыльев 30-50°. В низовьях р.Нальди породы сматы в антиклиналь, погруженную к северо-западу. Крылья ее падают под углами 35-60°. Эти структуры, в свою очередь, осложнены складками шириной в первые сотни метров, часто предельными, асимметричными с крутыми (70-85°) падением крыльев. В тонкоосложистых песчано-алевролитовых патках встречаются изоклинальные, опрокинутые внутрипластовые складки типа волочения шириной до 3 м. В целом система складок в нальдинской свите характеризуется неровным зеркалом, невыдержанностью простирания осей, что связано, видимо, с неровной поверхностью фундамента.

В е р х н и й с т р у к т у р н ы й э т а ж. Судя по тому, что покровные диabasы перекрывают как складчатый осадочный комплекс, так и породы кристаллического фундамента, между образованием неамериканской и нальдинской свит, вероятно, был период размытия. Покровы, развитые в широтной полосе вдоль р.Мая, погружаются преимущественно к северу и северо-востоку, не соотносясь с более сложной складчатой структурой нальдинской свиты. В основании покровов флишоподобность и слоистость падают под углами 10-40°. Но в некоторых местах флишоподобность ведет себя плохо, уголь падения ее достигают 50-70°, что может быть связано с неровностями фундамента либо с выходами подольных каналов.

Вполь разломов, предположительно ограничивавших прогиб, диabasы подверглись локальному сматыву и расчленяванию. Так, по р.Мая, в междуречье Бонцан и Чеборкан, в зонах шириной 0,5-0,8 км, они превращены в плитчатые хлорит-актинолитовые слюдясто-милониты, круто падающие в северных румбах.

Зона Адынского перикратонного прогиба, вероятно, была тектонически активной и в палеозое, поскольку к ней тяготеет интрузия позднепалеозойских (?) гранитоидов, известные как на рассматриваемой, так и на сопредельных территориях /13, 15/.

Граница прогиба условно проводится между верховьями рек Наньди, Тити и Карьядлак по появлению в составе джелонской свиты значительного количества терригенных отложений. Во внешней северо-западной части прогиба падения слоев и потоков преимущественно юго-восточное под углами 10-35°, в среднем течении р. Нюта-ли оно сменяется северным под углами 10-15°. По этим данным можно допустить, что породы джелонской свиты смиты в пологую син-клиналь северо-восточного простирания. На ее фоне в истоках р. Цюмадей закартирована концентрическая пологийственная структура поперечником 2-3 км, образованная агломератовыми и песчистыми туфами и андезитами. Углы падения их изменяются от 25 до 80°. Размер обломочного материала в туфах от центра к периферии этой структуры уменьшается, в связи с чем ее можно считать эродированным вулканическим конусом. Терригенно-вулканический комплекс разбит на блоки разломами северо-восточного, широтного и северо-западного направлений, контролируемые мелочными интрузиями и зонами катаклаза. Вдоль них отмечается локальное смещение миллиметров-метровых пород джелонской свиты. Блоковые движения обусловили неравномерную эродированность отложений в периферической части прогиба. В наиболее приподнятом участке верховьев р. Тити вулканические отложения полностью размыты.

Одновременно с развитием Удского прогиба смежная часть докембрийской складчатой области испытывала мощную тектоническую активизацию, в результате которой в приведенной ниже последовательности сформировались: андезитовая суффузия джелонской свиты; интрузии удского комплекса; липаритовая суффузия майской свиты; интрузии джунджурского и позднемаелового комплексов; поздняя система северо-восточных разломов и близкая к современной блоковая структура района.

К северо-западу от прогиба породы джелонской свиты сохранились на небольших участках, тяготеющих к доложкинушам разломам, и почти не содержат терригенного материала. Породы залегают субгоризонтально. Лишь вдоль молодых разрывов круглая пачка фидальности достигает 40-50°. О последующих движениях можно судить, прежде всего, по форме и геологическому положению интрузий удского комплекса. Липаритовый и Чалбу-Яконский массивы приурочены к выступам архейского фундамента и сопровождаются радиально-концентрической системой алофиз и сателлитов. При этом

отмечается, что вулканические покровы, а в юго-восточной части площади и осадочные образования, сохраняются преимущественно в обрамлении массивов. Отсюда можно сделать вывод о том, что последние возникли в результате расколов своцово-гидовых структур, разрывавшихся на месте выступов древнего фундамента. Во вмещающих породах, вблизи массивов, отмечается широкое развитие поперечных к простиранию контактов зеркала скольжения с субгоризонтальными бороздами, в то время как в гранитоидах преимущественно развиты вертикальные борозды скольжения. Это свидетельствует о вертальной связи становления массивов и смитов во вмещающих породах. Наиболее крупный меридиональный сдвиг установлен вдоль нижнего течения р. Лимну. Смещение контактов свит раннего протерозоя вдоль него достигает трех километров. После консолидации массивов по сбросам была заложена система горстов и грабен. Примерами грабенов являются блоки пород джелонской свиты в верховьях р. Салта-Лимну, в низовьях р. Чеборкан-Макит, а также Маратинский и Чалпынский блоки вернепротерозойских пород. Они ограничены зонами катаклаза, продолжавшимися в телах гранитоидов Удского комплекса.

Следующий цикл тектоно-магматической деятельности отделен от предыдущего периодом размытия пород, о чем свидетельствует залегание кислых эффузивов майской свиты на гранитоидах Чалбу-Яконского массива /26/. Породы майской свиты в правобережье р. Чеборкан-Макит падают к юго-западу под углами 17-18°, залегают на неровной поверхности. Интрузии джунджурского и позднемаелового комплексов локализованы преимущественно на периферии предполагаемых своцово-блоковых структур. Движения в этот период, вероятно, имели унаследованный характер относительно предыдущего этапа мезозойского тектогенеза.

Мезозойский тектогенез завершился проявлением блоковых движений по древней системе разломов и новой, наиболее ярко выраженной, лежащей северо-восточное простирание и тяготеющей к периферии Удского прогиба. Эти разрывы рассекают и смешивают все интрузивные образования. Они четко дешифрируются на аэрофотоснимках и прослеживаются на десятки километров, контролируются зонами тектонических брекчий. Перемещения по этим разрывам (вероятно, сбросового типа) измеряются сотнями метров.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рассматриваемый район относится к области неотектонических поднятий системы хребтов Джугджур и Станового. Он характеризуется чередованием участков крутосклонного среднегорного и более пологосклонного низкого рельефа.

Наиболее возвышенная часть района — Майский хребет — представляет собой субширотное линейное поднятие. Хребет асимметричен. Главный водораздел круто обрывается к северу, сменяясь массивным низкотеррасом. Южные отроги возвышаются над его осевой частью до отметки 1832 м. Третьи хребта и его высокие отроги имеют зубчатые очертания. На высотах 1850–1890 м сохраняются реликтовые поверхности выравнивания в виде слабо всхолмленных площадок шириной 100–200 м и протяженностью до одного километра. Склоны представляют собой крутые (25–40°) денудационно-эрозивные либо денудационно-эскарпационные поверхности. Первые имеют преимущественно выпуклые поперечные профили и рассеяны узкими каньонобразными ложбинами. Денудационно-эскарпационные поверхности представлены карами и тротами двух генераций. Древние кары расположены на уровнях 1100–1400 м вплоть северных склонов и на высотах 1400–1600 м вплоть южных. Стенки их ступенчатые, почти лишены скальных обрывов. Эти кары переходят в тротовые долины длиной до 9 км. Часть каров пропилена верховыми крупными водотоками. Выше их реликтовых сегментов долины имеют у-образный профиль, а ниже — тротовый. Кары поздней генерации развиты лишь на северных склонах на уровне 1400–1600 м. Они характеризуются крутыми, обрывистыми стенками с радиальной системой ложбин и переходят в короткие высокие тротовые долины длиной до 2–3 км.

Поверхности дна долины в районе Майского хребта имеют денудационное и речное происхождение. Первые представлены среднечетвертичной и верхнечетвертичной моренами. Среднечетвертичная морена берет начало из каров первой генерации. В субширотных долинах верховьев рек Бод.Оманджи, Прав.Лити, Чалырин ледники этой эпохи выпахали днища шириной до 0,8 км. Морена в них образует размытые увалы и прослеживается на расстоянии 8–9 км. Конечные уступы ее смиты. В долинах, обращенных на север, протяженность морены 6–7 км, а на южных склонах — не более 2–3 км. Верхнечетвертичная морена выпахивает кары поздней генерации и прослеживается вплоть молодых тротов на расстоянии до 4 км. Троти оканчиваются крутыми (до 40°) уступами. Поверхность морены обугристая, в краевых частях слабообработанная.

Поверхности аллювиального происхождения в районе хребта развиты незначительно и представлены двумя позднечетвертичными террасами высотой 3–5 и 7–12 м и шириной до 200 м. Верхняя терраса приурочена либо к среднечетвертичной морене (q_{II}^2), либо к коренным склонам, не имеющим более высоких аллювиальных поверхностей. Остатки свидетельствуют, что максимальный эрозивный врез имел место по второй половине среднечетвертичной эпохи, после чего рельеф стабилизировался и врез составил (по высоте эродированных увалов ранней морены) всего 20–30 м.

Майский хребет к северу сменяется массивным низкотеррасом с цепочками более высоких островных гор. В чередовании этих элементов устанавливается волнообразность. Цепочки островных гор высотой 1200–1800 м прослеживаются вплоть р.Май и между средним течением рек Кустак, Чеборкан и Кононный. В их пределах рельеф морфологически сходен с Майским хребтом.

Рельеф низкотерраса выношен и менее расчленен. Средняя высота водоразделов 800–900 м. Здесь существенно роль играют денудационные процессы, обусловившие преобразование различных геологических тел. Так, выходы раннемеловых трапизитов обладают главными формами рельефа, изобилующими денудационными останками. Более расчленен рельеф тел таборитов, диоритов и архейских метаморфических пород. Крутизна склонов низких гор в среднем 15–25°. Их профили волнистые. У основания широких долин рек Лити и Май развиты поверхности деградации. Они смыкаются с площадками высотных (40–70 м) террас и имеют ширину 0,5–2 км. Крутизна этих поверхностей в направлении водоразделов увеличивается от 5 до 10–15°. Наиболее широкий пояс подобных форм рельефа прослеживается в субширотном направлении, между реками Боротон и Бакинджик, тесно совпадая с очертаниями Икондинского массива. Верховья долин в этой полосе смыкаются в пологих седловинах. Этого элемента, по-видимому, возник на месте отмершей долины. Последняя, судя по понижениям водоразделов, соединялась с современной долиной р.Май в районе руч. Топоостак. Врез р.Лити относительно фрагментов этой долины составляет 300–350 м.

Поверхности ледникового происхождения в низкотеррасе отсутствуют. В долинах развиты четыре террасы. Четвертая терраса (q_{II}^2) представлена редкими фрагментами в долинах р.Май на высоте 70 м и р.Чеборкан на высоте 40 м. Третья терраса (q_{II}^1) имеет высоту 30–50 м, ширина ее площадки до 1 км. Эта терраса цокольная либо эрозивная. Уступ четкий, площадка наклонена к долине под углами 2–3°, тыловой шов сглажен. Высота второй террасы

(ϕ_{111}^{111}) 15-25 м. Она аккумулятивная, но современным врезом меса-тали вокруг поколь. Ширина ее почти горизонтальной площадки по р. Лимну и Мае 1-2 км. Первая терраса высотой 5-12 м (ϕ_{111}^{111}) является аккумулятивной и прослеживается по берегам всех крупных водотоков, достигая максимальной ширины 1,5 км. Ширина поймы р. Маи колеблется от 0,3 до 2 км.

Из анализа строения речных долин и общей морфологии рельефа следует, что максимальный эрозионный врез к северу от Майского хребта был косреченечетвертичным. Поднятия происходили волнообразно, достигая наибольшей амплитуды между средним течением рек Лимну и Кононый и впади р. Маи. Гидрогель в этот период, вероятно, имела несколько иную конфигурацию, в частности, существовал крупный водоток на месте современных долин рек Курайканди и Иконди. В среднечетвертичную эпоху произошло замедление движений, способствовавшее выработке аллювиальных террас, перераспределению гидросети, усилению денудационных процессов, обусловленных педилляцией склонов и островной характер приподнятых участков. Вместе с тем, движения отдельных блоков были неравномерными, о чем свидетельствуют суженные антецедентные участки долин р. Маи возле устья р. Борогон и в среднем и нижнем течении р. Лимну. Наиболее благоприятные условия для образования россыпей имелись в участках замедленных неотектонических движений. В их пределах расположена большая часть рек Тита, Совозок, Карьядан, Бакитыляк, Иконди, Курайканди. В нижнем и среднем течении они имеют хорошо выработанные долины с профилями, близкими к равновесным, выстланные огосуртированными аллювием.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В районе известны непромышленные месторождения свинца, цинка и россыпного золота, а также рудопромыслы меди, олова, молибдена, ванадия, редких земель, золота, азурита и сидла-мусковита. По генезису они являются петматитовыми, контактово-метасоматическими, гидротермальными и россыпными и относятся (исключая россыпи) к архейской, раннепротерозойской и мезозойской металлогеническим эпохам.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо, Титан

Титаноматитовая минерализация присуща архейским таборо и таборо-анорозитам. Повышенные концентрации этого минерала (до 10-20%) приурочены к полосам аноморизированных таборо Сехтаского и Кун-Маньенского массива. Ширина полос 30-300 м, а протяженность до 3-5 км. Над изученными частями массивов отсутствуют значительные магнитные аномалии, в связи с чем обнаружение здесь крупных залежей богатых руд маловероятно.

Цвета металлы

Медь

Устойчив медная минерализация гидротермального и окисного происхождения сопутствует свинцу, цинку, ванадию и молибдену. В двух провинциях медь встречена как самостоятельный компонент. Провышение (1-1-6) на водоразделе рек Борогон-Маити и Салги приурочено к зоне контакта биостомилонитов по нижнепротерозойским тнейсам и аллювиальным гранитов (1-1-2). Среди этих пород на площади 200х50 м встречены деформированные осадки (до 30 см) кварц-магнетит-гематитовой породы с халькопиритом. Минералогическим анализом в ней установлены (в %): магнетит - 15-20, гематит - 20, халькопирит - 1, малакит - 1. Спектральным анализом выявлены (в %): медь - 0,2, ванадий - 0,005, мышьяк - 0,05, серебро - 0,0005. Провышение (1-1-1) находится на правобережье р. Бол. Оман-ди среди позднепалеозойских (?) гранитов. Оно представляет собой кварц (до 0,5 м) с тиздами борнита и халькопирита, встреченными на площади 300х50 м. В четырех штурфовых пробах установлены медь - до 0,3%, серебро - до 0,003%, золота - 0,05 т/т. Шлихи с халькопиритом (1-30 зерен) тапоят к массивам гранитов углового комплекса. 14 из них выявлены в верхнем течении рек Кустак и Нин. Чалук (уго-западная часть Чалук-Гонского массива), где халькопирит образует коллекционный ореол рассеяния вместе с молибденитом, золотом и сфалеритом (1-1-1). С этим

ореолом в правобережье р. Ниж. Чалдык размещен спектрометаллометрический ореол рассеяния меди (I-2-1). Последняя установлена в 32 пробках в количестве 0,005-0,01%. В пределах ореола расположено рудопроведение висмута и меди, в связи с чем не исключено более широкое распространение подобной минерализации. В целом, перспективы выявления самостоятельных месторождений меди в районе незначительны.

Свинцов, цинк

Рудопроведения относятся к скарновому и гидротермальному типам.

Скарновая минерализация установлена в породах нальдинской свиты верхнего протерозоя, вблизи контактов с гранитоидами углоского комплекса. Непроработанное месторождение М а й с к о е (IV-3-4) расположено в истоках р. Литы среди известняков и доломитов. По данным поисково-разведочных работ 1953 г. /19/, оно локализовано в крутопадающей зоне дробления северо-восточного простирания, прослеженной на 1 км. Рудные тела ветвистые. Они представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, блеклой рудой с подчиненным количеством церуссита, смитсонита и лимонита.

Среднее содержание свинца в рудных телах 7,54%, цинка 22,19%. Авторские запасы руд по кат. С₁ (до глубины 40-290 м): свинца - 3844 т, цинка - 11313 т; по кат. С₂ - свинца - 1736 т, цинка - 9624 т. Разведка рудных тел на глубину не проводилась. На юго-западном фланге месторождения (левобережье р. Чалдырин), докучавшемся в 1968 г. /14/, с поверхности обнаружена белая минерализация сфалерита и галенита (содержание цинка 0,2%, свинца 0,003%). Литохимическим опробованием аномалии здесь не установлены. Таким образом, приrost запасов по главной зоне Майского месторождения возможен лишь путем доразведки ее на глубину.

Рудопроведение свинца IV-4-1 расположено в левобережье р. Нальди. Здесь, в известняках на контакте с гранитоидами углоского комплекса, развиты пиритизированные доломит-гранатовые и тремолитовые скарны. Среди них обнаружены единичные тлисы с вкрапленностью галенита, содержащие свинец - 0,3% и медь - 0,01%. Литохимическим опробованием по сети 250x50 м геохимические аномалии на этом участке не установлены. Белая минерализа-

ция галенита и сфалерита обнаружена также в окварцованных известняках в Маратайском блоке (правобережье среднего течения ручья Ниж. Маратай). Ширина минерализованной зоны 10 м, длина - 150 м. По данным бороздочного опробования, максимальные содержания свинца в ней составляют 0,1%, цинка - 0,2%, сопутствующим компонентом является серебро (до 0,01%).

Рудопроведение свинца гидротермального генезиса обнаружено в верхнем течении крупного левого притока р. Нальди (IV-4-2), в зоне пиритизированных роговиков по тuffs джелонской свиты, на контакте с гранитоидами джугжурского комплекса. Ширина зоны 150 м, азимут простирания 70°. Минерализация галенита и сфалерита тонкопроржавленная и тлецовая. Максимальное содержание свинца в штучных пробках 0,5%, цинка 1%.

Шлиховым опробованием выявлены два ореола рассеяния галенита и сфалерита. Ореол III-3-1, в бассейнах ручьев Сред. и Ниж. Маратай, приурочен к массиву архейских пранитов (1, дн) и небольшой долуку пород нальдинской свиты верхнего протерозоя. Площадь ореола 26 км². Галенит (3-12 зерен) встречается в 26 шлихах. Коренные источники галенита не обнаружены. Ореол IV-3-3, в истоках р. Литы, типичен для Майского месторождения свинца и цинка. Его площадь 6 км². Галенит и сфалерит (до 50 зерен) установлены в 10 шлихах. Кроме того, сфалерит (до 15 зерен) встречается в 8 шлихах в бассейне среднего течения р. Кустан, где он образует комбинированный ореол рассеяния вместе с моллибденитом, золотом и халькопиритом (I-1-1).

Металлометрическим опробованием донных осадков ореол рассеяния свинца и цинка (IV-3-2) площадью 7 км² выявлен в районе Майского месторождения. Содержание свинца - 0,003-0,3%, цинка - 0,01-0,5%. Металлометрическим опробованием дельта в юго-западной части Чалдыринского блока верхнепротерозойских пород локализован ореол рассеяния цинка и свинца (IV-3-5). Он приурочен к полиороговикованным песчанкам и известнякам. На площади около 2 км² при сети опробования 250x50 м свинец и цинк в количествах 0,007-0,05% обнаружены в 38 пробках при фоновом содержании этих металлов 0,001%.

Практически интересным является лишь старинный тип оруденения. В Чалдыринском блоке новые рудные тела можно ожидать в пределах спектрометаллометрического ореола в верховьях р. Чалдырин.

В Нальдинском блоке, по имеющимся полевым данным, выход крупных рудных тел на поверхность маловероятен.

Р е д к и е м е т а л л и и р а с с е я н н ы е э л е м е н т ы

Молибден

Рудопроявления молибдена имеют гидротермальный генезис и тяготеют к массивам раннемеловых гранитоидов угского комплекса.

Рудопроявление I-4-I расположено в юго-западной части Чалбук-Гонского массива, в правом борту долины р. Кононный. Обрушение приурочено к маломощным жилам окварцованных пиритизированных аляскитовых гранитов (rK_2), которые пересекают зону разлома северо-восточного простирания шириной 50-60 м. В 2 из 10 штучных проб обнаружен молибден (0,01%) и медь (0,2%).

При рудопроявлении молибдена локализованы в юго-восточной части небольшого массива гранитоидов, в междуречье среднего течения рек Чеборкан и Кононный. Гранитоиды проявляют породы нижнего протерозоя и эффузивы джегонской свиты. В свою очередь, они интрузированы телом аляскитовых гранитов (rK_2) и развиты системой разломов, к которым приурочены дайки порфиров и порфитов. Рудопроявление II-4-4 локализуется в субмеридиональной зоне продления, тонкопротектиновое окварцования и пиритизации гранодиоритов шириной 150-200 м, продленной по простиранию на 1 км. Порода в ее пределах содержит неравномерную минерализацию молибдена. В 18 из 35 штучных проб установлен молибден в количествах 0,01-0,2%. В 1 км к юго-востоку от этого рудопроявления, среди катаклазированных гранодиоритов, обнаружен развал (0,2 км²) жильного кварца с дисперсным молибденитом и с содержанием молибдена - 0,1-1% (проявление II-4-5). В восточной части этого же массива (проявление II-4-3) на контакте гранитоидов с эффузивами выявлена субширотная зона неравномерной минерализации пирита, талягита, сфалерита и молибденита в окварцованных тектонических брекчиях. Ширина зоны 350-400 м. По одному профилю отобраны 23 борозловых проб. Содержание молибдена в них 0,002-0,04%, свинца - до 0,3%, цинка - до 1%, золота - до 0,4 г/т. В штучных пробах концентрация молибдена достигает 0,1%.

В междуречье Чалдырин и Лев.Туги, в краевой части Тугинского массива, выявлено проявление IV-2-4. Оно приурочено к субширотной зоне обожженных тектонических брекчий с сетью тонких порфиров кварца, содержащего дисперсный молибденит. Ширина зоны 50-70 м. Содержание молибдена в штучных пробах до 0,07%.

Минерал молибдена доминируют в четырех шлиховых ореолах рассеяния. Ореол рассеяния молибденита, золота, сфалерита и халькопирита (I-I-I) охватывает бассейны среднего течения р. Куотак и Ниж.Чалбук. Он вытянут в субширотном направлении, сообразно с очертаниями юго-западной аномалии Чалбук-Гонского массива, проявляющей породы архей и эффузивы джегонской свиты. Доль разрыва широтного и северо-восточного простираний развиты дайки порфиров, порфитов и зоны пиритизации. Площадь ореола около 190 км². Молибденит (до 12 зерен) встречается в 40 шлихах, кроме того, в 19 шлихах обнаружен вугилит (до 18 зерен). Большинство шлихов с этими минералами сосредоточено в западной части ореола. Ореол рассеяния молибденита II-4-2 приурочен к южной части массива гранитоидов угского комплекса в междуречье Чеборкан - Кононный и совмещен с рудопроявлениями молибдена. Площадь ореола около 25 км², молибденит (до 7 зерен) установлен в 16 шлихах.

Ореол рассеяния молибденита, золота и барита IV-2-2 расположен в истоках р. Чалдырин, в краевой части Тугинского массива, сложенного порфитами и гранитами угского комплекса и позднемеловыми гранитами. Эти породы рассеяны зонами (до 80 м) пиритизированных тектонических брекчий, спорадически содержащих молибденит. Площадь ореола 21 км². Молибденит обнаружен в 13 шлихах (до 7 зерен), золота в 6 шлихах (1-10 зерен), барит в 6 шлихах (до 40% от веса шлика). Ореол рассеяния молибденита и швелита IV-2-3 расположен южнее предыдущего, между реками Чалдырин, и Лев.Туга. Он вытянут вдоль широтной зоны разлома, рассекающей граниты Тугинского массива и контролирующей рудопроявление молибдена IV-2-4. На площади 27 км², молибденит (до 10 зерен) обнаружен в 21 шлихе, а швелит (до 40 зерен) в 44 шлихах. Кроме них встречаются знаки золота (8 шлихов), висмутит и арсенопириты.

Полным опробованием в левобережье среднего течения р. Чеборкан локализован ореол рассеяния молибдена и меди II-4-1, тяготеющий к телу позднемеловых гранитов, которое рассекает массив угских гранитоидов. Площадь ореола 16 км². Молибден (0,001-0,005%) выявлен в 11 пробах, медь (0,005-0,01%) в 24 пробах.

Спектрометаллогрическим опробованием деления в левобережье р. Бол.Баргак выявлен ореол рассеяния молибдена III-I-2, совмещенный со шлиховым ореолом рассеяния золота, висмутит и молибденита. Он приурочен к разлому северо-восточного простирания, рассекающему гранитоиды Тугинского массива и архейские габбро-анортозиты. Разлом сопровождается зоной окварцованных пиритизированных пород.

рованных пород шириной до 200 м. Содержание молибдена в них, по данным анализа 5 борзловых и 10 шугфных проб, достигает 0,003%. На площади 900х400 м при сети опробования 100х25 м молибден в количествах 0,0005-0,001% установлен в 46 металлотермических пробах и с содержанием 0,002-0,005% - в 11 пробах. Концентрация молибдена вне ореола 0,0001%. Сопутствующим компонентом является медь (0,01-0,02% в 12 пробах при фоновом содержании 0,002%). Ореол рекомендуется для дальнейшего изучения.

В бассейне среднего течения р.Белта-Лингу выделен гидрохимический ореол рассеяния молибдена I-1-2. Он тяготеет к зоне тектонического контакта гранитоидов Чалдук-Яконского массива с метаморфическими породами архея и соизмещен с юго-западной частью ореола рассеяния молибдена, золота, сфалерита, халькопирита. Это площадь 18 км². Молибден обнаружен в 12 пробах с содержанием в концентрированных осадках 0,0003-0,001%.

Намечаются следующие площади, перспективные для выявления месторождений молибдена: 1) юго-западная часть Чалдук-Яконского массива (бассейн р.Кустак), где соизмещены шиховой и титрохлоридный ореолы рассеяния; 2) массив меловых гранитоидов в междуречье среднего течения рек Чеборкан и Кононый, где сосредоточены шиховой и спектрометаллотермический ореолы рассеяния и три рудопровывающих молибдена; 3) междуречье Лев.Тиги и Чалдгирин, где выявлены 2 шиховых ореола рассеяния и рудопровывающий молибдена; 4) левобережье среднего течения р.Бол.Барак, где соизмещены шиховой ореол рассеяния золота, висмутин, молибдена и спектрометаллотермический ореол рассеяния молибдена.

Вольфрам

Щелит наиболее распространен в шиховых пробах из аллювия рек, размывавших раннемеловые гранитоиды. Он установлен в ряде протоочек оквацированных шугизированных катеклизитов вместе с молибденитом и халькопиритом. Содержания вольфрама в них не превышают 0,01-0,02%. В правобережье р.Чж.Маратай выделен шиховой ореол рассеяния с повышенной концентрацией щелита (Ш-3-2), который тяготеет к выходу каронатных пород Маратайского блока. Площадь ореола около 4 км². Щелит (11-47 зерен) встречен в 8 шихах. Опробованием титрохлоридно-измененных каронатных пород в районе этого ореола повышенные содержания вольфрама не

установлены. Но это не исключает возможность обнаружения щелитовых скарнов среди известняков верхнего протерозоя.

Ртуть

Куповарь встречена в четырех разбросанных шихах по р.Топостак и расположенному выше притоку р.Май.

Висмут

Рудопровывание висмута и меди (I-2-2) на водоразделе рек Кустак и Чж.Чалдук выявлено в антезитах, образующих рой даек среди гранитоидов Чалдук-Яконского массива. Оно представлено эллипс-кварц-карбонатной жилой с сульфидами. Ее мощность 0,3 м, азимут простирания 110°, падение вертикальное, видимая длина - 3 м. На всю мощность жилы отобрана залпиковая проба, в которой спектральным анализом установлены (в %): висмут - 0,7, медь - 0,5, серебро - 0,01, мышьяк - 0,5, свинец - 0,01, цинк - 0,05. Рудными минералами являются висмутин, тагеновисмутит, халькопирит, самородный висмут. В 1 км к востоку от рудопровывания встречены мелкие обломки обожженных пород с теленитом. Там же, в верховьях правых притоков р.Чж.Чалдук, в трех шихах обнаружен висмутин (1-7 зерен), в 11 шихах - халькопирит и установлен лонный ореол рассеяния меди. На этой площади возможно выявление других проявлений подобного типа.

Висмутин и базововисмутит встречаются в шихах в верхнем течении рек Чалдгирин, Нальги, в бассейнах рек Лев.Тиги, Бол.Барак и Ньлгати. Они ассоциируются с молибденитом, халькопиритом, щелитом и золотом.

Редкие земли

Редкоземельная минерализация связана с архейскими пегматитами и раннепротерозойскими кварц-альбит-микроклинными метасоматическими. Пегматиты распространены среди метаморфических пород архея. В бассейне среднего течения р.Кустак выявлено пять

рудопроизведений. Проявление I-I-3 в левом борту долины р. Кустак представлено жилой пегматита мощностью 1,2 м, центральная часть которой (0,5х0,05 м) обогатена ферросиликом и чешкинитом. В штурф-ной пробе установлено (в %): иттрий - 0,1, иттербий - 0,01, лантан - 0,05, церий - 0,1, ниобий - 0,05. На водоразделе рек Салга и Салга-Лингу (проявление I-I-4) встречается глыба пегматита мощностью 0,8 м с ферросиликом (около 5%). Спектральным анализом в ней установлены (в %): лантан - до 1, церий - до 1, ниобий - 0,5-1, тантал - 0,03-0,1, иттрий - 0,2-1, иттербий - 0,03, скандий - 0,003, итений - до 0,02. Проявления I-2-3, 4, 5 расположились на водоразделе рек Кустак и Лингу. Здесь, на расстоянии около 2 км, встречаются в коренном обнажении 3 и в аллювиальных наносах 4 пегматитовых жил мощностью до 1 м. Рудные минералы представлены ортитом, реже монацитом и ферросиликом (в сумме 5-7%). Спектральным анализом в штурфных пробах установлены (в %): лантан - 0,01-0,5, церий - 0,7-3, иттрий - 0,02-0,05, иттербий - 0,01-0,02, ниобий - 0,005-0,1, скандий - 0,002-0,03.

На водоразделе рек Борогон и Лингу (проявление II-I-2) среди архейских гнейсов в интервале 600 м встречены 8 соляных пегматитовых жил мощностью 0,5-1,5 м и длиной до 6-7 м. Они содержат тиза и вкрапленность монацита и циркона. Спектральным анализом в штурфных пробах установлены (в %): иттрий - 0,001-0,03, лантан - 0,05-0,07, церий - 0,2-0,5, скандий - 0,001, цирконий - до 0,5.

Раннепротерозойские рудопроизведения локализованы в зоне Салга-Лжанинского разлома, среди рассланцованных фельдspathизированных пород лавинской и куманской свит. Наиболее интенсивная минерализация выявлена в бассейне среднего течения р. Борогон-Макит (правого притока р. Кустак), в двух субширотных зонах рассланцевания и фельдspathизации шириной 200-500 м и протяженностью до 4 км. На участке 9 км² обнаружены 45 точек редкоземельной минерализации. Почти все они зафиксированы в дельтовых свалах. Наиболее распространены рудопроизведения в двухсильных порфиридо-стических рассланцованных гнейсах и в разбитых по ним метасоматитах. Эти породы доминируют в зонах рассланцевания. Редкоземельные минералы (5-10%) в них распределены в виде вкрапленности, гнездами и полосами мощностью до 0,8 м. Установлено три типа минерализации: ферросиликовая, ортит-монацитовая и ортитовая. Ферросиликовая встречается в 4 точках в долине р. Борогон-Макит (проявление I-I-9). Для нее характерно резкое преобладание иттриевой группы над цериевой, либо примерно равное их соотношение. В 5 штурфных пробах обнаружены (в %): иттрий - 0,01-0,1, церий - 0-0,3, лантан - 0-0,3, иттербий - до 0,002, ниобий - 0,002-0,03,

тантал (в I пробе) - 0,03. Ортит-монацитовая минерализация (инот-да с примесью ферросилика) установлена в 14 разбросанных точках. Содержание (в %): церий в пробах достигает - 0,5-3, лантана - до 0,7, иттрия - 0,03-0,02, ниобия - 0,005.

Наиболее высокой концентрацией редких земель обладают монацитосодержащие амфиболитовые диастомилониты, встречающиеся в распайке левого борта долины р. Чедорган-Макит (проявление I-I-8). Оконтурен дельтавидный развал этих пород площадью 0,3 км². В 13 штурфных пробах установлены (в %): церий - 0,5-5, лантан - 0,1-3, иттрий - 0,003-0,2, иттербий - до 0,005. Средние содержания цериевой группы - 2,5%, иттриевой группы - 0,07%. В нижнем течении р. Кустак (проявление II-I-1) встречаются две жилы кварц-полевошпатовых метасоматитов с ферросиликом, интрузивных плывчатые амфиболитовые диастомилониты. Мощность жил 0,2-0,5 м, видная протяженность 2-2,5 м. Спектральным анализом в 3 пробах установлены иттрий - 0,03-0,05% и ниобий - 0,01-0,05%.

К подгруппе архейских редкоземельных пегматитов в бассейне р. Кустак тяготеет шиховой ореол рассеяния монацита (I-I-5) площадью около 35 км². Монацит (12-50 зерен) обнаружен в 30 шихах. Ореол рассеяния монацита (I-3-I) в бассейне верхнего течения р. Чедорган вытянут вдоль долины архейских метаморфических пород на 18 км при ширине 4-6 км. Монацит встречен в 70 шихах, из них в 29 в количестве более 10 зерен.

Спектротометрическим опробованием дельты по сети 250х50 м на участке Борогон-Макит оконтурен солевой ореол рассеяния иттрия, иттербия и ниобия (I-I-7). Его длина 3,8 км, максимальная ширина 1,8 км. Он совпадает с полосой проявления редкоземельной минерализации. Иттрий (0,002-0,005%) встречен в 128 пробах, иттербий (0,0003-0,0005%) - в 59 пробах, ниобий (0,002%) - в 12 пробах.

Наиболее перспективна минерализация в протерозойских диастомилонитах, достигавшая промышленных концентраций. Фельдspathизированные гнейсы и метасоматиты могут содержать значительные запасы бодных ниобиево-редкоземельных руд. Проявления в пегматитах, виду мелкомощности, разбросанности жил и преобладания ортита, оцениваются отрицательно.

Б л а г о р о д н н е м е т а л л ы

Золото

Рудопроявление в среднем течении р. Чебохран (П-3-2) приурочено к штоку (200х250 м) меловых гранит-порфиров, прорывавших раннемеловые диориты. Оруденение развито в крутонадавшей зоне неравномерной сульфидизации, окварцевания и эпидитизации этих пород шириной 40-50 м. В бороздовых пробах содержание золота - 0,01-3 г/т, в штучных - до 5 г/т. Металлометрическим опробованием деления по сетки 250х50 м на площади 2 км² золота (0,01-3 г/т) обнаружено в 7 разобщенных пробах. Из-за низких содержания рудопроявление оценено отрицательно.

На остальной территории в окварцованных, сульфидизированных породах, жильном кварце, блэкстемпелитах и ороговитованных конгломератах джелонской свиты спорадически устанавливались содержание золота до десятых долей грамма на тонну.

Непроявленная россыпь в верхнем течении р. Кононный (П-4-2) орографена по двум линиям шурфов. Ее длина около 4 км, средняя ширина 30 м, мощность массон 3 м. Среднее содержание золота в массе 220 кг/м³. Запасы не превышают 100 кг.

Шлифовым опробованием выявлены 4 ореола рассеяния золота. Ореол П-2-1 расположен в междуречье среднего течения Соводей и Карьялак-Найлы, в северной части Титинского массива третичных долов углекислого комплекса. Длина ореола 12 км, средняя ширина 4 км. Золото (до 10 зерен) установлено в 29 штихах. Ореол П-4-1, в среднем течении р. Линца, приурочен к телу раннемеловых гранодиоритов джугджурского комплекса, рассеянному субширотным разломом. Площадь ореола 4 км². Знаки золота присутствуют в 6 штихах. Ореол П-2-1 расположен в истоках р. Карьялак-Найлы в пределах Титинского массива. Его площадь около 8 км². Знаки золота присутствуют в 5 из 6 штихов. Ореол П-3-1 находится в междуречье верхнего течения рек Карьялак и Тити, в поле развития архейских гранитов, прорванных диоритами и гранодиоритами углекислого комплекса. Эти породы рассеяны зоной разлома северо-восточного простирания и серией даек. Площадь ореола около 16 км². Золото (до 10 зерен) встречено в 15 штихах. Данные ореолы, видимо, связаны с одной минерализацией золота в зонах мезозойских разломов.

Золото присутствует также в комплексных ореолах рассеяния в бассейне р. Салга-Линцу (П-1-1) - в 12 штихах; в верхнем течении р. Бол. Баргак (П-1-1) - в 5 штихах и в верховьях р. Чалдырин

(П-2-2) в 6 штихах. Оно чаще всего встречается в бассейнах рек Тити (27 штихов), Карьялак (9 штихов), Карьялак-Найлы (26 штихов), Соводей (14 штихов) и Бактылык (7 штихов). Долина этих рек расположена в участках выположенного рельефа и благоприятна для аккумуляции россыпей.

С е р е б р о является спутником полиметаллической минерализации и самостоятельного значения не имеет.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Х и м и ч е с к о е с ы р ь е

Алунит

Алунит присутствует во вторичных кварцитах по вулканическим породам джелонской свиты. Проявление П-4-2, на водоразделе рек Промадель и Линца, установлено среди андезитовых порфиров, прорванных субмеридиональной дайкой фельзитов мощностью 270 м. Вдоль ее восточного контакта развита зона пиритизированных вторичных кварцитов шириной 100-300 м и протяженностью 1,5 км. Зона вскрыта двумя линиями канав и опробована 9 бороздовыми пробами. Содержание алунита в них колеблется от 2 до 12,3%. Опробованием других зон вторичных кварцитов, в бассейне р. Чалдырин и по р. Мае, алунит установлен в количестве до 2%. Обнаруженные проявления не представляли практического интереса, но свидетельствуют о перспективности вулканических образований района для поисков месторождений этого сырья.

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

Слюда-мушкет

Раннепротерозойские мушкетитовые пегматиты сосредоточены в пределах Майско-Угского грабена, среди куманской, джелонской свиты и кварцевых диоритов (80 гр.). В междуречье Линцу и Чебохран

выделена субширотная полоса наибольшего распространения петматов длиной 34 км и шириной 3-10 км. В ее пределах выявлено около 200 жил с пластинками мусковита площадью свыше 2 см². Количество и качество мусковита различное в жилах разных генераций.

К ранней генерации относятся около 95% известных жил. Они залегают согласно с тейсовскими вмещающими породами, имеют мощность до 5 м. Содержание мусковита, как правило, не более 3-5%. Кристаллы деформированы, изогнуты, что снижает их ценность. Наиболее богатая мусковитом согласная жила мощностью 0,4-1,6 м вскрыта на правобережье р. Каканай (проявление П-2-1). Содержание мусковита в ней 5-10%. Площадь пластин до 100 см².

Более перспективны проявления в секущих крутопадающих жилах поздней генерации. Среди тейсов они встречаются редко. В правом борту долины р. Лимну (П-2-3) петматовая жила пересекает тейсон и амфиболиты куманской свиты. Она погружена на юго-восток 145°/65°. Видимая длина ее 12 м, мощность 2-4 м. Кристаллы мусковита сосредоточены в лежащем боку, где в зоне шириной 0,5-1 м их содержание составляет 20-25%. Средний размер пластин 5 см², максимальный - 120 см². Они погружены и трещиноваты. Сходным строением обладает петматовая жила, встречаемая в виде крупных плин на водоразделе рек Каканай и Ниж. Чебоксар-Макит (П-2-2). В ее краевой зоне шириной 0,2 м содержание кристаллов мусковита достигает 25%. Средняя площадь пластин 4-5 см². Кристаллы не деформированы.

Большинство петматовых жил второй генерации выявлено в среднем течении р. Чебоксар, в пределах Бакитлякского массива, раннепротерозойских кварцевых диоритов. Здесь, на площади 7 км², вскрыта 21 петматовая жила. Кондиционные кристаллы мусковита установлены в 4 из них. Мощность жил 0,3-6 м, длина 6,5-15,5 м, азимуты погружения контактов 300-320°/50-70°. Площадь пластин мусковита от 12 до 150 см², толщина кристаллов до 12 см. Валовое содержание мусковита в 3 жилах - 1%, в наиболее мощной (проявление П-3-3) - 5-7%. Сидла хорошего качества. В 5 км севернее этого проявления, по р. Чебоксар, в кварцевых диоритах встречены три обильные петматовые жилы (проявление П-3-1). Их мощность 0,3; 0,4 и 3,5; аз. погружения контактов 307°/70°. Наиболее мощная жила прослежена на 15,5 м. В ее краевых частях концентрация мусковита составляет 20%, размер пластин до 220 см², толщина кристаллов до 15 см, вес моноблоков 6-8 кг. В остальных жилах содержание мусковита 5-7%, а площадь пластин 4-40 см². Кристаллы недеформированы, но некоторые трещиноваты. В технологической пробе ве-

сом 133,2 кг, отобранной из наиболее богатой мусковитом жилы (П-3-1), выход промышленного сырья составил 54% от массы заводского. Около 15% колотой сидлы пригодной для изготовления конденсаторной шайлонки марки "СЗ". Мусковит характеризуется чистой кристаллов и незначительным количеством воздушных включений, однако трещиноватость кристаллов снижает выход колотой сидлы. По результатам поисковых работ (27) поле мусковитовых петматов оценено отрицательно из-за сильной деформированности пластин и малочисленности жил с кондиционными кристаллами мусковита. Но наиболее перспективной его часть, в пределах Бакитлякского массива, изучена недостаточно, и здесь возможно выявление новых жил с недеформированным мусковитом.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В качестве строительного камня могут быть использованы практически все интрузивные породы района, а также раннепротерозойские известняки и мраморы. Моноблоки гранодиоритов и гранитов углового компллекса в южной части Тигинского и Чалдыр-Якского массивов достигают 2,5х4,3 м. Обладают среднеструктурной структурой, массивной текстурой и слабой трещиноватостью, эти породы отвечают требованиям к бутовому материалу и щебню для дорожного строительства. Мраморизованные известняки и их скарированные разновидности (левобережье р. Нальди) могут быть хорошим облицовочным материалом. Мощность их пластов в бассейне рек Тиги, Чалдырин, Нальди и Ниж. Маратай достигает 200-350 м, а моноблоков, отранжированных пластовой отделимостью, - 0,5-2 м. Чистые известняки (левобережье нижнего течения р. Маган), по заключению лабораторий негрудного сырья КТУ ДВГУ, пригодны для получения строительной извести и порландцемента, а доломитистые их разновидности - для получения магнезиального порландцемента. Богатой гаммой цветных оттенков обладают меловые породы и порфириты, широко распространены в виде даек мощностью до 200 м в верховьях рек Чебоксар, Бол. Бартак и в среднем течении р. Карьялак. Их можно использовать как облицовочный и архитектурно-строительный камень. Верхнепротерозойские кварцевые песчаники, содержащие 95-98% кварца, по-видимому, можно использовать в стекольной промышленности. Мощность их пластов в Нальдином, Чалдыринском и Маратайском блоках соответственно достигает 70, 140 и 200 м. В пойме р. Май, ниже устья р. Боротон, содержатся большие запасы хорошо отсортирован-

ных галечников, гравия и косовых полимиктовых песков, притонных для дорожного строительства и в качестве наполнителей бетона. Мощность отложений достигает 7 м.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Воды района подразделяются на намерзлотные, межмерзлотные и подмерзлотные. По условиям циркуляции они являются пластовыми, трещинными и трещинно-жильными.

Надмерзлотные воды представляют пластово-поровыми водами рыхлых аллювиальных, ледниковых и элювиально-делювиальных отложений и трещинными водами метаморфических, интрузивных, вулканогенных и осадочных пород. Они циркулируют летом. Водопоток их является вечная мерзлота и кристаллические породы. Питание осуществляется за счет таяния льда и снега, атмосферных осадков и потока вод других типов.

Наиболее распространены пластово-поровые воды элювиально-делювиальных отложений. Они пропитывают склоновые осыпи и в летнее время встречаются на глубине 0,5-2 м. Их разгрузка происходит в подложных склонов в виде нисходящих источников. Дебит их 0,3-0,5 л/с, режим неустойчив. Воды чистые, бесцветные либо бледно-желтые, холодные (7-10°), притягиваются на вкус. Они слабо минерализованы ($M = 0,017-0,024$ г/л), по составу гидрокарбонатные магниево-кальциевые, натриево-кальциевые и натриево-магниево-кальциевые, иногда с примесью аммония, очень мягкие (0,13-0,21 мг-экв/л), $pH = 5,8-6,9$. К моренам приурочены пластово-поровые воды ледниковых отложений. Область их питания является склоны каров и тротуарных долин. Питание происходит, главным образом, за счет таяния льда и снега, которые, скапливаясь в подложных каров, способствуют высокой водообильности отложений. Выход этих вод повсеместно наблюдается в уступах конечных морен в виде источников с дебитами до 5 л/с. Воды прозрачные, чистые, весьма слабо минерализованные ($M = 0,015; 0,002$ г/л), $pH = 5,8-6,5$. Они гидрокарбонатные натриево-кальциевые, либо натриево-магниево-кальциевые.

Водоносность элювиальных отложений неравномерная. В слабо протавивших переувлажненных отложениях террас преобладают верховодка и застойные воды впадин. Фиксация их крайне

медленная. Источники, выходящие в уступах террас, обладают низкими дебитами (до 0,3 л/с). Воды желтые, зараженные органическими остатками, непригодные для питья. Большая часть элювиальных вод сосредоточена в поймах рек. Режим их тесно связан с поверхностными водами. Наиболее обильны подрусловые воды. Их источники в засушливые периоды спорадически выходят на поверхность в выступах коренного ложа пересохших русел. Вода весьма слабо минерализованная, слабо кислая, очень мягкая, гидрокарбонатная натриево-кальциевая.

Трещинные намерзлотные воды циркулируют в коренных породах. Наиболее трещиноватостью обладают интрузивные породы, наиболеешей - осадочно-вулканогенные и осадочные породы (гипотетическая сланцевая отделимость). Источники намерзлотных трещинных вод встречаются в коренных выходах торных пород в подложных склонов. Дебит их обычно ничтожен. Максимальные его значения (до 0,5 л/с) отмечались в эффузивных породах, а также в местах повышенной тектонической трещиноватости. Окарирование карбонатных пород не характерно. По химическому составу трещинные воды практически не отличаются от пластово-поровых.

Междомерзлотные воды. В высоких уступах аккумулятивных террас, по рекам Мае и Лимну отмечались линзы ископаемых льдов мощностью до 0,5 м, относительно, по-видимому, к твердой фазе межмерзлотных вод. В террасовых отложениях р. Мае и ее главных притоков можно ожидать наличие крупных таликов под овражными озерами, возникшими, вероятно, в результате вытравливания ископаемых льдов (оз. Амунд). С деятельностью напорных мерзлотных вод, по-видимому, связана часть гидроаккумулятивных и небольших наледей, расположенных вне крупных зон разломов в нижнем течении рек Матан, Тити и Овандак.

Подмерзлотные воды. Выходы подмерзлотных вод встречаются в зонах крупных разломов, контролируемых трещиноватыми катаклазитами. Источники этих вод наблюдались в зонах Салта-Джанинского и Ульчинского разломов (р. Чебоксар), а также вплоть менее крупных разломов, в среднем течении р. Матан и в верховьях рек Бод. Оменди и Чалларин. Источники восходящие, напорные. Их дебит исчисляется несколькими литрами в секунду. Воды прозрачные, чистые, холодные (7-8°), притягиваются на вкус. Общая жесткость их повышена в сравнении с намерзлотными водами (до 0,3 - 0,53 мг-экв/л). По составу они гидрокарбонатные магниево-кальциевые или магниево-натриево-кальциевые. В источнике, приуроченном к зоне интенсивной пиритизации пород (басс. р. Чалларин), установлены сульфатно-гидрокарбонатные магниевые воды.

В летнее время для целей водоснабжения могут быть использованы все типы подземных вод (кроме застойных). Для круглогодичного водоснабжения пригодны лишь межквартальные воды в долинах крупных рек и подземные воды.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

В районе намечаются проявления пяти металлогенических эпох. С архейской эпохой связаны магматогенные проявления титаномагнетита в таборидах и редкоземельная минерализация в петматитах. Практического интереса, согласно современным требованиям к сырью, они не представляют.

С раннепротерозойской эпохой связаны мусковитовые петматиты, редкоземельные метасоматиты и бласомилониты. По результатам поисковых работ масштаба 1:50 000 поле петматитов оценено ориентально /27/. Недоизученной осталась лишь юго-западная часть Бакитлякского массива кварцевых диоритов, где по аналогии с проявлениями р. Чебоксар можно ожидать петматиты с недеформированным мусковитом, но площадь эта мала для того, чтобы представлять значительный интерес. Проявления редких земель, связанных с кварц-альбит-микроклиновыми метасоматитами, локализованы в западной части зоны Салта-Джанинского разлома. Полюса метасоматитов, протигивавшиеся вдоль р. Борзона-Макит к низовьям р. Лиму, является наиболее перспективной для выявления месторождений этого сырья. В ее пределах (площадь А-III, рис.3) особое внимание следует уделить поискам тел монацитовых бласомилонитов и ферритосодержащих метасоматитов. Поиски рекомендуются осуществлять в комплексе с геологической съемкой масштаба 1:50 000, с применением штуровой радиометрической съемки и проходкой поверхностных выработок.

Раннепротерозойские приразломные диориты в зоне Становика-Джугджура нередко золотосодержащи /30/. В рассматриваемом районе в подобных породах установлены лишь ничтожные концентрации золота, хотя не исключается наличие более богатого оруденения. Определенный интерес в этом отношении может представлять полюс бласомилонитов, контролирующих Удхынский разлом, между нижним течением рек Лиму и Топостар, где золото часто встречается в шлахтах из современного аллювия.

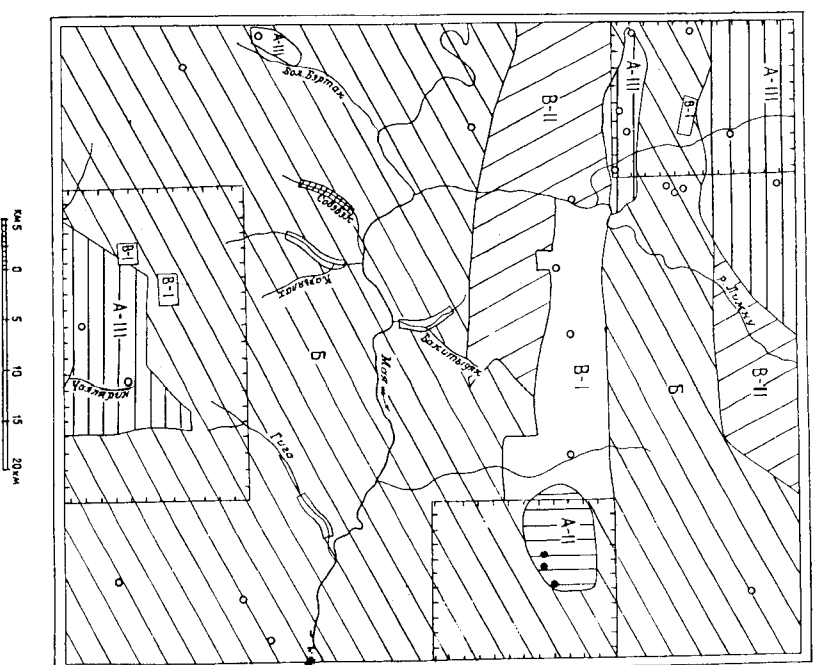
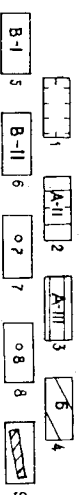


Рис.3. Схема рекомендаций



1 - площади, рекомендуемые для геологической съемки масштаба 1:50 000 первой очереди. А. Площади, перспективные для выявления месторождений полезных ископаемых; 2 - площади выходов рудопроведших пород и благоприятных структур с перспективками рудопроведениями (А-II), 3 - площади выходов рудопроведших пород и благоприятных структур с редкими находками рудной минерализации (А-II). Б. Площади, недостаточно изученные для определения их перспектив; 4 - рекомендуемые для дополнительного шихового и металлогенического опробования. В. Площади, не требующие постановки поисковых работ; 5 - на которых рудопроведения изучены и получены отрицательные результаты (В-I); 6 - геологическое строение которых неблагоприятно для промышленных концентраций руд (В-II); 7 - недостаточно изученные проявления, рекомендуемые для дополнительного опробования и оценок; 8 - незначительные проявления; 9 - участки речных долин, рекомендуемые для поисков россыпных месторождений

Рудопроявления, завешено связанные с позднепротерозойским тектонизмом, не установлены. К палеозойской металлогенической эпохе с долей условности можно отнести слабозолототонные кварцевые жилы с борнитом и халькопиритом, встречающиеся в массиве позднелавозойских (?) гранитов (IV-1-1).

С мезозойской металлогенией связаны рудопроявления полиметаллов скерноватого типа, молибдена, полиметаллов, золота и висмута гидротермального генезиса и алунитовые вторичные кварциты. Для развития скернового оруденения благоприятна лишь площадь выходов верхнепротерозойской толщи терригенно-карбонатных пород. Оруденение в ней пространственно и, по-видимому, генетически связано с гранитоидами угловатого комплекса, обладающими максимальной из интрузивных пород района концентрацией цинка (до 0,007-0,01%). На этой площади наиболее перспективен Чалдыринский блок, где возможен прирост запасов руд за счет доработки на глубину Майского месторождения и выявления новых тел в районе ореола рассеяния свинца и цинка (IV-3-5). Вместе с тем, обращает на себя внимание то, что это месторождение, а также ряд бедных проявлений и все ореолы рассеяния свинца и цинка тяготеет к западной, наиболее глубоко эродированной части выхода толщ. В связи с этим, не исключено, что в менее подломом Нальтинском блоке в скернованных породах имеется скрытое на глубине оруденение, признаком которого может являться рудопроявление IV-4-1.

Мезозойские гидротермальные проявления, как правило, комплексные. Они приурочены к разломам, секущим гранитоиды угловатого комплекса и контролируются размещением тел более молодых гранитоидов и жильных пород. В ряде проявлений установлено пространственная связь молибдена с позднемеловыми гранитами (I-4-1, II-4-3), висмута и меди с андезитами (I-2-2), золота и полиметаллов с траппит-порфирами (II-3-2). Наиболее многочисленные проявления и сопутствующие им поисковые признаки обнаружены в краевых и апикальных частях массивов гранитоидов угловатого комплекса, подвергшихся интенсивному дроблению и гидротермальной переработке. Благоприятным фактором локализации оруденения на этих участках можно считать наличие кровли эффузивов, играющих возможную роль "экранов" при рудообразовании. Подобные геологические условия, в сочетании с прямыми поисковыми признаками, установлены: в юго-западной части Чалдын-Яконского массива (среднее течение р. Кустан), в массиве междуречья среднего течения рек Чебоксан и Кононный и в краевых частях Титинского массива (бассейны рек Чалдырин и Бол. Бартак). В комплексе гидротермальных проявлений ведущее значение

придается молибдену, который в зонах высокой трещиноватости в гранитоидах образует проявления штокерного типа, относившиеся к кварц-молибденитовой либо кварц-сульфидной формации (проявления II-4-3, IV-2-4). Не исключается также возможность выявления перспективных проявлений золота и висмута. В свете изложенного, на описываемой территории рекомендуются следующие площади для поисков месторождений молибдена и, отчасти, сопутствующих ему висмута и золота (см. рис. 3).

1. Площадь массива меловых гранитоидов в среднем течении рек Чебоксан и Кононный (А-II), где сосредоточены три рудопроявления молибдена, шиховой ореол рассеяния молибденита и спектральнометрический ореол рассеяния молибдена и меди. Здесь заслуживают дальнейшего изучения и опробования с применением литогеохимической съемки масштаба 1:10 000 зоны проявления II-4-3, 4, 5. В пределах спектральнометрического ореола рассеяния молибдена и меди возможно обнаружение новых рудных тел.

2. Юго-западная часть Чалдын-Яконского массива (бассейн рек Кустан и Ниж. Чалдын, А-III), где шиховой ореол рассеяния молибденита, золота, сфалерита и халькопирита совмещен с рудопроявлением висмута и меди, а также спектральнометрическим ореолом рассеяния меди и литохимическим ореолом рассеяния молибдена. На этом участке рекомендуется проведение обзорных поисков масштаба 1:25 000 с площадью литохимической съемки и проходкой канав для изучения рудоносных зон. При этом особое внимание должно быть уделено участку развития вулканических пород, вблизи которых сосредоточены шихи с золотом, молибденитом и вульфенином и подол лавк андезитов, к которому тяготеет медно-висмутовая минерализация.

3. Краевая часть Титинского массива, в междуречье Чалдырин и Лев. Титин (А-III), где локализованы шиховые ореолы рассеяния молибденита, шелита и молибденита, золота, барита и выявлено рудопроявление молибдена. На площади ореолов рекомендуются проведение обзорных поисков масштаба 1:25 000, вскрытие, опробование и прослеживание по простиранию зоны рудопроявления IV-2-4 с применением литохимической съемки.

4. Краевая часть Титинского массива, в среднем течении р. Бол. Бартак (А-III), где сомещены шиховой ореол рассеяния золота, висмута, молибденита и спектральнометрический ореол рассеяния молибдена. На площади последнего рекомендуются поиски масштаба 1:10 000 с проходкой канав.

Поисковые работы целесообразно проводить в комплексе с геологической съемкой масштаба 1:50 000, с целью уточнения геологиче-

ческого строения перпендикулярных площадей. Поскольку такая съемка ведется полностью, в качестве первоочередных рекомендуются площади I-1 (молибден, золото и редкие земли), II-4 (молибден), IV-2 (молибден), IV-3 (молибден, свинец, цинк).

Для образования российских месторождений золота наиболее благоприятны долины нижнего течения рек Карылак, Совозбек, Тили и Бакишлык, расположенные в условиях выположенного низкоробья, усиленные отсортированным аллювием, в котором шихоном одробованием установлено золото. Нижние части долин этих рек рекомендуются для поисков россыпного золота.

Наименее перспективными участками (В-II) можно считать юго-западную часть Майско-Удского грабена и глубоко эрозионированные Икондинский массив и центральную часть Чадук-Яконского массива, в пределах которых поисковые работы /17, 27, 28/ не дали положительных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

ОПУБЛИКОВАННАЯ

1. Бельтенев Е.Б., Лебедев Е.П. Новые данные о возрасте вулканических образований Западного Приохотья. Докл. АН СССР, т.182, № 2, 1968.
2. Геологическая докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. "Наука", 1968.
3. Зубков В.Ф. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-IV, серия Джугджурская. Объяснительная записка. Геостехиздат, 1962, № 028к.
4. Крассный Д.И. Геологическая карта масштаба 1:200 000, лист N-53 (Шантарские острова). Объяснительная записка. Геостехиздат, 1955.
5. Крассный Д.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. Материалы ВСЕГЕИ. Новая серия, вып. 27, 1960.
6. Ладзин Г.В., МIRONДК Е.П., МОШКИН В.Н., ПУТИН В.К., РАСКАЗОВ В.П. Докембрийские метаморфические комплексы Дальнего востока и их расчленения. "Математические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР". (Тезисы докладов на Первом дальневосточном петрографическом совещании). Хабаровск, 1967.

7. МОШКИН В.Н., ШПАК Н.С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т.122, 1967.

8. МОШКИН В.Н., ДАТЛАЙСКАЯ И.Н., ЗДЕНКО Н.Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджур и восточной части хр. Станового. Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т.122, 1967.

9. ТУГАРИНОВ А.И., ВОЙТКЕВИЧ Т.В. Докембрийская геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-III, серия Джугджурская. Объяснительная записка. Геостехиздат, 1962, № 027к.

10. ШПАНОВ В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-III, серия Джугджурская. Объяснительная записка. Геостехиздат, 1962, № 027к.

11. ШПАК Н.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-III, серия Джугджурская. Объяснительная записка. "Недра", 1969, № 019к.

ФОНДОВАЯ

12. Брагинский С.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-III, серия Удская. Объяснительная записка. 1967, № 0327.
13. ВАРЬКИН А.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Май и Чогра. (Окончательный отчет Майской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 за 1966-1969 гг.). 1970, № 0492.
14. ГОДЗЕВИЧ Б.Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Май (Полонинной). Окончательный отчет Средне-Майской партии по геологосъемочным и поисковым работам масштаба 1:200 000 в 1966-1969 гг. 1970, № 0491.
15. ГОЛОВКО С.В. Карта аномального магнитного поля СССР. Издания (ΔT) в масштабе 1:200 000. N-53. 1964, № 097к.
16. ГОНЧАРОВ В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Немерикана и Джаны. (Окончательный отчет Немериканской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 в 1967-1970 гг.). 1971.
17. ДЕНИСОВ С.В., КУЗНЕЦОВ Б.П. Результаты поисков россыпных и рудных месторождений золота в бассейне левых

х/ Все материалы находятся в фондах ДВНТУ.

притоков р.Май (рр.Кононный, Чебожкан, Лимпу, Салта, Кун-Манье) и в верховьях р.Эльги в 1965-1966 гг. (Нижне-Майская партия). 1967, № 012539.

18.Дубровный М.И., Кузнецов Б.П. Отчет о результатах поисков россыпных месторождений золота в бассейнах рек Югали, Верх.Эльги, Нелькана (бассейн нижнего течения р.Уды) в 1963. 1964, № 010712.

19.Завадская Н.Е., Король М.П. Отчет о поисково-разведочных работах Майской партии № 545 за 1963 г. 1964, № 04350.

20.Красков Л.П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Купури и Лучи. (Окончательный отчет Лучинской партии по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 за 1965-1968 гг.). 1969, № 0442.

21.Кушелева В.Н. Отчет о результатах поисков россыпных месторождений золота в бассейнах рек Чогара и Удхына (Верхне-Чогарская и Удхынская партии 1966-1967 гг.). 1967, № 012556.

22.Кяно А.И. Результаты правиметрической съемки масштаба 1:1 000 000 в бассейне верхнего течения р.Зен, в бассейнах рр.Уда, Учур и Амм и на правобережье р.Алдан. (Отчет Северной партии за 1968-1969 гг.). 1970, № 0104053.

23.Левченко В.А., Ракон Н.А. Геологическое строение бассейнов рек Джаны, Немерикана и Май (Половинной). Отчет о геологосъемочных работах Майской партии № 1 в 1949 г. 1964, № 04462.

24.Мошкин В.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Май-Половинной. (Отчет о геологической съемке масштаба 1:1 000 000 в Нижне-Амурской области в 1952 г.). 1953, № 04082.

25.Мошкин В.Н., Альбов В.А. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Майского хребта. (Отчет о геологической съемке масштаба 1:200 000 в Нижне-Амурской области). 1964, № 04436.

26.Мошкин В.Н., Шакин С., Зденко Н.Д. Стратиграфия и интрузивные образования архей и протерозоя восточной части хребта Станового и южной части хребта Джугджура, 1961, № 08867.

27.Орлов В.Н., Денисов С.В. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на рудное и россыпное золото в бассейнах рек Кононный, Чебожкан, Лимпу (Нижне-Майская партия, 1965г.). 1966, № 012018.

28.Орлов В.И., Зильберштейн В.В. Отчет о результатах поисково-съемочных и поисковых работ на слитно-мусковит, проведенных Чебожканской партией в междуречье Чебожкан-Лимпу летом 1967 года, 1968, № 012791.

29.Фролов Ф.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-XIV, серия Удская. Обязательная записка. 1967, № 0325.

30.Чепин В.Е. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Удхын и Удхан. (Окончательный отчет по геологосъемочным работам масштаба 1:200 000 за 1966-1968 гг., Удхынская партия). 1969, № 0425.

31.Черныш В.И., Караулов В.Б. Геология, подземные воды и полезные ископаемые западного и северо-западного побережья Удской гуды. Лист N-53-X. (Отчет партии № 430 по результатам комплексов геологосъемочных работ масштаба 1:200 000 за 1960 г.). 1961, № 08960.

32.Шерба В.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист N-53-XV, серия Удская. Обязательная записка. 1966, № 0332.

Приложение 1

СПИСОК НЕПРОЯВЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-53-УШ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного иско- паемого и название месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку)	Примечание
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Ц в е т н ы е м е т а л л ы				
IV-3	4	Свинец, цинк	19, 14	Коренное
		Майское		
Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы				
Золото				
I-4	2	Р.Конюнный	26	Россыпное

Приложение 2

СПИСОК ПРОЯВЛЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-53-УШ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБ 1:200 000

Индекс клетки на кар- те	№ на кар- те	Вид полезного ис- паемого и наз- вание (местонахож- дение) проявления	Ссылка на литературу (номер по списку)	Примечание
I	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Ц в е т н ы е м е т а л л ы				
I-1	6	Р.Борогон-Макит	14	Дельтавидальные обломки кварц-малгашит-гематит- халькопиритовой породы
		Р.Бол.Омашки		
IV-1	I	Р.Бол.Омашки	14	Дельтавидальные тучки кварца с борнитом и халькопиритом
I-2	I	Р.Ниж.Чалдук	14	Металлометрический оре- ол, меди
С в и н е ц				
IV-4	I	Р.Нальди	14	Дельтавидальные обломки мраморов с галенитом
IV-4	2	Р.Ньтали	14	Зона пиритизации рого- виков с галенит-сфале- ритовой минерализацией
III-3	I	Рассейн руч., Сред. и Ниж.Маратай	14	Плиховой ореол галени- та
IV-3	3	Р.Лига	14	Плиховой ореол гале- нита и сфалерита
IV-3	2	Р.Лига	14	Металлометрический ореол свинца и цинка
IV-3	5	Р.Чалгарин	14	То же

1	2	3	4	5	1	2	3	4	5
Редкие металлы и рассеянные элементы					Дисконт				
I-4	1	Р. Кононный	27	Жилы пригизированных транзитов	I-2	2	Допораздел рр. Куостак и Ниж. Чалбук	I4	Эпидот-кварц-карбонатная жила с сульфидными
I-4	4	Междуречье Чеборкан и Кононный	I4	Зона проделения, окварцевания, пригизации	I-1	3	Р. Куостак	I4	Редкие земли
I-4	5	Междуречье Чеборкан и Кононный	27	Дельтавые обломки кварца с молибденитом	I-1	4	Вопораздел рек Салги и Салга-Лимну	I4	Петматитовая жила с феритсонитом и чевкинитом
I-4	3	Междуречье Чеборкан и Кононный	27	Зона проделения и сульфидизации	I-2	3	Вопораздел рек Куостак и Лимну	I4	Дельтавая жила с ортитом и монацитом
IY-2	4	Междуречье Чалдырин и Лев. Лита	I4	Зона обожженных тектонических образков	I-2	4	Вопораздел рек Куостак и Лимну	I4	То же
I-1	1	Реки Куостак и Ниж. Чалбук	I4	Шлиховой ореол молибдена, золота, сфалерита, халькопирита	I-2	5	Вопораздел рек Куостак и Лимну	I4	"
I-4	2	Междуречье Чеборкан и Кононный	I4	Шлиховой ореол молибдена	I-1	1	Р. Куостак	I4	Жилы метасоматитов с феритсонитом
IY-2	2	Р. Чалдырин	I4	Шлиховой ореол молибдена, золота и барита	I-1	2	Вопораздел рек Боротон и Лимну	I4	Петматитовые жилы с монацитом и цирконом
IY-2	3	Реки Чалдырин и Лев. Лита	I4	Шлиховой ореол молибдена и швелита	I-1	9	Р. Боротон-Макит	I4	Дельтавые порфирические руды с феритсонитом
I-4	1	Р. Чеборкан	I4	Металлогетрический ореол молибдена и меди	I-1	8	Р. Боротон-Макит	I4	Дельтавые диастомилонитов с монацитом
I-1	2	Р. Бот. Бартак	I4	Металлогетрический ореол молибдена	I-1	5	Р. Куостак	I4	Шлиховой ореол монацита
I-1	2	Р. Салга-Лимну	I4	Гидрохимический ореол молибдена	I-3	1	Р. Чеборкан	I4	То же
					I-1	7	Р. Боротон-Макит	I4	Металлогетрический ореол иттрия, итербия и ниобия
Вольфрам					Благородные металлы				
III-3	2	Руч. Ниж. Маратай	I5	Шлиховой ореол швелита	I-3	2	Р. Чеборкан	I4	Зона окварцевания и сульфидизации

1	2	3	4	5
III-1	I	Р.Бол.Бартан	I4	Шлиховой оруд. золота, висмута и молибденита
III-2	I	Реки Говабая и Карьялак-Найды	I4	Шлиховой оруд. золота
III-4	I	Р.Юнча	I4	То же
IY-2	I	Р.Карьялак-Найды	I4	"
IY-3	I	Реки Карьялак и Тита	I4	"
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
Алунит				
III-4	2	Водораздел рек Проматей и Юнча	I4	Зона вторичных кварцитов
Прочие неметаллические ископаемые				
Слюда-мусковит				
III-2	3	Р.Лямчу	I4	Петматитовая кля
III-2	I	Р.Каканай	I4	То же
III-2	2	Водораздел рек Каканай и Ник.Чебоксаран-Макит	I4	Дельтавидные тлыбы петматита
III-3	I	Р.Чебоксаран	28	Петматитовая кля
III-3	3	Р.Чебоксаран	28	То же

В брошюре пронумеровано 95 стр.

Редактор Р.Н.Ларченко
Технический редактор С.К.Леонова
Корректор Л.П.Сенникова

Сдано в печать 20.12.78. Подписано к печати 11.03.83.
Тираж 198 экз. Формат 60х90/16 Печ.л.6,0 Заказ 632с

Центральное специализированное
производственное хозяйственное предприятие
объединения "Совзнамолдонт"

