

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ПРОИЗВОДСТВЕННО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ

Уч. № 032

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР**

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ ДЖУГДЖУРСКАЯ

Лист №-53-VII

Объяснительная записка

Составитель А.Ф.Васюкин

Редактор Ю.П.Расказов

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

МОСКВА 1985

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	5
Геологическая изученность	7
Стратиграфия	10
Интрузивные образования	29
Тектоника	56
Геоморфология	64
Полезные ископаемые	67
Подземные воды	76
Оценка перспектив района	78
Литература	83
Приложения	87

Стр.

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-53-УП ограничена координатами $54^{\circ}40'$ - $55^{\circ}20'$ с.ш. и $132^{\circ}00'$ - $133^{\circ}00'$ в.д. и входит в Тугуро-Чумкандский район Хабаровского края и Зейский район Амурской области РСФСР. Граница между районами проходит по осевой части хр. Джугдур и по рекам Эдигу-Чайдах, Мае, Атаге.

Район относится к горной системе хр. Станового. Основными ортографическими единицами района являются хребты Майский, Атагский и Джугдур. Их абсолютные высоты колеблются от 1400 до 2000 м. Относительные превышения составляют 600-1100 м. Для хребтов характерны узкие пилообразные скалистые гребни, крутые северные и сравнительно пологие южные склоны. Речная сеть района принадлежит бассейнам двух крупных левых притоков р. Уды - рекам Мае и Чогару, водоразделом между которыми является Майский хребет. Река Мае берет свое начало на южных отрогах хр. Станового за пределами территории листа. Она является типичной горной рекой с быстрым (1,5-1,8 м/с) течением, обилием протяженных (до 2 км) каменных порогов и узкой (0,5-2 км) долиной. Ширина русла 50-120 м, глубина 0,4-5 м. Абсолютные отметки днища долины в пределах района постепенно уменьшаются вниз по течению от 700 до 370 м. Наиболее крупными притоками р. Мае являются реки Бол. Чайдах, Эдигу-Чайдах, Сехтаг, Атага и Салга. Это неширокие (до 30 м), неглубокие (0,4-2 м), стремительные водотоки, текущие в каменных руслах. С ними по характеру и режиму сходны р. Чогар и реки ее бассейна - Джагарма, Нимнгаркай, Оманпка. Режим рек неустойчивый, сток формируется в основном за счет атмосферных осадков. В летние дождевые паводки уровень воды в них быстро поднимается на 2-5 м, но уже на 2-3 день после прекращения дождей реки вновь входят в свои берега. Передвижение на горных лодках возможно лишь по р. Мае в большую воду.

Для лесосплава пригодны отдельные участки р. Маи протяженностью до 10 км.

Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура отрицательная (-6,2°). Зима продолжительная (ноябрь - март), суровая и малоснежная. Лето короткое, умеренно-теплое, дождливое. Температура воздуха зимой колеблется от -24° до -54°, летом от +7° до +37°. Среднегодовое количество осадков составляет 570-600 мм, из них 370-400 мм выпадает в июне - сентябре. Снег ложится в начале октября и сходит в начале мая. В эти же сроки происходит ледостав и вскрытие рек. Мощность снежного покрова не превышает 0,6 м. В зимние месяцы преобладают ветры, дующие с севера и северо-запада, в остальное время года - с юго-запада и юго-востока. Среднемесячная скорость ветра колеблется от 2 до 5 м/с. Наиболее сильные ветры (до 15 м/с) наблюдаются в Декабре, апреле и мае. В районе повсеместно развита многолетняя мерзлота, которая распространяется, судя по данным бурения на определенной с запада территории, на глубину более 25 м. На южных склонах водоразделов глубина оттаивания грунтов к концу лета составляет 1,5-2 м, на северных - 0,2-0,5 м.

Растительность района горно-травяная. В ее распределении отмечается вертикальная зональность. На голыцовых вершинах высотой более 1400 м развита в основном жма и лишайники. На уровне абсолютных высот 1400-800 м преобладают заросли кедрового стланика и карликовой березы. В долинах рек и на склонах тор до высоты 800 м распространены лиственница, ель, тополь и береза. Древесина в этих местах пригодна для использования в качестве строительного, крепежного материала и топлива.

Населенных пунктов в районе нет. Экономически он не освоен. Ближайший населенный пункт - с. Удское расположен в 135 км к востоку от центра площади листа. В с. Удском имеются сельсовет, почтовое отделение, телеграф, аэродром, принимающий самолеты Ан-2. Дорог на территории листа нет. В долинах большинства крупных рек проходят тропы, пригодные для вьючного оленевого транспорта. Предолжение вьючными оленями перевалов через хр. Майский возможно в истоках рек Чогар и Чогарма-Накит, через Атагский хребет - в истоках руч. Атакан и р. Салани.

Обнаженность в районе удовлетворительная. По долинам рек и на водоразделах встречаются протяженные (до 4 км) обнажения, на склонах развиты осыпи.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые представления о геолого-географических особенностях района базировались на материалах, полученных на определенных площадях экспедицией Н. Г. Меглицкого (1851 г.). Проведенные в 1857-1858 гг. Н. П. Аносовым /26/ и в 1910 г. К. В. Троховским /32/ поисковые работы на россыпное золото на территории листа принципиально новых сведений о геологии района не дали.

В 1926 г. В. В. Купер-Конин /35/ провел реконгноспировочные маршрутные исследования по рекам Чогар, Ядугу-Чайдах и Бол. Чайдах. Он отметил широкое развитие в западной части территории листа метаморфических и интрузивных пород.

В 1936 г. в юго-западной части района П. С. Бернштейн /27/ провел геологическую съемку масштаба 1:200 000, признанную впоследствии кондиционной для карт масштаба 1:500 000. Им была предпринята первая попытка расчленения метаморфических образований на архейские, протерозойские и палеозойские.

В 1952 г. восточную и северо-западную части территории листа закартировал в масштабе 1:1 000 000 В. Н. Моткин /38/. Он выделил в районе архейские и нижнепротерозойские метаморфические образования, относя к первым гранатовые гнейсы правобережья р. Атаги, а ко вторым - толщу "мигматитов и интрузивных гнейсов" и толщу "сланцевых сланцев и мраморов", развитых на остальной части площади. Из интрузивных образований В. Н. Моткин был выделены раннепротерозойские граниты, раннемегеловые гранодиориты, габбро-диориты и гранодиорит-тофиты. Важнейшим итогом работ В. Н. Моткина явилось выделение в районе нижнепротерозойского складчатого обрамления Атагского шита.

Результаты исследований П. С. Бернштейна и В. Н. Моткина легли в основу северо-западной части геологической карты листа N-53 масштаба 1:1 000 000, составленной Л. И. Красным в 1955 г. /14/.

В 1957-1958 гг. Е. Г. Херувимова /40/ и И. И. Шапочка /42/ произвели аэромагнитную съемку масштаба 1:200 000 всей расчленяемой территории, по результатам которой была издана карта магнитного поля листа N-53-УП /6/.

В 1970 г. для бассейна р. Уды, включающего площадь листа X-53-УП, составлена травиометрическая карта масштаба 1:1 000 000 /37/.

В 1966 г. на площади листа В.Н.Кутельман /36/ и С.В.Денисов /33/ провели поиски россыпных месторождений золота.

Из региональных исследований, выполненных на территории Алдаского шита и Становой складчатой области, принципиально важное значение для понимания геологии района имеют работы Д.С.Коржинского /12/, Д.К.Дзевановского /7/, В.Н.Можкина /17, 18/, Н.Г.Судовикова /22/, Д.П.Расказова /20/.

В 1966-1969 гг. Дальневосточное территориальное геологическое управление проводило на территории листа N-53-УП комплексную геологическую съемку и поиски масштаба 1:200 000. В этих работах, помимо А.Ф.Василькина, участвовали геологи: В.А.Бучинский, В.И.Макар, В.Б.Тригорьев, В.В.Гончаров и др. Полученные материалы легли в основу Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа N-53-УП и настоящей объяснительной записки к ним. При их составлении учтены результаты геофизических исследований и дешифрирования аэрофотоснимков масштаба 1:28 000 на всю площадь листа, а также данные геологических съемок масштаба 1:200 000, проведенных на определенных территориях /2, 3, 25, 28, 30, 34, 41/.

На карте графиков ΔT метаморфические и интрузивные породы архея и нижнего протерозоя по характеру магнитного поля не отличаются друг от друга. На ней в ряде случаев выделяются лишь отдельные массивы раннемеловых гранитоидов (рис.1). По данным правительственной съемки вся территория листа входит в поле правительственной минимума. В физических полях на впадения и на широте Ириданого минимума. В физических полях на впадения и на широте рек Эдигу-Чайдах и Май выделяются градиенты (уступы), прослеживающиеся и на определенных площади. Эти элементы поля, по-видимому, связаны с зонами близпротных разломов, контролирующих размещение позднепалеозойских (?) и мезозойских интрузий.

Государственная геологическая карта листа N-53-УП полностью увязана с картами, составленными для смежных площадей на западе и востоке. На северной и южной рамках имеется невязка в связи с уточнением возраста метаморфизованных габброидов и анортозитов, которые ранее считались раннепротерозойскими. Кроме того, на геологической карте листа N-53-УП в бассейне р.Чиркан показаны анортозиты, а на площади настоящего листа, вдоль его южной рамки, в этом же месте - раннепротерозойские (?) кварцевые диориты и позднепалеозойские (?) граниты. Вдоль северной рамки в бассейне р.Салги имеется расхождение в индексации гранитоидов Чалбук-Яконского массива, которые на геологической карте листа N-53-1 отнесены к позднепалеозойским, а на карте листа

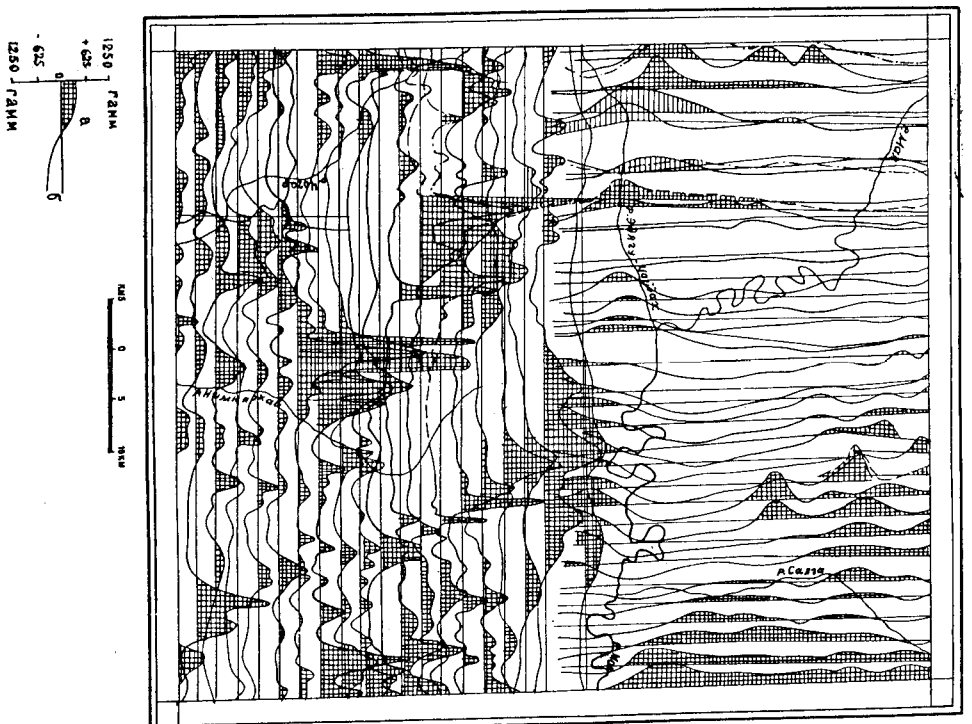


Рис.1. Карта графиков ΔT
Значения ΔT : а - положительные, б - отрицательные

Н-53-УП - к районным геологам. Карта полезных ископаемых в целом увязана с картами смежных площадей, однако вдоль северной рамки к ней подведен металлогенетический ореол рассеяния никеля, который нашими работами не обнаружен.

Все аналитические работы произведены в Центральной опорной лаборатории ДВГУУХ: спектральные - А.И.Перминой и А.И.Журовой, химические - Г.Г.Павлюченко, А.И.Скулинец, палинологические - И.Б.Мамонтовой, Л.И.Лукашевой, определения абсолютного возраста пород - Т.К.Ковальчук.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования в районе представлены в основном глубоководными морфизовальными породами архея и нижнего протерозоя. Менее развиты верхнепротерозойские и верхнеархейские - нижнеархейские эффузивы. Повсеместно распространены четвертичные элювиально-делювиальные, аллювиальные и ледниковые отложения.

А Р Х Е Й С К А Я Г Р У П П А

В северной части территории листа распространены гиперстен-, амфибол-, гранат- и биотитсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы, мраморы и калцифиры, находящиеся в структурном, стратиграфическом и литологическом единстве с архейскими толщами Алданского шита. По характеру разреза и положению в складчатой структуре района они расчленены на кориканскую свиту тинттоноской серии и сутамскую, худурканскую свиты джелтулинской серии. В бассейне р.Чотар к архею отнесены породы, диффундированные в амфиболитовой фации, но по характеру ультраметаморфических проявлений и сохранившимся местами реликтовым ассоциациями минералов гранулитовой фации метаморфизма весьма сходные с архейскими образованиями Алданского шита. В соответствии с решением 2-го Дальневосточного стратиграфического совещания, состоявшегося в 1965 г., эти породы отнесены к Джанинской серии.

Тинттоноская серия

К о р и к а н с к а я с в и т а (Архей). В бассейнах руч. Бол.Куржикан и р.Атага закартирована толща преимущественно мезозоевое объединение.

х/ С 1980 г. - Дальневосточное производственное геологическое объединение.

и лейкократовых двупироксеновых и гиперстеновых кристаллических сланцев и гнейсов, которая по характеру разреза и структурному положению сопоставима с кориканской свитой, развитой на сопредельных с северо-запада и северо-востока территориях. Она обнадежена в долине Идромской антиклинали, установленной Д.Н.Гамадеи /2/ в верховье р.Май. В разрезе кориканской свиты в долине речке Аты и Бол.Куржикана по частям коренным обнажениям и элювиальным выработкам прослеживаются (снизу вверх):

1. Кристаллические сланцы и гнейсы двупироксеновые и роговообманково-двупироксеновые, с прослоями (5-10 м) гиперстеновых кристаллических сланцев 200 м
2. Кристаллические сланцы гиперстеновые с прослоями (0,1-0,15 м) двупироксеновых гнейсов 320 "
3. Кристаллические сланцы и гнейсы двупироксеновые 60 "
4. Кристаллические сланцы гиперстеновые 260 "
5. Кристаллические сланцы гиперстен-роговообманковые 90 "
6. Гнейсы двупироксеновые 50 "
7. Кристаллические сланцы гиперстен-роговообманковые 30 "
8. Гнейсы и кристаллические сланцы двупироксеновые 320 "
9. Амфиболиты 40 "
10. Кристаллические сланцы гиперстеновые 170 "
11. Амфиболиты 50 "
12. Кристаллические сланцы и гнейсы двупироксеновые и роговообманково-двупироксеновые 730 "

Мощность разреза 2320 м.

Мощность кориканской свиты в районе достигает 2500 м.

Кроме пород, перечисленных в разрезе, в составе свиты среди двупироксеновых кристаллических сланцев в виде прослоев (1-10 м) встречаются графит-биотитовые гнейсы. В отличие от стратотипического разреза кориканской свиты в бас.р.Сутам, составленного Д.К.Дзевановским /7/, на территории листа в составе свиты описываются гранатсодержащие гнейсы, что, по-видимому, обусловлено фациальными изменениями ее по простиранию. Непосредственно в районе фациальных изменений в свите не отмечено.

Джелтулинская серия

С у т а м с к а я с в и т а (*Ab¹*). Нерасчлененные отложения сутагской свиты заходят в район со смежной с севера территории. Они развиты на левобережье р.Май в бассейнах правых притоков р.Атаги, слатая юго-западное крыло Югожской антиклина-ли. Сутагская свита сложена в основном гранит- и трафитсодержащими гнейсами и кристаллическими сланцами. Она согласно залегает на кориканской свите. Гранита между ними проводится по резкой смене мезократовых двупироксеновых, роговообманково-двупирок-сеновых кристаллических сланцев кориканской свиты биотит-гранта-повыми и гранит-гиперстеновыми гнейсами сутагской свиты. Разрез сутагской свиты составлен по частым коренным обнажениям и эро-виальным выветкам на трещне водораздела между р.Атой и руч.Бол. Куржман, где на кристаллических сланцах кориканской свиты за-легал (снизу вверх):

1. Гнейсы гранит-гиперстеновые и биотит-гранато-вые с прослоями (4,5-15 м) двупироксеновых кристалли-ческих сланцев 230 м
 2. Гнейсы трафит-биотит-гранатовые 60 "
 3. Гнейсы гиперстен-гранатовые 20 "
 4. Кристаллические сланцы гранит-двупироксеновые . . . 30 "
 5. Гнейсы трафит-гранат-биотитовые 260 "
 6. Кристаллические сланцы и гнейсы биотит-дву-пироксеновые 70 "
 7. Гнейсы биотит-двупироксеновые 170 "
 8. Кристаллические сланцы и гнейсы биотит-дву-пироксеновые 220 "
 9. Гнейсы гранит-гиперстеновые 30 "
 10. Кристаллические сланцы роговообманково-дву-пироксеновые 80 "
 11. Гнейсы биотит-гранатовые и биотит-двупирок-сеновые 270 "
 12. Гнейсы трафит-биотит-гранатовые 210 "
- Мощность разреза 1650 м. Мощности свиты в районе составляют 2500 м. Сутагская свита претерпевает незначительные фациальные изменения по простиранию. В направлении на северо-запад от водо-раздела между р.Атой и руч.Бол. Куржман в ней уменьшается коли-чество прослоев и пачек кристаллических сланцев.
- Х у д у р к а н с к а я с в и т а расположена на преи-мущественно в междуречье Бол. Чагдаха и Эдигу-Чагдаха, куда она

прослеживается со смежных с северо-запада и запада территорий. Выходы Худурканской свиты приурочены к тектоническому блоку, отделенному с северо-востока от пород сутагской свиты Майским разломом, а с юга от низкопротерозойских образований - близши-ротным Становым глубинным разломом и массивом раннемеловых гра-нитов. Худурканская свита в районе расчленена на две толши, сопоставимые с нижней и средней подсвитами стратотипического разреза Худурканской свиты в бассейнах рек Утук и Сивак /1/.

Нижняя подсвита (*Ab²*) сложена преимущественно двупирок-сен-роговообманковыми, роговообманково-двупироксеновыми кристал-лическими сланцами и биотит-роговообманково-гиперстеновыми гней-сами. Они обнажаются в ядрах антиклинальных складок высоких порайков. Разрез подсвиты изучен в почти непрерывных береговых обнажениях р.Май, где наблюдается (снизу вверх):

1. Афиболиты и двупироксен-роговообманковые кристаллические сланцы 350 м
 2. Кристаллические сланцы роговообманково-двупироксеновые 110 "
 3. Гнейсы биотит-роговообманково-гиперстеновые, роговообманково-двупироксеновые и двупироксеновые . . . 640 "
 4. Кристаллические сланцы роговообманково-дву-пироксеновые 120 "
 5. Гнейсы биотит-роговообманково-гиперстено-вые 140 "
 6. Кристаллические сланцы роговообманково-двупироксеновые с прослоями (0,1-0,5 м) биотит-пироксеновых гнейсов 120 "
 7. Гнейсы биотит-роговообманково-гиперстено-вые 110 "
 8. Кристаллические сланцы двупироксен-рогово-обманковые 80 "
- Мощность нижней подсвиты в разрезе равна 1670 м, в районе же она достигает 2400-2500 м.
- Средняя подсвита (*Ab²*) отличается от нижней более мета-морфогным составом слатящих ее кристаллических сланцев и при-сутствием среди них прослоев и пачек мраморов и кальцифиров. Она обнажается преимущественно в ядрах синклинальных складок. Гранита между подсвитами четкая и проводится по подшве первой пачки мраморов и кальцифиров мощностью 80-100 м. Разрез средней подсвиты изучен в непрерывных береговых обнажениях р.Май ниже устья р.Атаги. Здесь на двупироксен-роговообманковых кристалли-ческих сланцах нижней подсвиты залегают (снизу вверх):

1. Мраморы и кальцифилы с прослоями (0,3-5 м) двупироксен-роговообманковых кристаллических сланцев	80 м
2. Кристаллические сланцы гранат-двупироксеновые с прослоями (0,8-15 м) мраморов	150 "
3. Кристаллические сланцы двупироксен-роговообманковые и амфиболиты с прослоями, (0,3-5 м) кальцифиров	60 "
4. Кристаллические сланцы двупироксеновые	50 "
5. Мраморы и кальцифилы	30 "
6. Расчленованные роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы с частями (0,2-3 м) прослоями и линзами мраморов и кальцифиров	240 "
7. Кристаллические сланцы гранат-двупироксеновые с прослоями (5-15 м) амфиболитов	140 "
8. Кристаллические сланцы двупироксеновые и роговообманково-двупироксеновые с прослоями (4-15 м) амфиболитов	425 "
9. Кристаллические сланцы и гнейсы биотит-двупироксеновые с прослоями (0,3-6 м) и линзами мраморов и кальцифиров	580 "
10. Кристаллические сланцы двупироксен-роговообманковые	190 "

Мощность разреза 1945 м. Мощности средней подвести в районе превышает 2200 м. Кроме пород, указанных в разрезе, в ней нередко встречаются биотит-гранатовые гнейсы и их силлиманитсодержащие разновидности, слатчатые пачки мощностью около 20-30 м. В целом же состав средней подвести по простиранию довольно выдержан.

Джанинская серия

Н е р а с ч л е н е н н ы е о т л о ж е н и я (Ard.).

Породы, отнесенные к Джанинской серии, распространены в бассейнах верхних течений рек Чогар, Чогар-Макип, Амдускан и Шадликий. Они представлены расчленованными биотитовыми, роговообманково-биотитовыми гнейсами, их гранат- и графитсодержащими разновидностями, амфиболитами и пироксен-роговообманковыми кристаллическими сланцами. Все эти породы являются диафоритами по гнейсам и кристаллическим сланцам гранулитовой фации метаморфизма - двупироксеновым, роговообманково-двупироксеновым, гранат-двупироксеновым и др., сохранившимися в отдельных участках и интвезированных аляскинскими гранитами, сходными с архейскими.

1. Кристаллические сланцы пироксен-роговообманковые, с прослоями (до 4 м) магнетитовых кварцитов	120 м
2. Гнейсы биотитовые	530-600 "
3. Кристаллические сланцы пироксен-роговообманковые	20 "
4. Гнейсы роговообманково-биотитовые, в низзах пачки 4-метровый прослой магнетитовых кварцитов	450 "
5. Кристаллические сланцы гранат-двупироксеновые	50 "
6. Гнейсы роговообманково-биотитовые и биотитовые	160 "
7. Кристаллические сланцы гранат-двупироксеновые	60 "
8. Гнейсы биотит-роговообманковые	150 "
9. Гнейсы графит-биотитовые	160 "
10. Гнейсы гранат-биотитовые и графит-, гранат-биотитовые	280 "
11. Кристаллические сланцы двупироксен-роговообманковые	120 "

Всего по разрезу мощность Джанинской серии составляет 2100-2170 м, в районе же она оценивается в 3500 м. Кроме пород, указанных в разрезе, в ней отмечаются прослои (8-15 м) биотит-роговообманковых кристаллических сланцев, кальцифиров, амфиболитов и реликтовые линзы биотит-пироксеновых, двупироксеновых гнейсов, роговообманково-двупироксеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев.

Ниже приводится краткое описание архейских пород.

Двупироксеновые, роговообманково-двупироксеновые, двупироксен-роговообманковые, гипертензивные, биотит-двупироксеновые и другие кристаллические сланцы, развитые в кориканской, сутамской, хулдурканской свяхах, и недифференцированные кристаллические сланцы Джанинской серии представляют собой темно-серые и зеле-

Нового-серые с буроватым оттенком мелко- и среднезернистые гуполопосчатые, гнейсовидные и массивные породы с граномагматической и гранобластовой структурами. В корицанской и сулакской свитах преобладают лейко- и мезокраповые кристаллические сланцы, содержащие 10-25% темновесных минералов, в хулурикской свите и в Джанинской серии распространены более мелнокраповые породы. Минеральный состав кристаллических сланцев сильно варьирует: платиоклаз (№ 30-60) - 40-75%, диопсид (сдг = 32-43°, 2V = 54-69°) - 1-30%, гиперстен (2V = 50-73°) - 0,35%, зеленовато-бурый роговоая обманка (сдг = 10-14°, 2V = 64-73°) - 0,35%, биотит - 0,15%. Спорадически встречаются гранат (до 10%), кварц (до 5%) и калиевый полевой шпат (до 10%). Акцессории представлены рудными минералами, цирконом и апатитом. С кристаллическими сланцами по внешнему виду сходны амфиболиты, часто встречающиеся в корицанской и хулурикской свитах. Это темно-серые среднезернистые породы с немагнотранобластовой структурой. Они состоят из платиоклаза (24-30%), зеленовато-бурой роговой обманки (70-72%), изредка содержат биотит (до 3%) и гранат (до 5%).

Двулипроксеновые, биотит-двулипроксеновые, роговообманково-двулипроксеновые, биотит-роговообманково-гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы сходны между собой по внешнему виду и характерному минеральному составу. Это серые, зеленовато-серые мелко- и среднезернистые пологосчатые породы с гранобластовой структурой. Они состоят из платиоклаза № 30-45 (35-65%), кварца (10-35%), гиперстена (0-15%), диопсида (0-20%), роговой обманки (0-10%), биотита (0-10%), граната (0-5%), калиевого полевого штата (0-10%). В гранитизированных гнейсах количество калиевого полевого штата возрастает до 25%. Акцессорные минералы - апатит, циркон, рутил, рудный минерал.

Гранат-биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы и их графит-содержащие разновидности, графит-биотитовые, биотит-графитовые и гиперстен-гранатовые гнейсы являются главными породами сулакской свиты, а также изредка встречаются в хулурикской свите и в Джанинской серии. Это светло- и коричневатого-серые мелко- и среднезернистые пологосчатые породы с грано-, лепидо-, гетеро- и порфиробластовой структурами. Состав их непостоянен: платиоклаз № 25-35 (20-55%), кварц (15-40%), гранат (до 30%), биотит (до 15%), гиперстен (до 15%), графит (до 20%), силлиманит (до 3%). В гранитизированных гнейсах отмечается до 30% решетчатого микроклина. В качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, циркон, рутил, орпим и рудный минерал.

Магнетитовые кварциты - темно-серые среднезернистые пологосчатые породы с гранобластовой структурой. Они состоят из кварца (60-71%), магнетита (25-30%), куммингтонита (до 10%).

Мраморы - белые, кремово-желтые и розовые средне-крупнозернистые массивные породы, состоящие из кальцита (65-75%) и доломита (25-35%). В кальцифирах в количестве 20-50% присутствует вулн форстерит, диопсид, шпинель, кварц, флогопит, графит.

Большинство кристаллических сланцев архея являются, по-видимому, глубокотемпературными вулканическими образованиями основного и среднего состава. Об этом свидетельствуют данные о химическом составе аналогичных пород на сопредельных территориях /18, 34/, выдержанность отдельных прослоев и пачек их по простиранию, переслаивание с мраморами, кальцифирами и глиноземистыми гнейсами. Однако не исключено, что часть кристаллических сланцев могла образоваться и за счет интрузивных пород типа габбро и диабазов. Для существенно биотитовых и гранатовых гнейсов, по мнению большинства исследователей /12, 18 и др./, исходными породами являлись территено-осадочные образования. Породы юго-восточной окраины Алданского щита и Чотарской глыбы метаморфизованы в одинаковой степени. По минеральным ассоциациям среди них отмечаются различия, соответствующие роговообманково-гранулитовой и пироксен-гранулитовой субфации гранулитовой фации метаморфизма (по Ф.Дж. Тернеру). Региональный метаморфизм в районе сопровождался процессами ультраметаморфизма, приведшими к образованию гетеротопосочных мигматитов и гранитизации гнейсов и кристаллических сланцев. Гранитизация выражается в реакционном замещении платиоклаза и темновесных минералов микроклин-пертитом и кварцем. В краевых частях Алданского щита и Чотарской глыбы в архейских породах проявлен регрессивный метаморфизм амфиболитовой и эпидиот-амфиболитовой фаций. В результате диафидрета пироксенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы превращены в биотит-роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманково-гнейсы, роговообманково-биотитовые, биотит-роговообманково-гнейсы, сходные по внешнему виду и составу с одноименными породами стенового комплекса, но отличающиеся от них текстурой (часто себедельчатой, сланцеватой), структурой (здесь blastomylonitовой и гомеобластовой) и наличием реликтовых минералов гранулитовой фации метаморфизма. Минеральные преобразования в диафидрированных породах выражались в замещении пироксенов и бурой роговой обманки бледно-зеленым амфиболом и биотитом, в мусковитизации биотита, в деаюртитизации и альбитизации платиоклаза. В зонах ширинной от

0,05 до 2,5 км, приуроченных к Становому и Удхэнскому разломам, проявился приразломный диафторез фации зеленых сланцев. Здесь гнейсы и кристаллические сланцы превращены в кварц-альбит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, кварц-альбит-тремолитовые и другие зеленые сланцы с blastomylonitовой структурой.

Метаморфические породы северной части района находятся в геологическом и структурном единстве с глыбокометаморфизованными образованными Алданского шита, архейский возраст которых принят большинством исследователей (7, 17 и др.) и подтвержден радиологическими методами /4/. Образование Чолярской глыбы (джаннинская серия) по степени первичного метаморфизма сходны с породами Алданского шита. Они мигматизированы алескитовыми графитами, совершенно аналогичными алескитам Алданского шита и нигде в зоне Становика-Джугджура не встречаются среди более молодых образований. Диафторез пород Чолярской глыбы произошёл в условиях изофациальных с протрессивным метаморфизмом станового комплекса и, по-видимому, связан с этапом раннепротерозойской складчатости и метаморфизма в зоне Становика-Джугджура. Эти данные позволяют рассматривать породы джаннинской серии как архейские. Сопоставимые с джаннинской серией образования известны в бассейнах рек Ток и Сивакан и, по устному сообщению Л. П. Карсакова, имеют абсолютный возраст 3005-120 млн. лет. Взаимотношения джаннинской серии с сериями Алданского шита неясны. Но учитывая, что по набору пород, а на смежной с востока территории /30/ и по характеру разреза джаннинская серия обнаруживает некоторое сходство с железинской, допустимо предположение, что она является аналогом железинской серии в другой структурно-формационной зоне.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

В центральной части района распространены образования, протрессивно метаморфизованные в амфиболитовой фации. Они славают узкий (от 10 до 20 км) грабен среди архейских пород, протравившийся от западной до восточной границы территории листа. С севера грабен, получивший наименование Майско-Удский, отделен от Алданского шита Становым глубинным разломом и приуроченными к нему трещинными раннепротерозойскими и раннемеловыми интрузиями, а с юга до Чолярской глыбы - Удхэнским разломом. Метаморфизм амфиболитовой фации района участвуют в сложении единой полосы

нижепротерозойских образований, широко развитых на смежных с запада и юго-запада территориях /34, 41/. В бассейне р. Май они расчленены на три свиты, сопоставимые с сиваканской, куманской и лавинской свитами, выделенными В. В. Шихановым /24/ и В. Ф. Зубковым /9/ в бассейнах рек Джана и Кыран.

С и в а к а н с к а я с в и т а (р₁^{1,2}) закартирована на левобережье р. Май, в бассейнах ее притоков - рек Ванги, Халани и Салги и в виде узкой (3-5 км) полосы прослежена от верховья р. Чоляр-Махит до р. Амурскан. Она складает крылья крупной синклиналиной складки, в которую свиты породы Майско-Удского грабена. Сиваканская свита состоит преимущественно из тонкополосчатых биотитовых, двускладных и биотит-роговообманковых гнейсов, в том или ином количестве содержащих эпидот и гранат. Представление о строении сиваканской свиты может дать разрез, изученный в почти непрерывных обнажениях р. Ванги, где отсутствуют ее нижние и верхние горизонты:

1. Гнейсы гранат-роговообманковые 160 м
 2. Гнейсы биотитовые и гранат-биотитовые, с прослоями (0,05-1,5 м) гранат-роговообманково-биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов 320 "
 3. Амфиболиты с прослоями (0,3-1 м) гранат-биотит-роговообманковых гнейсов 40 "
 4. Гнейсы гранат-биотитовые 30 "
 5. Гнейсы гранат-биотит-роговообманковые, с прослоями (0,7-4 м) гранатовых амфиболитов 150 "
 6. Гнейсы гранат-биотитовые, с прослоями (0,2-1,5 м) гранат-биотит-роговообманковых гнейсов и гранатовых амфиболитов 60 "
 7. Гнейсы гранат-биотитовые 100 "
 8. Гнейсы гранат-эпидот-двуслдчатые, с прослоями (до 5 м) роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов 410 "
 9. Гнейсы биотит-роговообманковые с прослоями (1-3 м) амфиболитов 140 "
- Мощность по разрезу 1410 м. В районе мощность сиваканской свиты достигает 2000 м. Состав ее по простиранию сравнительно выдержан. Помимо пород, перечисленных в разрезе, в ней встречаются редкие прослои (0,7-6 м) кальцифоров и мусковит-дистенновых гнейсов.
- К у м а н с к а я с в и т а (р₁^{1,2}) состоит преимущественно из однообразных грубополосчатых средне- и крупнозернистых

гранат- и эпидиотодержакших биотитовых и двуслюдяных гнейсов, заметно отличающихся по зернистости и характеру подосчатости от одноименных пород других свит нижнего протерозоя. Для нее характерны мононочность и большая мощность отдельных плачек пород, как правило, слабо отличающихся друг от друга. Куманская свита распространена на правобережных рек Эдигу-Чайдах, Май и в бассейнах нижних течений рек Ванги, Халгани и Салги. Она слогает крылья синглинальной складки, линейно-вытянутой вдоль оси Майско-Удского трабена. Граница ее с сиваканской свитой четкая и проводится по резкой смене тонкопородчатых биотитовых, роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов сиваканской свиты грубопородчатых гранат-эпидиот-биотитовыми гнейсами куманской свиты.

Разрез куманской свиты на полпути мощность изучен в береговых обнажениях нижнего течения р. Салги (снизу вверх):

1. Гнейсы гранат-эпидиот-биотитовые 350 м
 2. Гнейсы гранат-эпидиот-двуслюдяные и гранат-эпидиот-биотитовые 320 "
 3. Гнейсы гранат-эпидиот-биотит-роговообманков-ые и гранат-эпидиот-биотитовые с прослоями амфиболитов (0,1-1 м) 220 "
 4. Гнейсы гранат-эпидиот-биотитовые и гранат-эпидиот-двуслюдяные 510 "
 5. Гнейсы гранат-эпидиот-двуслюдяные 300 "
 6. Гнейсы гранат-эпидиот-биотитовые с прослоями (0,5-1,2 м) амфиболитов и гранат-эпидиот-биотит-роговообманковых гнейсов 200 "
- Мощность куманской свиты в данном разрезе 1900 м. Фациальные изменения куманской свиты заключаются в постепенном увеличении в ней количества прослоев роговообманководержакших гнейсов и амфиболитов в направлении с запада (от р. Чогад-Макиш) на восток. В верхних горизонтах свиты эпидиотически встречаются прослои (до 8 м) калцифиров.

Д а в л и н с к а я с в и т а (р. 1, 6) согласно задегает на куманской и распространена вдоль широтного отрезка р. Май и на правобережье р. Эдигу-Чайдах, выполненая ядра синглинальных складок. Она состоит преимущественно из тонко- и гетероподчатых биотит-роговообманковых, роговообманково-биотитовых, биотитовых, двуслюдяных гнейсов и их эпидиот- и гранатодержакших разновидей, мраморов и калцифиров. Граница ее с куманской свитой проводится по подшве плачки (110-190 м) тонкопородчатых эпидиот-биотит-роговообманковых, гранат-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

Разрез даялинской свиты изучен в коренных обнажениях на р. Мае близ устья р. Халгани. Здесь на грубопородчатых гранат-эпидиот-биотитовых гнейсах куманской свиты согласно задегают (снизу вверх):

1. Гнейсы эпидиот-биотит-роговообманковые, с прослоями (до 3 м) амфиболитов и гранат-биотитовых гнейсов 190 м
 2. Кристаллические сланцы биотит-роговообманков-ые 30 "
 3. Гнейсы эпидиот-биотит-роговообманков-ые 30 "
 4. Гнейсы эпидиот-гранат-двуслюдяные, с прослоями (0,03-0,8 м) эпидиот-биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов 280 "
 5. Гнейсы эпидиот-биотит-роговообманков-ые и гранат-роговообманков-ые 125 "
 6. Кристаллические сланцы биотит-роговообманков-ые 30 "
 7. Гнейсы гранат-эпидиот-роговообманково-биотитовые 150 "
 8. Кристаллические сланцы биотит-роговообманков-ые, с прослоями (0,2-1,5 м) гранатовых амфиболитов 40 "
 9. Амфиболиты гранатовые 50 "
 10. Гнейсы эпидиот-гранат-двуслюдяные, с прослоями (до 1,5 м) гранатовых амфиболитов и калцифиров 235 "
 11. Гнейсы гранат-роговообманково-диптоидовые, с прослоями гранат-биотитовых гнейсов (1-2 м) и калцифиров (0,15-0,4 м) 75 "
 12. Калцифиров с прослоями (0,05-0,1 м) гранатовых амфиболитов 20 "
 13. Гнейсы гранат-эпидиот-роговообманково-биотитовые 25 "
 14. Гнейсы гранат-биотитовые и графит-гранат-биотитовые, с прослоями (0,1-0,8 м) калцифиров и гранатовых амфиболитов 20 "
- Мощность свиты в данном разрезе 1300 м, в районе же она оценивается в 1400-1500 м. В составе даялинской свиты эпидиотически встречаются гранат-диптен-биотитовые гнейсы, сланцевые прослои мощностью до 15 м.

Ниже приведена петрографическая характеристика основных типов нижнепротерозойских пород.

Биотитовые, роговообманково-биотитовые гнейсы и их гранат-, эпидот-, графит- и дистеносодержащие разновидности сиваякской и лавлинской свит сходны друг с другом по внешнему виду и составу. Они представляют собой светло- и темно-серые, коричневатого-серые мелкозернистые гетеро- и тонкополосчатые породы с лепидогранобластовой, реже лепидопорфирогранобластовой структурой. Гнейсы состоят из плагиоклаза № 23-33 (35-60%), кварца (15-30%), биотита (5-20%), зеленой роговой обманки (0-10%), эпидота (0-8%), граната (0-10%), графита (0-3%), дистена (0-3%), калиевого полевого шпата (0-35%). Акцессорные минералы представлены сфеном, цирконом, апатитом, рутилом, ортитом, пиритом и магнетитом. На вторичных минералах обильны мусковит, хлорит, альбит. Гранат- и эпидотсодержащие двусилканные гнейсы, в отличие от биотитовых гнейсов, содержат 5-7% мусковита, слалашевого как отдельные чешуи, так и новообразования по биотиту. Гранат-эпидот-биотитовые, гранат-эпидот-двуслудяные, гранат-эпидот-роговообманково-биотитовые гнейсы куманской свиты отличаются от одноименных пород других свит нижнего протерозоя лишь средне- и крупнозернистостью сложенней и отсутствием в них четко выраженной полосчатости.

Роговообманковые, биотит-роговообманковые гнейсы и их диспосид-, гранат- и эпидотсодержащие разновидности, присутствующие во всех свитах нижнего протерозоя, представляют собой серые и темно-серые мелко- и среднезернистые полосчатые породы с гетеро-, грано- и немаглобластовой структурой. Они состоят из плагиоклаза № 30-33 (35-70%), кварца (12-35%), зеленой роговой обманки (10-40%), зеленоваго-коричневого биотита (0-7%), калиевого полевого шпата (0-17%), эпидота (0-5%), граната (0-8%). Акцессорные минералы - сфен, апатит, циркон, рутил, ортит, магнетит. Вторичные минералы - биотит, бесцветный амфибол, альбит. В биотит-роговообманковых кристаллических сланцах, в отличие от одноименных гнейсов, содержится не более 5% кварца, а суммарное количество темнопетлистых минералов составляет 40-60%.

Амфиболиты обильны для сиваякской и лавлинской свит и сравнительно редко встречаются в куманской свите. Это темно-серые и черные мелко- и среднезернистые гнейсовидные породы с немаглогранобластовой структурой. Они состоят из зеленой роговой обманки (60-65%), анцезина № 30-37 (25-30%), эпидота (3-5%), кварца (0-3%), апатита, сфена, рутила, циркона и магнетита (в сумме 1-6%). Иногда отмечается гранат (до 8%) и биотит (до 5%). Вторичные минералы - биотит и хлорит.

Кальцифидры, встречающиеся среди нижнепротерозойских гнейсов, по внешнему облику и составу сходны с архейскими кальцифидрами. Это белые, розовые, желтые и светло-зеленые средне- и крупнозернистые массивные породы с грано- и порфиробластовой структурой. Они состоят из кальцита (70-90%), диспосида (3-20%), эпидота (4-5%), флогопита (0-10%) и незначительных количеств сфена, граната, скаполита, плагиоклаза, кварца.

Мусковит-дистеновые гнейсы - белые среднезернистые сланцеватые породы с лепидогранобластовой структурой. Они состоят из плагиоклаза (25-40%), кварца (30-35%), дистена (15-20%), мусковита (6-10%), граната (0-5%), старолита, биотита и рутила (в сумме до 5%). Вторичные минералы - серпикит, альбит.

Большинство вышеописанных пород нижнего протерозоя являются, по-видимому, глубокометаморфизованными осадочными образованиями. Об этом свидетельствуют переслаивание, подчас ритмичное, пород разного состава, выдержанность слоев и отдельных пацек по простиранию, наличие в них прослоев карбонатных пород (кальцифидров) и высокоглиноземистых гнейсов. Возможно, что какая-то часть амфиболитов, роговообманковых гнейсов и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев могла образовываться в результате метаморфизма основных и средних вулканогенных пород. Критические парагенетические ассоциации минералов в нижнепротерозойских породах указывают на метаморфизм их в условиях кинит-мусковит-кварцевой субфации амфиболитовой фации метаморфизма (по Ф.Дж.Тернеру). На левобережье р.Мая и в бассейне р.Ванги на нижнепротерозойские гнейсы наложен кремне-кальциевый метасоматоз, в результате которого в них образовались многочисленные порфиробласты микроклина, оловяне порфиробластические мигматиты и кварц-микрочлиновы пегматоидные жилы мощностью до 4 м.

Образования, метаморфизованные в амфиболитовой фации, по характеру разреза, составу пород, степени метаморфизма, структурному положению представляют собой единое целое со становым комплексом, прослеженным в район со смежной с запада территории и широко развитым в центральной и западной частях зоны Становика - Дугуджура. Нижнепротерозойский возраст пород станового комплекса принимается вслед за Д.К.Давыановским [7] и В.Н.Можкин [17, 18], доказывающим, что складчатая область Становика - Дугуджура, включающая территорию лиса, является раннепротерозойским складчатым образованием Алданского щита. В основу этих представлений положены данные о различных в структурном плане, составе, метаморфизме, ультраметаморфизме и абсолютном возрасте метаморфических пород Алданского щита и зоны Становика -

Джугджура. Определения абсолютного возраста пород станového комплекса, произведенные в основном в западной части зоны Становика - Джугджура /4/, также подтверждают их нижнепротерозойский возраст (1700-2200 млн. лет). Г. М. Друтова, А. Н. Неелов и другие исследователи /8/, подтверждая выводы Д. К. Дзевановского и В. Н. Мошкина о структурном положении станového комплекса, относят его к Верхнему архею. Вместе с тем известны и другие мнения о возрасте станového комплекса. Так, Д. С. Коржинский /12/ и С. П. Кориковский /13/ считают, что в районе хр. Станového развиты те же архейские породы, что и на Анданском штиге, но измененные под влиянием раннепротерозойского магматизма.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Немериканская свита (Ер₃^{нш}). В междуречье Джугарки и Нимняркай закартирована толща диабазов и диабазовых порфиров, сходная с немериканской свитой определенных площадей. Она слагает два разобщенных ксенолита в интрузивных меловых граунитоидах и тектонический блок среди архейских кварцевых диоритов. Суммарная площадь всех выходов диабазов не превышает 4 км². Состав свиты в районе простой. В тектоническом блоке на правобережье р. Нимняркай и в ксенолитах среди меловых граунитоидов она состоит из миндалекаменных диабазов. В долине р. Джугарки в коренном обнажении протяженностью 800 м наблюдается перемежаемость через 10-250 м диабазов и диабазовых порфиров с милонитизированными их разновидностями, которые по составу и структуре отвечают альбит-эпидот-хлоритовым сланцам. Мощность свиты в районе оценивается в 500 м.

Диабазы представляют собой темно-зеленые и темно-серые, массивные и миндалекаменные породы с офитовой и пойкилоофитовой структурами. Они состоят из плагиоклаза (45-50%), моноклинного пироксена и вторичных минералов: зеленой и бледно-зеленой роговой обманки, хлорита и эпидота, в сумме составляющих 35-40%, карбоната (до 10%) и рудного минерала (до 8%). Диабазовые порфириты отличаются от диабазов присутствием 5-10% вкрапленников плагиоклаза (0,4-2 см). В бассейне р. Немерикан в немериканской свите известны прослои известняков с остатками онколитов и катрафий, характерных, по определению А. Г. Пастелова (ЗСПУ), для Верхнего рифея и частично доломско-вендского комплекса /31/. На основании этих данных возраст ее принят как раннепротерозойский при очевидном угловом несогласии с нижележащими нижнепротерозойскими обдазованниками.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ЮРСКОЙ - НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛОВОЙ СИСТЕМ

Кжелонской свите (J₃K₁^д) отнесены вулканические образования преимущественно среднего состава, с угловым несогласием залегающие в виде небольших (1-50 км²) разобщенных покровов на эродированной поверхности докембрийских пород на левобережье р. Ми, в верховьях рек Салги и Утанакха, в междуречьях Джугарки и Нимняркай, Нимняркай и Оманджи. Во всех выходах желонской свиты преобладают андезитовые порфириты. Туфы слагают ее основание и прослой (1-15 м) в ней. Мощность желонской свиты в районе оценивается в 600 м. Фациальные изменения свиты незначительны. Так, в верховье р. Салги среди андезитовых порфиров и их туфов отмечаются небольшие (до 0,8 км²) выходы спекшихся туфов дацитовых порфиров и эруптивных брекчий. В покрове, расположенном в междуречье Нимняркай и Оманджи, наблюдается постепенное увеличение количества прослоев туфов андезитовых порфиров в направлении к востоку от р. Нимняркай. В восточной части этого покрова встречаются дацитовые порфириты и их туфы.

Андезитовые порфириты представляют собой серые, зеленоватого-серые, темно-коричневые афировые и порфировые породы с тлаопилитовой и интерсертальной структурой основной массы, состоящей из микролитов андезиана, из хлорита, рудного минерала и стекла. В порфировых разновидностях вкрапленники размером 0,2-5 мм, составляющие 15-40% объема породы, представлены андезитом № 30-35, реже зеленой роговой обманкой. Акцессорные минералы - магнетит, апатит и циркон; вторичные - эпидот, серпентин, хлорит и карбонат. Дацитовые порфириты отличаются от андезитовых порфиритов присутствием вкрапленников кварца.

Туфы андезитовых порфиритов - серые и пестроокрашенные массивные породы. Среди них выделяются псаммитовые, псаммитопсефитовые, литокристаллокластические и литокластические разновидности. Они состоят на 50-80% из угловатых обломков плагиоклаза, моноклинного пироксена, кварца, калиевого полевого шпата, андезитовых порфиритов и докембрийских кристаллических пород размером от 0,1 мм до 20 см, сцементированных алевропелитовым пирокластическим материалом. Туфы дацитовых порфиров отличаются от них лишь цементом, состоящим из мельчайших частиц серого

вулканического стекла. В спекшихся туфах дацитовых порфиров частицы стекла оплавлены.

Л.И.Красным в туфах джелонской свиты хр. Прибрежного собран комплекс флоры, определяющий возраст свиты как верхнеюрский - нижнемеловой /14/. Однако нельзя исключать возможность и более древнего возраста для джелонской свиты. Так, по данным Е.В.Бельтенева и Е.Д.Лебедева, в стратотипическом разрезе ее присутствуют только верхнеюрская флора /1/.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Н и ж н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q_{1-2}^{1-2})

Нижнечетвертичные (?) аллювиальные отложения слоятся высокие (80-110 м) террасы в долине рек Май, Чогадара и Оманджи. Они изучены с помощью шурфов глубиной до 2,5 м, продленных на правобережье р. Май напротив устья р. Салги. Здесь сверху вниз вскрыты суглинки (0,2 м), мелкозернистые полимиктовые пески (0,7 м) и галечники (1,0 м). Мощность нижнечетвертичного аллювия в районе не превышает 2,5 м. В тяжелой фракции песков отмечаются ильменит, рутил, сфен, монацит, циркон, ортит, шедлит, молибденит, золото. Нижнечетвертичный возраст отложений террас высотой 80-110 м принят условно на основании сопоставления с аналогичными образованиями сопредельных с юга и севера территорий, где, по данным диагномового и спорово-пыльцевого анализа, их возраст определен как нижнечетвертичный /2,28/.

С р е д н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q_{1-2}^{1-2})

Среднечетвертичные (?) отложения представляются аллювием террас высотой 25-30 м и ледниковыми образованиями. Аллювиальные отложения террас высотой 25-30 м закартированы в долинах рек Чоугар, Оманджа и Мая. Верхняя часть разреза их изучена в шурфах глубиной до 3 м, продленных на правобережье р. Чоугар, где вскрыты (сверху вниз) суглинки (1,2 м), среднезернистые полимиктовые пески (0,3 м) и галечники (1,5 м). Мощность аллювия террас высотой 25-30 м в районе достигает 5 м. В тяжелой фракции песков и галечников присутствуют ильменит, монацит, циркон, рутил и сфен. Среднечетвертичный возраст отложений 25-30-метровых террас района условно принят на основании того, что на сопредельной с

юга территории в отложениях аналогичных террас установлен среднечетвертичный комплекс спор и пыльцы /28/.

Среднечетвертичные (?) ледниковые отложения сохранились на левобережье р. Атаги, в бассейнах рек Ангуская, Шавлицкий, Нимняркай на уровне абсолютных высот 600-1000 м. Они представлены валунами, галечниками, щебнем, грубозернистыми песками, суглинками, мощность которых достигает 30 м. На территории листа в расквашиваемые отложения вложены поздне-верхнечетвертичная моруена и ранне-верхнечетвертичная терраса. На сопредельной с северо-востока площади /25/ в аналогичных образованиях обнаружен среднечетвертичный комплекс спор и пыльцы. Учитывая эти данные, возраст описанных выше ледниковых отложений условно принимается как среднечетвертичный.

В е р х н е ч е т в е р т и ч н е о т л о ж е н и я (Q_{1-2}^{1-2})

К верхнечетвертичным отложениям отнесен аллювий 12-15-метровой террасы, широко развитой в долинах большинства рек района. Он представлен галечниками, валунами, гравием и мелкозернистыми песками, мощность которых достигает в районе 8 м. В тяжелой фракции этих отложений присутствуют золото, ильменит, ортит, циркон, сфен, рутил, анатаз. В отложениях 12-15-метровых террас обнаружен комплекс спор и пыльцы, отражающий березово-хвойный тип растительности. Преобладающей группой является пыльца хвойных (ели и сосны). Пыльца не произрастающих в настоящее время в Удском районе *Betula schmidtii*, *B. ermanii*, *B. dalsucea* Пшмав ср., согласно заключению И.Б.Мамонтовой, позволяет отнести время формирования этих отложений к периоду потепления верхнечетвертичной эпохи.

К верхнечетвертичным отложениям (Q_{1-2}^{1-2}) отнесен также аллювий 5-7-метровых террас и ледниковые отложения.

А л л у в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я распространены в долинах всех рек района. Они представлены суглинками, песками, гравием, галечниками валунниками. Максимальная мощность их достигает 12 м /36/. В тяжелой фракции песков и галечников присутствует золото, молибденит, ильменит, сфен, рутил. В спорово-пыльцевом комплексе из аллювия 5-7-метровых террас рек Чоугар, Нижняркай и Мая преобладает пыльца березово-хвойного типа с небольшими участками пыльцы ольхи, ольховника и ивы. По заключению палинолога И.Б.Мамонтовой, подобные формы могли произрастать в условиях умеренно-холодного климата верхнечетвертичной эпохи (Q_{1-2}^{1-2}).

Д е д н и к о в н е о т л о ж е н и я приурочены к северным и южным склонам Майского и Атагского хребтов. Они сформированы в пределах абсолютных высот 900-1300 м и слагают днища каров и участки троговых долин. Эти отложения представлены в основном валуно-глыбовым материалом и щебнем, состав которых соответствует породам стенок каров. Размер валунов и глыб варьирует от 0,1 до 5 м в поперечнике. На участках троговых долин валуны более окатаны и среди валуников присутствуют прослойки (10-12 м) галечников и суглинков. В тяжелой фракции галечников и суглинков отмечаются ильменит, циркон, рутил, ортит и сфен. На площади листа в расматриваемые отложения вложена высокая пойма долины рек. На определенных с севера и юга территориях /2,28/ в аналогичных образованных условиях поздние-верхнечетвертичные комплексы пыльца. На основании этих данных возраст расматриваемых отложений принят как поздне-верхнечетвертичный.

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (Q₁U)

Современные отложения представлены пойменным, косовым и русловым аллювием рек и ручьев, элювиально-делювиальными и пролювиальными образованиями. Высокая пойма (высотой 3-4 м) сложена разнородными полимиктовыми песками с редкой галькой и валунами, которые подстилается валуниками и галечниками. В местах старичных понижений встречаются торфяники. Мощность этих отложений варьирует от 2 до 3 м. В тяжелой фракции песков высокой поймы отмечаются циркон, сфен, рутил, ильменит, монацит и зоолито. Низкая пойма (высотой до 2 м), косы, русла рек сложены валуно-галечным материалом и грубым песком. Состав обломочного материала полностью соответствует составу пород, развитых в бассейнах рек. Суммарная мощность пойменного аллювия колеблется в пределах 3,5-5 м /36/. Элювиально-делювиальные образования развиты в районе повсеместно. На водоразделах распространены крупноглыбовые россыпи. Склоны покрыты плащом незакрепленных осипей. У подножий склонов преобладают суглинки и супеси с глинами и обломками подстилавших коренных пород. Мощность составляет 1,5-3 м. Пролувиальные образования слагают конусы выноса в устьях небольших водотоков и сухих распадков. Они представлены в разной степени окатанными глыбами, щебнем, супесями и суглинками, реже галечниками и валуниками. Мощность их достигает 15 м.

Интрузивные образования занимают более половины площади листа. Среди них выделяются архейские, раннепротерозойские, позднепалеозойские (?), ранне- и позднемеловые интрузии и меловые дайки.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Архейские интрузии представлены амфиболитизированными габброидами; анортозитами, габбро-анортозитами; гранитами гиперстеновыми, гранодиоритами, кварцевыми диоритами; гранитами аegиктовыми; дайками габбро и габбро-диабазов.

А м ф и б о л и з и р о в а н н ы е г а б б р о , г а б б р о , г а б б р о - н о р и т н (v д р) слагают в бассейне р.Атаги юго-западную крайнюю часть (92 км²) Кун-Маньенского массива, а на юге района, в бассейнах рек Джарам, Ниньяркат, Сехтава, Наму, несколько останцов кровли (3-13 км²) Сехтавского анортозитового массива среди позднепалеозойских (?) и раннемеловых интрузий. В выхолах габброиды залегают согласно с архейскими метаморфическими породами, образуя, по-видимому, пластообразные залежи. Контакты всегда четкие, без признаков эндо- и экзоконтактовых изменений. Все поля габброидов имеют однородное строение. Они сложены амфиболитизированными габбро, габбро и габбро-норитами, связанными взаимоотношениями друг с другом.

Амфиболитизированные габбро и габбро представляют собой темно-серые и зеленовато-серые гнейсовидные, полосчатые, реже массивные породы. Структура их blastогаббровая, гранобластовая, катклявистическая. Габбро состоит из платиноклаза № 46-52 (50-65%), бурой роговой обманки (30-40%), моноклинового пироксена (5%), титаномалнетита (5%). В составе габбро-норитов - платиноклаз (45-70%), гиперстен (8-25%), моноклиновый пироксен (6-15%), титаномалнетит (5-15%), аegитт (0-3%). В амфиболитизированных габбро пироксен и бурый роговая обманка почти нацело замещены бледно- и синевато-зеленым амфиболом, а платиноклаз соответствует андезиту № 30-40. Амфиболитизация, по-видимому, обусловлена в основном реликтовыми диафоразом, связанными с нижнепротерозойской складчатостью и метаморфизмом в зоне Становика - Джугра. Акцессорные минералы в габброидах представлены сфеном и

дугидом. Химический состав рассматриваемых пород приведен в табл. I (обр. 1775, 3119, 4533).

С габброидами Кун-Маньенского массива связаны дайки и роковые и перидотитовые (дар). Они слагают линзовидные тела, согласно залеганию среди архейских метаморфических пород и в габброидах Кун-Маньенского массива. Мощность их 5-15 м, протяженность - более 40 м. Контакты с вмещающими породами четкие. Пироксениты и перидотиты - черные и темно-коричневые среднезернистые гнейсовидные породы с панидиоморфнозернистой и петлеватой структурами. Пироксениты состоят из гиперстена (35%), моноклинового пироксена (30%), роговой обманки (30%) и биотита (5%); в перидотитах присутствует около 20% оливина, 30% гиперстена, 10% моноклинового пироксена, 5% роговой обманки, 30% вторичного серпентина и 5% талька.

На территории листа и в сопредельных районах /30, 34/ амфиболитованные габброиды залегают исключительно среди архейских метаморфических пород и совместно с ними дислоцированы и метаморфизованы. Примеры прорывания их архейскими алекситовыми транитами можно видеть во многих обнажениях габброидов в бассейнах рек Агаги, Сехтава и Нимняркай. Кроме того, в бассейне рек Нимняркай и Анайкана они подвержены метасоматической гранитизации, предшествовавшей становлению алекситовых трацитов. Взаимоотношения анортозитов с габбро свидетельствуют о более древнем возрасте последних. Таким образом, приведенные данные позволяют рассматривать метаморфизованные габброиды как архейские. Пироксениты и перидотиты, будучи тесно связанными с габброидами пространственно и, по-видимому, генетически, отнесены к архею на основании сопоставления их с аналогичными ультрабазитами сопредельной с северо-запада территории, где они прорваны архейскими гиперстеновыми транитами /3/.

Анортозиты и габбро-анортозиты (дар) слагают в бассейнах рек Джаларма, Нимняркай и Сехтава Сехтагский массив. Изученная часть (760 км²) массива целиком расположена в пределах Чогарской глыбы. С севера он ограничен субширотным разломом; на юге и юго-западе его граница замаскирована более молодыми интрузивами; на западе массив на небольшом протяжении имеет четкий интрузивный контакт с архейскими гнейсами и кристаллическими сланцами. Взаимоотношения анортозитов с вмещающими породами сложные. На правобережье р. Сехтаг, в бассейне р. Нимняркай граница между анортозитами и габбро расплывчатая. Здесь на удалении 200-300 м от контактов в габброидах отмечаются многочисленные порфириобласти (2-6 см) плагиоклаза,

количество которых в сторону анортозитов заметно возрастает и габбро постепенно превращаются в пегматитные породы существенно плагиоклазового состава. Вместе с тем во многих местах - в бассейнах рек Сехтаг, Чогар, Джаларма наблюдаются и резкие контакты анортозитов с архейскими кристаллическими сланцами и габбро. Сам Сехтагский массив неоднороден. В его составе выделяются анортозиты и габбро-анортозиты, связанные друг с другом постепенными взаимопереходами. Габбро-анортозиты распространены в краевых частях массива и слагают поля (5-65 км²) в бассейнах рек Сехтаг, Гутда, Шавлицкий, Нимняркай и др. Поля преимущественно развиты анортозитов тоже весьма неоднородны, что обусловлено как неравномерной окраской и зернистостью пород, так и распределением темноцветных минералов (от 2 до 10%). Очень часто наблюдается грубая (через 50-400 м) и более тонкая (через 0,2-10 м) перемежаемость слоноподобных толос анортозитов и габбро-анортозитов, причем в "слоях" габбро-анортозитов количество темноцветных минералов постепенно нарастает к лежащему боку. "Слои" по простиранию не поддерживаются. Кроме того, в массиве встречаются жиллоподобные тела (1,5-24 м) рудных пироксенитов, имеющих как резкие, так и расплывчатые границы с анортозитами. Подосчатость и линейные текстуры, обусловленные слоноподобным чередованием анортозитов и габбро-анортозитов, вытнутость в одном направлении шшировидных обособлений темноцветных минералов, имеют виддержанное северо-восточное, субширотное простирание, которое лишь в бассейне р. Сехтаг изменяется на юго-восточное и близмеридиональное. Судя по преимущественному падению (40-80°) подосчатости к северу, Сехтагский массив представляет собой, по-видимому, круто погружающуюся на север плитообразное тело.

Вдоль южной границы площади листа обнажаются фрагменты (13 км²) Чогарского анортозитового массива, развитого в основном на смежной с пра территории.

Анортозиты Сехтагского и Чогарского массивов весьма разнообразны по составу и структурно-текстурным признакам. Среди них выделяются анхимономинеральные и обогатенные темноцветными минералами разновидности, а в зависимости от степени вторичных изменений плагиоклаза - анцезиниты и лабрадориты. Последние показаны на геологической карте как анортозиты с иризирующими плагиоклазами. Все эти разновидности связаны между собой постепенными переходами. Они представляют собой средне- и крупнозернистые, часто неравнозернистые, порфириовидные, массивные, гнейсовидные и пятнистые породы. Структура анортозитов панидиоморфнозернистая и blastопанидиоморфнозернистая. Они состоят

Химический состав археологических раннепетролеро

зских и подщелочных (?) интрузивных пород X/

Таблица 1

№ пробы	Порода	Место вытия образца	Содержание					схлосов, вес. %												
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	CO ₂	H ₂ O ⁺	Сумма						
4533	Амфиболитованное лаббро	р. Джалгарма	50,84	1,90	17,73	4,06	5,90	0,13	3,97	7,83	3,30	0,68	0,10	0,25	0,52	1,48	99,68			
3119	То же	р. Сехтаг	54,85	2,23	15,74	4,19	5,89	0,18	1,70	6,56	3,44	1,70	0,89	0,05	0,06	1,20	99,68			
1775	"	р. Алгала	59,37	0,66	17,64	2,06	4,30	0,10	3,47	4,67	4,78	1,10	0,19	0,02	0,38	0,83	99,57			
4276	Анортозит	р. Джалгарма	55,84	0,17	23,97	1,57	1,74	0,05	1,76	9,06	4,33	1,04	0,03	-	0,14	0,21	99,91			
4269	То же	"	56,57	0,06	23,44	0,38	0,83	0,01	0,32	8,95	5,50	1,14	0,03	0,01	0,19	0,20	99,63			
4197	"	"	55,78	0,16	25,04	1,00	0,45	0,03	0,41	8,27	6,10	1,31	0,04	0,02	0,05	0,75	99,21			
2547A	"	"	54,56	0,13	24,90	1,40	0,53	0,06	0,35	10,46	5,00	1,23	0,04	0,03	0,13	0,55	99,37			
1192	"	р. Микитик	55,50	0,26	23,89	0,69	2,32	0,05	1,62	7,94	4,79	1,01	0,11	-	0,25	1,16	99,59			
4521	Габбро-анортозит	р. Джалгарма	46,42	3,12	14,01	4,95	9,73	0,21	4,63	10,74	2,82	0,63	1,39	0,16	0,03	1,66	99,50			
66	Липерстеновый гранит	р. Мая	71,25	0,29	13,29	1,81	2,07	0,09	0,80	2,25	4,26	2,78	0,07	-	0,27	0,50	99,73			
3249	Гранит	р. Анайкан	64,94	1,15	14,52	2,44	4,11	0,14	0,77	3,75	3,15	3,59	0,02	0,02	0,45	0,61	99,66			
336	"	Рассейн р. Бол. Чайдах	69,77	0,23	15,68	0,91	1,26	0,11	1,22	3,71	4,63	1,00	0,07	-	0,46	0,60	99,65			
264A	Алгоситовый гранит	р. Уганах	73,79	0,01	13,53	0,59	0,77	0,07	0,25	0,63	3,10	5,96	0,05	0,01	0,25	0,39	99,40			
152A	Диорит	р. Дягу-Чайдах	54,09	1,18	18,25	2,26	4,69	0,14	3,52	8,10	4,70	1,04	0,29	0,03	0,12	0,91	99,32			
879	Кварцевый диорит	р. Мая	55,98	0,91	18,16	1,96	4,37	0,15	3,80	7,34	4,90	1,37	0,23	0,12	0,06	0,49	99,85			
3825	Гранодиорит	р. Амгускан	68,28	0,32	15,15	1,36	2,05	0,10	1,16	4,06	4,15	2,26	0,12	0,01	0,06	0,54	99,62			
866	Плагиогранит	р. Ванга	70,00	0,14	16,30	0,36	1,43	0,02	1,00	2,10	6,76	0,62	0,06	0,02	0,46	0,34	99,61			
4070	То же	р. Чотар	73,05	0,13	14,94	0,56	1,15	0,03	0,36	1,86	3,89	3,15	0,03	0,02	0,12	0,28	99,62			
175	Гранит	р. Чотар-Макит	72,89	0,05	15,08	0,21	0,51	0,03	0,27	1,58	5,18	3,64	0,03	-	0,14	0,21	99,82			
2211	"	р. Чотар	71,83	0,21	14,38	0,85	1,66	0,10	0,48	1,76	3,62	4,39	0,08	0,01	0,27	0,20	99,84			
3550	"	хр. Майский	69,44	0,22	16,71	0,85	0,98	0,06	0,49	1,96	6,02	2,91	0,11	-	0,09	0,23	100,06			
4720	"	р. Мал. Оманджа	69,61	0,26	16,42	0,45	1,37	0,04	0,66	2,14	5,91	2,85	0,07	0,01	0,26	0,35	100,40			

X/ Анализ выполнен в химической лаборатории ДВТУ.

Числовые характеристики

№ пробы	a	c	b	s	a'	c'
4533	8,8	8,2	19,8	63,2	-	9,2
3119	10,5	5,8	16,5	67,2	-	15,6
1775	12,4	5,8	12,2	69,0	1,1	-
4276	12,0	11,5	7,1	69,4	-	7,6
4269	15,2	11,2	2,7	71,0	-	30,8
4197	16,9	10,0	3,3	69,9	-	32,5
2547 ^a	14,3	11,4	5,4	69,0	-	51,5
1192	13,8	10,6	6,0	70,2	8,0	-
4521	7,3	6,0	29,6	57,1	-	25,2
66	13,1	2,3	5,3	79,3	-	11,1
3249	12,3	3,7	8,4	75,6	-	10,9
336	11,7	4,5	4,5	79,3	6,2	-
264 ^a	15,0	0,8	2,7	81,5	35,0	-
152 ^a	12,4	6,4	16,6	64,6	-	22,6
879	13,0	5,9	15,8	65,4	-	20,3
3825	12,4	3,9	6,1	77,6	-	16,3
866	15,4	2,5	4,2	77,9	-	-
1070	12,7	2,2	4,5	80,6	21,6	-
175	16,2	1,26	1,15	80,7	51,0	-
2211	14,0	2,1	3,8	80,1	11,5	-
3550	17,2	2,3	2,7	77,8	16,6	-
4720	16,8	2,4	3,0	77,8	5,8	-

по А.Н.Заваршкочу

l'	m'	n	t	φ	a:c	q
54,6	36,2	88,1	2,7	18,6	1,1	0,6
65,2	19,2	75,5	3,0	22,7	1,8	7,6
49,7	49,2	86,8	0,8	14,7	2,1	9,0
46,7	45,7	86,4	0,2	20,6	1,0	3,3
46,7	22,5	88,0	0,1	13,5	1,4	0,3
44,1	23,4	87,6	0,2	28,8	1,7	-4,1
36,2	12,3	85,6	0,2	24,8	1,3	-1,8
46,0	46,0	85,0	0,4	9,0	1,2	4,6
47,5	27,3	87,2	4,8	14,7	1,2	-6,4
64,2	24,7	70,7	0,4	27,1	5,7	30,1
73,4	15,6	57,1	1,3	25,0	3,3	22,9
47,7	46,1	87,2	0,3	18,4	2,6	30,7
50,0	15,0	41,1	-	20,0	18,8	32,2
40,4	37,0	86,9	1,6	11,9	1,9	-2,0
38,4	41,3	84,5	1,2	10,8	2,2	-1,2
51,9	31,8	73,6	0,4	18,8	3,2	26,5
39,1	39,3	94,3	0,2	7,1	6,2	22,5
35,8	13,2	65,2	0,1	10,4	5,8	33,6
54,0	34,5	68,5	0,4	11,5	12,1	28,4
62,3	21,1	55,6	0,2	18,9	6,7	30,1
63,5	30,7	75,2	0,2	26,9	7,4	18,9
57,0	37,0	75,9	0,3	12,7	7,1	19,6

из платиноклаза № 43-65 (80-98%), гипертена (0-7%), моноклинного пироксена (0-10%), рудных минералов (1-7%) и апатита (1-4%). Габбро-анортозиты отличаются от анортозитов более темной окраской и крупным распределением ромбического и моноклинного пироксенов и титаномалнетита, в сумме составляющих 20-40%. Вторичные изменения в анортозитах и габбро-анортозитах, выражающиеся в грануляции, раскислении и эпидиолизации платиноклазов, в амфибли-зации пироксенов, проявлены повсеместно. По своему характеру в амфиболовой фации, и, по-видимому, тоже произошли под влиянием раннепротерозойской складчатости и метаморфизма в зоне Становика - Джугджура. Химический состав анортозитов и габбро-анортозитов Сехталского массива приведен в табл. I (обр. 1192, 2547а, 4197, 4269, 4276, 4521). С анортозитами в районе связаны проявления титаномалнетитовых руд, представляющих рудными пироксенами, состоящими из пироксенов (50-70%), ильменита (10-30%), цествак до 3% отмечаются гематит, лимонит, пирротин, халькопирит, лейкоксен, рутил и шпинель.

Анортозиты Сехталского массива проявляют архейские метаморфические породы Чогаарской глыбы и сами проявляют архейскими гранитами. Так, в бассейне руч. Чинтакина вдоль интрузивного контакта массива с архейскими кристаллическими сланцами аляскитовые граниты, настилавшие их, проникают и в анортозиты в виде жил мощностью 7-16 см. Граниты жил расплывчатые за счет настиления анортозитов кварцем и превращения платиноклаза в ленточные анортиты. Аналогичные взаимоотношения между аляскитовыми гранитами и анортозитами наблюдались в коренных обнажениях на водоразделе рек Сехтал и Мал.Бартак и в других местах. На смежной с востока территории доказывается более древний возраст анортозитов по отношению к метасоматическим гранитоидам, образовавшимся ранее аляскитовых гранитов /30/. На основании этих данных возраст анортозитов района принимается архейским.

На генезис анортозитов восточной части зоны Становика - Джугджура имеются две точки зрения. Одни исследователи считают их магматическими образованными /15/, в то время как другие отстаивают гипотезу метасоматического происхождения анортозитов /19/. В научной части Сехталского массива многие особенности его состава, строения и взаимоотношений с вмещающими породами могут быть удовлетворительно объяснены с позиций обеих гипотез. Так, наличие в массиве краевых зон габбро-анортозитов, обогащенных темновещными минералами, четкие контакты абор-

тозитов с метаморфическими породами архей, отсутствие в последних признаков метасоматической анортозитизации, а также наблюдавшиеся случаи обогащения темновещными минералами дежских базальтов сходных пород габбро-анортозитов более характерны для интрузивных образований. С другой стороны, неравномерно- и гипотезоэристые сложение анортозитов, наличие зон метасоматической платиноклазизации в архейских габброидах на контакте с анортозитами могут рассматриваться как признаки метасоматической природы анортозитов. По-видимому, в формировании Сехталского массива значительно роль играли как процессы кристаллизации метаматического расплава, так и процессы метасоматического замещения.

Г р а н и т н ы е г и п е р с т е н о в ы е (Г, Д), г р а - н и т ы б и о т и т - р о г о в о о б м а н к о в ы е, г р а - н о д и о р и т ы и к в а р ц е в ы е д и о р и т ы (Г-ГД) закартированы среди архейских пород южной окраины Агданского шита и в пределах Чогаарской глыбы. Гипертеновые граниты развиты исключительно в северо-западной части района, где они слатгят в метаморфических породах архей пластовые тела мощностью от 1,5 до 120 м, а также жилы в телоположенных мигматитах и реже соседствующие массивы (до 200 км²). Массивы содержат многочисленные сквиты гнейсов и кристаллических сланцев, окружены зонами (до 0,8 км) мигматитов. Центральные части массивов и крупных пластовых тел сложены лейкократовыми гипертеновыми гранитами, а краевые - биотит-, пироксен- и роговообманково-содержащими разностыями. На юге района установлена разнообразная выходы (от 9 до 63 км²) гранитоидов, образовавшихся в результате кремне-кальцевого метасоматоза, по-видимому, в основном по архейским габброидам. Граниты их с габбро расплывчатые, с анортозитами - резкие. Во всех выходах метасоматических гранитоидов преобладает кварцевые диориты и гранодиориты, среди которых местами встречаются небольшие поля гранитов.

Гипертеновые граниты представляют собой мелко- и среднезернистые серые и зеленовато-серые гнейсовидные породы с гетеро- и гранобластовой структурой. Они состоят из платиноклаза № 25-30 (25-30%), решетчатого микроклина (25-35%), кварца (30-35%), гипертена (3-8%). Иногда в них присутствуют в незначительных количествах биотит, моноклиновый пироксен и роговая обманка. Акцессории представлены мачнетитом, апатитом, цирконом, ортитом, рутилом и сфеном. Вторичные минералы - хлорит, мусковит, эпидот.

Метасоматические гранитоиды более разнообразны по составу и текстурно-структурным признакам. Это пятнистые, тнейсовидные, реже массивные, неравномернозернистые, серые, зеленоватого-серые породы с гетеро-, порфиорогранобластовой, коррозионной и ката-класической структурами. Граниты состоят из микроклина (30-55%), плагиоклаза № 20-30 (10-30%), кварца (25-35%), амфиболов (3-6%), биотита (2-6%), магнетита (до 5%). Гранодиориты, в отличие от гранитов, содержат до 15-20% амфиболов и биотита, количество микроклина в них составляет 20-25%. Состав кварцевых диоритов следующий: плагиоклаз (45-60%), микроклин (10-15%), кварц (10-15%), темнопетельные минералы - ромбический и моноклинный пироксен, амфиболы, биотит (17-25%), магнетит (5-7%). Актессориты представлены апатитом, сфеном, цирконом, ортитом и монацитом. Коррозионные и порфиробластические структуры, повсеместно проявленные процессы замещения плагиоклазов и темнопетельных минералов микроклином и кварцем свидетельствуют об образовании рассматриваемых гранитоидов в результате кремне-кальцевого метасоматоза по табору, в которых часто устанавливается начальная стадия метасоматоза, выражающаяся в возникновении крупных выделений кварца и микроклина. Химический состав рассматриваемых гранитоидов приведен в табл. I (обр. 66, 3249).

Большинство исследователей Алданского шита связывает образование гиперстеновых гранитов с процессами ультраметаморфизма во время главного этапа архейской складчатости /3, 19, 21/. Судя по наблюдавшимся в бассейне р. Утанак случаям пересечения гиперстеновых гранитов жилами архейских аляскитовых гранитов, первые следует считать наиболее ранними ультраметаморфическими образованиями района. Такие же взаимоотношения между аляскитовыми и метасоматическими гранитоидами установлены в верховье руч. Ник. Элкан. Таким образом, видно, что и метасоматические гранитоиды района сформировались ранее аляскитовых гранитов, что позволяет рассматривать их и гиперстеновые граниты южной части Алданского шита как образования единой гранитизационной серии палингено-метасоматического происхождения.

Граниты аляскитового и биотитовые и роговообманковые - биотитовые широко распространены среди архейских метаморфических пород южной части Алданского шита и Чогарской глыбы, слугая в них жильный материал мигматитов, многочисленны пластовые тела мощностью от 0,5 до 50 м и неглубокие (от 0,7 до 16 км²) массивы, вытнутые согласно со структурами вмещающих толщ. Массивы имеют сложное строение в связи с тем, что внутри них заключены много-

численные лачки и линзы вмещающих пород мощностью от 0,3 до 50 м. Последние особенно многочисленны в краевых частях массивов, что, наряду с существованием вокруг них зон последних мигматитов, обуславливает расплывчатые границы с вмещающими породами. Массивы и небольшие пластовые тела сложены преимущественно аляскитовыми гранитами, которые в краевых частях постепенно сменяются биотит- и роговообманково-содержащими лейкократовыми гранитами.

Аляскитовые граниты представляют собой белые и розовые средне- и крупнозернистые тнейсовидные породы с трано-, гетеро- и порфиробластовой, реже коррозионной структурами. Они состоят из микроклин-микроперлита (35-60%), плагиоклаза № 26 (5-27%), кварца (25-40%). В биотитовых и роговообманково-биотитовых лейкократовых гранитах присутствует биотит до 5%, роговая обманка - до 2%. Актессорные минералы - магнетит, пирит, циркон, апатит, сфен, ортит, фергусонит, монацит. Вторичные минералы - эпидот, хлорит, мусковит, серпент. Химический состав аляскитовых и биотитовых гранитов приведен в табл. I (обр. 264^в, 336).

С аляскитовыми гранитами связаны жилы (0,2-1,5 м) пегматитов, отличающихся от гранитов лишь более крупнозернистыми сложением и пегматитовой структурой. К пегматитам в районе прорученки проявления редких земель.

Аляскитовые граниты по формам залегания и взаимоотношениям с вмещающими их тнейсами и кристаллическими сланцами могут рассматриваться как палингено-метасоматические образования главного этапа архейской складчатости и ультраметаморфизма. По отношению к гиперстеновым гранитам они являются более молодыми образованиями, что подтверждается пересечением гиперстеновых гранитов в бассейне р. Утанак жилой аляскитовых гранитов.

Дайки и таборо-диабазы и таборо-диабазы широко распространены в Чогарской глыбе и в восточной краевой части Алданского шита. Они залегают исключительно в архейских кристаллических образованиях. Большинство даек сконцентрировано в полосе шириной 15 км, протянувшейся в субширотном направлении от р. Чогар до водораздела рек Сухтар и Мал. Бартак. Дайки таборо-диабазов и таборо представляют собой плитообразные тела мощностью 0,1-15 м и протяженностью до 500 м с ровными резкими границами. Они залегают преимущественно согласно с архейскими метаморфическими породами и подосаждоствами анортозитов. Подвешенная часть даек имеет близширотное и северо-восточное простирание, хотя встречаются дайки и северо-западного простирания. Они наклонены (40-80°) к северу и северо-западу.

Габбро-диабазы представляют собой темно-серые мелко- и среднезернистые массивные, реже гнейсовидные породы с бластофи-товой структурой. Они состоят из плагиоклаза № 40-56 (45-55%), моноклинового, реже ромбического пироксена (20-50%), магнетита (3-10%) и вторичных минералов - амфиболов, хлорита, эпидота, карбоната (в сумме 10-30%). Акцессории представлены апатитом, сфеном и цирконом. Габбро отличаются от габбро-диабазов лишь бластогаббровой структурой. В дайковых породах основного состава развиты в Чогарской глыбе, широко проявлены соспиритизация плагиоклазов и замещение пироксенов синевато-зеленым амфи-болом, биотитом, хлоритом и эпидотом. По своему характеру эти изменения идентичны вторичным преобразованиям в архейских метаморфических породах, габброидах и аягортозитах.

Учитывая тесную пространственную связь даек основного состава исключительно с архейскими образованиями района, их возраст условно принят архейским. Внедрение даек габбро-диабазов и габбро произошло, по-видимому, на заключительных стадиях архейско-то тектоно-магматического цикла. Возможно, что часть даек является корнями верхнепротерозойских (?) покровных диабазов. Обращает на себя внимание наличие наиболее плотных полей даек габбро-диабазов и габбро в Сехталском аягортозитовом массиве. Не исключено, что между дайками основного состава и стандартным Сехталского массива существует генетическая связь.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Среди раннепротерозойских интрузий в районе в порядке их становления выделяются: кварцевые диориты и диориты биотит-роговообманковые гнейсовидные; гранодиориты роговообманково-биотитовые гнейсовидные; граниты и плагиограниты биотитовые, двускладные гнейсовидные, перматиты; граниты биотитовые.

Кварцевые диориты и диориты гнейсовидные (δ₀Р₁) слгают несколько субшироко вытянутых выходов площадью от 0,6 до 18 км² на левобережье р. Эдату-Цайдах, в междуречье Микитик и Амгускан и на р. Мае. Во всех выходах кварцевые диориты и связанные с ними постеленными переходами диориты согласно залегают с нижнепротерозойскими гнейсами, образуя плиткообразные тела, круто (60-80°) погружающиеся к югу и северу. С ними условно сопоставляются кварцевые диориты бассейна р. Оманджи, пронывающие архейские интрузивные породы.

Кварцевые диориты представляют собой темно-серые среднезернистые гнейсовидные породы с гранобластовой, реже бластофи-пидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза № 30-38 (45-70%), роговой обманки (10-20%), биотита (5-10%), кварца (8-15%), решетчатого микроклина (0-15%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, ортитом, рутилом. Вторичные минералы - эпидот, хлорит, серпент. В диоритах количество кварца не превышает 5%, а содержание темноцветных минералов достигает 37%. Кварцевые диориты бассейна р. Оманджа отличаются от вышеописанных пород структурой (здесь преимущественно типидиоморфнозернистая), присутствием в них шпировидных обособлений мелкозернистых кварцевых диоритов. В остальном они сходны с кварцевыми диоритами бассейна р. Маи. Химический состав рассматриваемых диоритов и кварцевых диоритов приведен в табл. I (обр. 152^а, 87^в). Проявлений полезных ископаемых, связанных с ними, на территории листа неизвестно.

Раннепротерозойский возраст гнейсовидных диоритов и кварцевых диоритов принят на основании того, что они, залегая согласно с нижнепротерозойскими гнейсами, секутся жилами раннепротерозойских двускладных гранитов и плагиогранитов. На сопредельной с запада территории аналогичные кварцевые диориты проявлены также и раннепротерозойскими гранодиоритами /34/. Абсолютный возраст кварцевых диоритов, равный 150 млн. лет (приложение № 2), по-видимому, отражает мезозойский этап активизации района. Гранодиориты роговообманковые (γ₀Р₁) слгают несколько вытянутых тел площадью от 0,35 до 13 км², расположенных преимущественно среди дифторированных архейских метаморфических пород Чогарской глыбы близ зоны Ульхынского разлома в верховьях рек Чогар, Чогар-Макит, Амгускан. Тела гранодиоритов вытянуты согласно с простиранием сланцеватости в диафторитах и имеют четкие согласные контакты с ними. Все они сложены однообразными по внешнему виду и составу гранодиоритами. Это серия гнейсовидные среднезернистые породы, структура их типидиоморфнозернистая и бластофилидоморфнозернистая. В составе гранодиоритов присутствуют: плагиоклаз № 27-39 (45-55%), кварц (20-25%), решетчатый микроклин (10-20%), биотит (7-12%), роговая обманка (2-3%) и вторичные минералы - эпидот (5-10%), мусковит (3-5%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом и цирконом. Химический состав гранодиоритов приведен в табл. I (обр. 382^б).

Рассматриваемые гранодиориты на территории листа принадлежат докембрийские метаморфические образования и сами прорваны позднепалеозойскими (?) гранитами. Раннепротерозойский возраст их принят на основании сопоставления со сходными гранодиоритами смежной с запада территории, где установлено, что они прорывают раннепротерозойские кварцевые диориты и сами, в свою очередь, прорваны раннепротерозойскими двуслюдяными гранитами /34/. Абсолютный возраст гранодиоритов из интрузивного тела в междуречье р. Амнуска и р. Ч. Шавликинский оказался равным 200 млн. лет (табл. 2). Эта цифра указывает, по-видимому, не на фактический возраст пород, а на возраст интенсивных тектонических движений в районе.

Граниты и плагиограниты биотитовые, двуслюдяные гнейсы и гнейсы петлятины (12 P₁) слатают преимущественно линейно-вытянутые вдоль зон сочленения Анданского шита и Чогарской глыбы с Майско-Удским грабеном массива общей площадью около 170 км² и многочисленными соглашениями и секущими жилами в нижнепротерозойских метаморфических породах. Контакты массивов с нижнепротерозойскими гнейсами резкие, согласные. Вдоль них в пологой ширине 0,8-1,5 км в гнейсах наблюдаются участки межпластовые жилы гранитов и плагиогранитов мощностью от 0,15 до 1,5 м. Выявлены гранитизации и значительной мигматизации, находившиеся в связи с этими массивами, в районе не установлено. Контакты массивов с диафторированными архейскими образованиями преимущественно секущие. Все массивы, небольшие интрузивные тела и жилы сложены однообразными по внешнему виду и составу гранитами и плагиогранитами, которые связаны друг с другом постепенными переходами. Это белое, светло- и розовато-серые среднезернистые гнейсовидные породы с бластогранитовой, гранобластовой, аплотроморфнозернистой и бластокактакlastической структурами. Граниты состоят из плагиоклаза № 14-24 (35-40%), решетчатого микроклина (25-35%), кварца (25-30%), биотита (1-5%), мусковита (0-5%). В плагиогранитах количество плагиоклаза возрастает до 65%, а микроклина уменьшается до 6%. Акцессорные минералы - опен, апатит и циркон. Вторичные минералы - мусковит, эпидот, гранат. В зоне Станового разлома граниты и плагиограниты претерпели значительные минеральные и структурные изменения, выразившиеся в образовании в них бластических структур и вторичных минералов - альбита, мусковита и граната. На р. Мее и в бассейне р. Ванги на гранитах и плагиогранитах наложен кремнекалиевый метасоматоз, в результате которого они местами преобразованы в линзовидно-полосчатые

Таблица 2

Абсолютный возраст пород (определения Т.К.Ковальчук, ДВТУ)

Номер пробы на карте	Порода (валовая проба)	Место взятия пробы	K, %	Ar x 10 ⁻⁹ г/г	$\frac{Ar}{K}^{40}$	Абсолютный возраст, млн. лет
1	2	3	4	5	6	7
2948	Раннепротерозойский (?) кварцевый диорит	Левобережье р. Оман-джа	3,07	32,3	0,0865	150
3825	Раннепротерозойский гранодиорит	Верховье р. Амнуска	1,82	25,7	0,0116	200
4070	Раннепротерозойский двуслюдяной плагиогранит	р. Чогар	2,71	24,7	0,00748	127
3550	Позднепалеозойский (?) гранит	р. Нимняркай	2,49	34,7	0,0114	195
4562	Позднепалеозойский (?) гранит	"	2,99	21,9	0,006	105
4064	Позднепалеозойский (?) гранит	Правобережье р. Чогар	3,93	38,5 32,7	0,00808 0,00768	140
2211	Позднепалеозойский (?) гранит	р. Чогар	3,49	31,8	0,0075	132±2
3326	Раннеинжмеловой гранодиорит	Левобережье р. Анайкан	1,91	17,5	0,0075	130
326	Позднеинжмеловой гранодиорит биотит и роговая обманка	Междуречье Бол. Чайдах-Утанах	1,50	14,1	0,0077	134

1	2	3	4	5	6	7
136	Поздненижнемеловой гранит	р.Чогар	3,48	24,8	0,00585	102
3588	Поздненижнемеловой гранит	хр.Анайский	3,51	31,6	0,00735	127
3755	Поздненижнемеловой гранит	Правобережье р.Сех- таг	3,32	30,7	0,00755	134
593	Позднемеловой лейкократовый гранит	Левобережье р.Салга	3,58	23,0	0,00528	94
4329	Позднемеловой (?) щелочной гранит	Междуречье Джагар- ма - Нимняркай	3,98	31,7	0,00655	118
3885	Позднемеловой (?) щелочной гранит	р.Джагарма	3,89	21,3	0,0045	80±1
3886	Позднемеловой (?) щелочной гранит	"	2,69	16,35	0,005	88

крупнозернистые породы, содержащие до 40% кварца и 50% микро-клина.

К массивам гранитов и платиогранитов тяготеет большая часть пегматитовых жил мощностью от 0,2 до 20 м и протяженностью до 150 м, залегающих преимущественно согласно с нижнепротерозойскими гнейсами. Жилы пегматитов имеют либо однородное, либо зон-нальное строение. Однородные жилы и краевые части зональных жил сложены кварц-полевошпатовым пегматитом с гранитовой и пегматито-сегрегационной структурами. Они содержат до 10% чешуй (1-6 см) биотита и мусковита. В жилах зонального строения во внутренних частях обособляются зоны (0,15-0,5 м), состоящие из блоков кварца, полевых шпатов и крупных (6-15 см) кристаллов мусковита (10-30%). Химический состав гранитов и платиогранитов приведен в табл. I (обр. 175, 866, 4070).

На территории листа Биогитовые и Дуследянские граниты и платиограниты прорывают раннепротерозойские кварцевые диориты и сами подвержены кремне-кальциевому метасоматозу, возраст которого по большому счету исследователей зоны Становика - Джугджура считается нижепротерозойским /19, 34, 41/. По условиям залегания и приуроченности к древним тектонически ослабленным зонам массивы гнейсовидных гранитоидов сходны с раннепротерозойскими интрузив-ми дуследянского гранитов и платиогранитов на сопредельных с юго-запада и запада территориях. Абсолютный возраст платиогранитов из массива на р. Чогар оказался равным 127 млн. лет (см. табл. 2) и, по-видимому, отражает мезозойский этап активизации района.

Граниты и биогитовые (1, 2) слагают в юго-западной части района северо-восточное окончание (3 км²) массива, развитого на смежной с запада территории. Вмещающими породами для них являются архейские габброиды, с которыми граниты имеют четкие интрузивные контакты.

Граниты представляют собой розовато-серые среднезернистые гнейсовидные породы с порфиробластовой и коррозийной струк-турами. Они состоят из плагиоклаза (45-55%), решетчатого микро-клина (23-30%), кварца (20-30%), биотита (3-8%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, ортитом, цирконом и апатитом. Вторичные минералы - эпидот и мусковит.

Расматриваемые граниты условно отнесены к раннему протерозою на основании сопоставления их с аналогичными образцовыми сопредельных с юго-запада и запада территорий, где их становле-ние связывается с завершающими этапами раннепротерозойского тектоно-магматического цикла /19, 34, 41/.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (?) ИНТРУЗИИ

Г р а н и т н ы е б и о т и т о в ы е, м а с с и в н ы е и г н е й с о в и д н ы е ($\text{rFz}_2\text{?}$) слагают два крупных массива - Чинтакинский (150 км^2) на р. Чогар и Гугдинский (80 км^2) в верхнем течении р. Икниярка, а также несколько небольших ($2-15 \text{ км}^2$) выходов в бассейнах р. Санджи и руч. Шавликий. Чинтакинский массив имеет изометричную в плане форму, несколько вытянуто в северо-западном направлении. Гугдинский же массив резко вытянут в северо-западном направлении и, судя по конфигурации его в плане и слабо извилистым в условиях расчлененного рельефа линиям контактов, представляет собой крутозадавшееся плитообразное тело. Массивы сложены массивными среднезернистыми гранитами. Гнейсовидные и более мелкозернистые разновидности гранитов. Гнейсовидные и более мелкозернистые разновидности гранитов с крупными частями массивов. Вмещающие породы выоль контактов с гранитами обильно рассланцованы и биотитизированы.

Граниты представляют собой светло- и розовато-серые средние и крупнозернистые массивные, гнейсовидные, часто порфиробидные породы с типичноморфнозернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза № 32-35 (30-45%), решетчатого микроклина, часто образующего порфирированные таблички длиной от 0,7 до 1,1 см (21-40%), кварца (22-33%), биотита (2-6%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, шпритом, ильменитом, цирконом, ортитом, апатитом, сфеном, гранатом. Вторичные минералы - эпидиот, мусковит, хлорит, альбит.

По химическому составу (табл. I, обр. 2211, 3550, 4720) рассматриваемые граниты близки к гранитам всех периодов по Р. Дэли, отличаются от них меньшим содержанием фемических компонентов. Металлогенетическая специализация их неясна.

Биотитовые граниты проявляют раннепротерозойские кварцевые диориты и гранодиориты и сами, в свою очередь, проявляют ранне-нижнемеловыми диоритами удского комплекса. Эти данные позволяют определить возраст гранитов в диапазоне от раннего протерозоя до раннего мела. Однако учитывая, что в бассейнах рек Джана и Киран сходные граниты на основании определений абсолютного возраста отнесены к позднему палеозою /9,24/, возраст биотитовых гранитов района условно принят как позднепалеозойский. Абсолютный возраст их оказался равным 102, 132, 140 и 195 млн. лет (см. табл. 2). По-видимому, эти цифры датируют мезозойский этап активизации зоны Становика - Джугтура.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Удский комплекс

Интрузивные образования удского комплекса занимают обширные площади на территории листа. Они представлены диоритами, габбро-диоритами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, гранитами.

Д и о р и т н ы е г а б б р о - д и о р и т н ы е ($\text{Bk}_1 \text{ид}$) слагают широкообразные тела ($0,3-8,5 \text{ км}^2$) в разных частях района, а на правобережье р. Май и в верховье р. Мал. Санджи линейно-вытянутое (на 9-10 км) узкое (1,0-1,5 км) трицильное интрузивы. Контакты интрузивных тел в плане близки к прямоугольным, что в условиях резко расчлененного рельефа свидетельствует о крутом их залегании. Все тела имеют неоднородное строение. В них наблюдается частая смена среднезернистых пород мелко- и крупнозернистыми, мезократовых - лейко- и меланократовыми. В краевых частях штоков иногда встречаются габбро-диориты и орбиккулярные диориты. На карте трафиков ΔT тела диоритов выделяются по положительному полю напряженности 700-1500 гамм.

Диориты представляют собой темно-серые мелко- до крупно-зернистых, массивные, реже гнейсовидные породы с призматическо-зернистой структурой. Они состоят из плагиоклаза № 33-48 (54-72%), обильной роговой обманки (11-28%), биотита (2-11%), кварца (2-5%), моноклинового пироксена (0-5%). Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, сфеном. Вторичные минералы - хлорит и эпидиот. В габбро-диоритах основность плагиоклаза повышается до № 50-56 и суммарное количество темно-цветных минералов достигает 40-45%. В орбиккулярных диоритах центральные части сферидов (1-8 см) сложены мелкозернистыми лейкократовыми диоритами, представляющими на 20-25% роговой обманкой и на 75-80% плагиоклазом, в оболочка (0,3-0,5 см) состоит из радиально расположенных кристаллов плагиоклаза. Промежутки между сфероидами заполнены крупнозернистыми агрегатами роговой обманки. Химический состав диоритов приведен в табл. 3 (обр. 2092в, 3017).

На территории листа диориты проявляют позднепалеозойские (?) граниты и сами рвутся гранодиоритами удского комплекса. На со-пределенной с юго-востока территории /39/ сходные диориты проявляют верхнепротерозойско-нижнемеловые эффузивы. Эти данные позволяют определить возраст диоритов как раннемеловой.

Химический состав ранненежелезовых, поздненежелезовых и

позднежелезовых интрузивных пород^{х/}

Таблица 3

№ пробы	Порода	Место взятия образца	Содержание			
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
2092В	Диорит	р.Мая	53,78	0,97	17,64	2,56
3017	Габбро-диорит	"	47,63	1,20	20,91	2,42
1067	Кварцевый диорит	Уланхусский массив	58,07	0,76	17,14	2,46
1921	Гранодиорит	р.Лука	64,81	0,40	16,00	1,53
2090А	"	р.ч.Мукчу	62,63	0,72	16,55	1,75
3326Д	"	р.Оманджа	69,86	0,36	14,63	1,18
3537	Кварцевый диорит	р.Нинирькай	61,82	0,52	19,57	1,04
4436	Гранодиорит	р.Наву	64,36	0,60	15,80	1,82
6224А	"	р.Оманджа	61,28	0,65	16,86	1,60
90	"	р.Амгускан	67,75	0,44	15,20	1,18
104	Гранодиорит	р.ч.Амгускан	68,23	0,50	14,83	1,37
2655	Гранит	р.Нинирькай	75,21	0,15	13,00	0,26
3679	"	р.Оманджа	75,71	0,16	12,60	0,38
3886А	"	р.Джагарма	72,88	0,23	14,65	0,68
327	Гранодиорит	р.Бол.Чайдах	65,86	0,56	15,59	1,71
2353	Гранит	р.Салга	74,97	0,26	12,75	0,11
3886Е	Шугочный гранит	р.Джагарма	74,42	0,27	11,58	3,28
4311	"	"	75,10	0,21	11,80	1,95

^{х/} Анализ выполнен в химической лаборатории ДРТУ.

Эксплов, вес. %												
FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	CO ₂	H ₂ O ⁺	Сумма		
5,22	0,13	4,85	7,64	4,57	1,31	0,29	-	0,15	0,57	99,63		
4,97	0,13	6,65	11,25	2,47	0,52	0,30	-	-	1,03	99,43		
4,14	0,11	2,84	5,79	4,28	2,18	0,22	-	0,15	1,32	99,47		
2,95	0,09	2,46	3,96	4,01	2,45	0,13	0,02	0,31	0,69	99,81		
3,51	0,10	3,15	4,31	4,27	2,49	0,20	-	-	0,43	100,11		
1,86	0,07	0,90	2,46	4,63	3,62	0,14	0,01	0,07	0,34	100,34		
3,17	0,10	1,76	4,35	5,33	1,81	0,23	0,02	0,12	0,74	100,58		
3,28	0,10	2,40	4,46	3,96	2,78	0,18	0,01	0,10	0,54	100,36		
3,70	0,11	2,03	5,23	4,07	3,91	0,20	0,01	0,23	0,53	100,41		
2,33	0,06	1,22	3,28	4,23	3,06	0,11	-	0,10	0,50	99,45		
1,74	0,09	1,48	3,09	3,95	3,31	0,16	0,03	0,09	0,72	99,59		
1,16	0,07	0,34	0,95	4,00	4,15	0,03	0,02	0,10	0,31	99,75		
1,47	0,14	0,19	0,78	3,84	4,35	0,02	0,01	0,36	0,34	100,34		
1,28	0,06	0,52	1,43	4,23	3,86	0,02	0,03	0,12	0,30	100,29		
2,36	0,09	1,91	4,01	3,61	3,00	0,05	0,19	0,17	0,82	99,93		
1,16	0,06	1,12	0,99	3,90	3,65	0,03	0,01	0,18	0,32	99,51		
1,10	0,10	0,13	0,21	4,33	4,53	0,01	0,05	0,28	0,28	100,57		
1,78	0,06	0,27	0,11	3,83	4,80	0,02	0,02	0,29	0,21	100,45		

Числовые характеристики

№ пробы	a	c	δ	b	S	a'	c'
2092 ^B	12,1	5,9	-	19,2	62,8	-	18,3
3017	7,2	11,3	-	22,7	58,8	-	14,5
1067	12,9	5,3	-	13,1	68,7	-	14,5
1921	12,4	4,5	-	8,7	74,3	-	3,4
2090 ^A	13,0	4,6	-	10,9	71,6	-	6,1
3326 ^П	15,1	2,2	-	5,0	77,8	-	15,2
3537	14,6	5,4	-	8,3	71,7	15,3	-
4436	12,7	4,2	-	10,0	73,2	-	12,2
6224 ^A	14,7	4,0	-	10,9	70,5	-	22,1
90	13,7	3,3	-	5,9	77,2	-	11,6
104	13,4	3,1	-	6,0	77,5	-	10,2
2655	14,3	1,1	-	2,2	82,5	12,2	-
3579	14,2	0,9	-	2,3	82,6	8,9	-
3886 ^A	14,4	1,7	-	3,8	80,1	31,0	-
327	12,3	4,2	-	7,7	75,8	-	8,0
2353	13,3	1,2	-	3,8	81,8	20,0	-
3885 ^E	14,8	-	0,6	3,7	81,0	-	6,7
4311	14,6	0,1	-	3,8	81,4	3,6	-

по А.Н.Заваричкову

f'	m'	n	t	φ	arc	Q
38,4	43,3	84,1	1,3	11,6	2,1	-4,5
32,5	53,0	88,9	1,9	9,7	0,6	-8,1
48,3	37,2	75,0	1,0	17,0	2,43	6,4
48,5	48,1	71,3	0,5	15,1	2,7	19,4
45,1	48,8	72,3	0,9	13,7	2,8	12,5
55,2	29,6	66,0	0,4	19,6	7,1	23,1
48,5	36,2	81,7	0,6	10,8	2,7	8,8
47,4	40,4	68,4	0,7	15,5	3,0	16,7
46,1	31,8	61,3	0,8	12,7	3,7	7,5
53,5	34,9	67,7	0,4	16,3	4,1	23,6
47,8	42,0	64,1	0,5	19,3	4,3	25,1
62,1	25,7	59,4	0,1	9,9	12,8	35,2
77,6	13,5	57,3	0,2	13,6	15,5	35,9
46,8	22,2	62,5	0,2	14,7	8,6	29,7
50,0	42,0	64,4	0,6	20,0	2,9	22,8
31,8	48,2	61,9	0,3	2,4	11,5	35,7
87,6	5,7	57,7	0,3	57,8	26,2	31,7
85,0	11,4	54,8	0,2	41,5	114,9	33,6

Гранодиориты, граниты (ГК₁ и Г₂), в а р-це в н е Д и о р и т ы (80 км²) складчат Утанакский массив (около 140 км²) в бассейнах рек Эдигу-Чайдах, Амгускан и на р.Мае, а также окраинные части крупных массивов, развитых на сопредельных территориях: Чалбук-Локонского в верховье р.Салги (130 км²), Икондинского в бассейне р.Дукчи (70 км²), Намусского в бассейне р.Наму (45 км²) и Гитинского в бассейне р.Оманджи (140 км²). Небольшие (0,4-36 км²) обособленные тела гранодиоритов установлены в бассейнах рек Атали, Нимяркан и Сехтага. Утанакский и Намусский массивы, западная часть Гитинского массива представляют собой вытянутые в близширотном направлении трещинные интрузивные тела с преимущественно или слабоазимутальными гра-ницами. Контакты их круто (70-80°) наклонены к югу. Вниз кон-тактов вмещающие породы окварцованы и хлоритизированы. Крупные массивы и небольшие интрузивные тела сложены в основном грано-диоритами. В краевых частях массивов гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты, обнажившиеся в виде полос шириной от 0,1 до 1,5 км. Участки (5-30 км²), сложенные кварцевыми ди-оритами, встречаются и во внутренних частях массивов. Граниты, связанные постепенными переходами с гранодиоритами, наблюдались на небольших (150-300 м) интервалах обнажений в верховье р.Сал-ги. Большинство массивов гранодиоритов хорошо оконтуриваются на аэроматричных картах.

Гранодиориты - серые, среднезернистые, массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из анцезина № 35-40 (40-55%), калиевого полевого шпата (10-25%), кварца (20-25%), биотита (4-10%), роговой обманки (4-10%). Акцессорные минералы - сфен, апатит, циркон, ортит и магнетит; вторичные - эпидот, хлорит, серцит. Граниты, в отличие от гранодиоритов, содержат 25-35% плагиоклаза, 30-35% калиевого полевого шпата, 30-35% кварца, 3-5% биотита и роговой обманки. В кварцевых диоритах количество темноперецветных минералов возрастает до 20-25%, а кварца уменьшается до 8%. Часто им свойственны мелкозернистое и порфировидное сложение. Всыма обычны в расщепляемых гра-нидах шпировидные обособления (0,8-40 см) мелкозернистых порфировидных диоритов, состоящих из плагиоклаза (55-60%), рого-вой обманки (30-35%), биотита (3-5%), кварца (0-3%), магнетита (2-3%). Химический состав гранитоидов угдского комплекса приведен в табл.3 (обр.90,1067,1921,2090^в,3326^г,3537,4436,6224^д). С ними на территории листа связана часть проявлений молбиденовой, золо-торудной, медной и полиметаллической минерализации.

На территории листа гранодиориты угдского комплекса про-вают верхнеурские - нижнемеловые эффузивы джелонской свиты и сами, в свою очередь, рвутся гранитами Джугджурского комплекса. Абсолютный возраст их составляет 130 млн.лет (см.табл.3). На сопредельной с юго-запада территории аналогичные гранитоиды, проявляя эффузивы джелонской свиты, присутствуют в составе та-лек и валунов валдажин-готердвских конгломератов /41/. Эти дан-ные позволяют считать возраст гранодиоритов, кварцевых диоритов и гранитов ранненижнемеловыми.

Джугджурский комплекс

Г р а н и т ы (ГК₁ и Г₂) и г р а н о д и о р и т ы (ГК₁ и Г₂) залегают в междуречье Эдигу-Чайдах и Амгускан, в нижнем течении р.Сехтага, на водоразделе рек Оманджи и Анйкана, небольшие (22-65 км²) вытянутые в субширотном направлении массивы и штокообраз-ные тела (0,5-14 км²). Они проявляются образованием докембрия, эф-фузивы джелонской свиты, позднепалеозойские (?) и ранненижнеме-ловые гранитоиды. В большинстве выходов расщепляемых грани-тоидов развиты среднезернистые граниты, которые в краевых частях интрузий приобретают мелкозернистое сложение. Гранодиориты сла-гают массив в бассейне р.Вол.Чайдах и два небольших штока в бас-сейне р.Эдигу-Чайдах. Спорадически они встречаются в краевых частях более крупных массивов.

Граниты - светлого- и розовато-серые, мелко- и среднезерни-стые, массивные, часто порфировидные породы с гранитовой, гипи-диоморфнозернистой и микропеплитоидной структурой. Они состоят из плагиоклаза № 20-34 (25-42%), калиевого полевого шпата (28-44%), кварца (27-31%), биотита (2-6%). Иногда в них присутствует роговая обманка (до 3%). Акцессорные минералы - циркон, апатит, сфен, ортит, шпирт и халькопирит. Вторичные минералы представ-лены хлоритом и эпидотом. Гранодиориты состоят из плагиоклаза (45-50%), кварца (22-23%), калиевого полевого шпата (20-24%), биотита и роговой обманки (9-11%). Химический состав расщепля-ваемых пород приведен в табл.3 (обр.104,327,2655,3579,3896^в). С интрузивными гранитоидов Джугджурского комплекса в районе свя-заны проявления полиметаллов и молбидена.

Нижняя возрастная граница гранитов и гранодиоритов опреде-ляется тем, что они рвут гранодиориты угдского комплекса. Верх-няя граница формирования их на территории листа неизвестна. По данным В.Ф.Зубова, аналогичные граниты в бассейне р.Киран

прорывают нижнемеловые эффузивы материковой свиты и сами, в свою очередь, прорваны позднемеловыми лейкократовыми гранитами /9/. На основании этих данных возраст гранитоидов Джугджурского комплекса принят позднемеловым. Абсолютный возраст их равен 102, 127 и 134 млн. лет (см. табл. 2).

ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Граниты Битотовые, для которых, следовательно (т.к.) слагают в районе относительно небольшие массивы. В междуречье Салги и Луки расположен изомеричный в плане массив (72 км²), залегающий среди метаморфических пород архей и гранодиоритов удского комплекса. Линии контактов его в плане сравнительно прямолинейные, что с учетом резко расчлененного рельефа свидетельствует о крутом падении их. Массив имеет однородное строение. Он сложен лейкократовыми биотитовыми гранитами, среди которых элизоидически встречаются аляскинты. Небольшое (1,5 км²) тело аналогичных гранитов установлено на левобережье р. Салги. В южной части района расположен массив (31 км²) щелочных гранитов. Он имеет в плане каллецидную форму, слегка вытянут в широтном направлении и залегает среди эффузивов джелгонской свиты и гранитоидов удского и джугджурского комплексов.

Лейкократовые граниты представляют собой розовато-серые, мелко- и среднезернистые массивные породы с гранитовой и микропегматитовой структурами. Для них характерны микродовые пустоты. Состав гранитов следующий: плагиоклаз № 12-29 (21-26%), калиевый полевой шпат (30-41%), кварц (29-38%), биотит (2-5%). В аляскинтах количество кварца составляет 31-42%, плагиоклаза - 15-16%, калиевого полевого шпата - 43-54%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ортитом, цирконом, апатитом. По химическому составу (см. табл. 3, обр. 2353) лейкократовые граниты близки к риолитам по Р. Дэли.

Щелочные граниты внешне сходны с лейкократовыми гранитами, но заметно отличаются от них по составу. Они состоят из микрорегиты (72-78%), кварца (20-25%), биотита, щелочного пироксена, почти полностью замещенного рибекитом (2-5%). Акцессорные минералы - апатит, циркон, гранат, лейкоксен, ильменит, магнетит, пирит. По химическому составу щелочные граниты близки к щелочным гранитам по Р. Дэли (см. табл. 3, обр. 3885, 4311).

Лейкократовые граниты и аляскинты прорывают гранодиориты удского комплекса и сами рвутся меловыми дайками разного состава. Абсолютный возраст их равен 94 млн. лет (см. табл. 2), что соответ-

ствует позднему мелу. Аналогичные граниты с абсолютным возрастом 83-108 млн. лет широко распространены в зоне Становика - Джугджура. На основании этих данных возраст лейкократовых гранитов и аляскинтов считается позднемеловым. Щелочные граниты междуречья Джугарма и Нимяркай прорывают эффузивы джелгонской свиты. Абсолютный возраст их равен 118, 88, 80-11 млн. лет (см. табл. 2). Учитывая эти данные, а также сходство щелочных гранитов с лейкократовыми гранитами района по внешнему виду и частично по петрохимическим особенностям, они по времени становления условно сопоставляются с позднемеловыми гранитоидами.

МЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Дайки гранодиорит-порфиров (гбк), гранит-порфиров (тпк), фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров (атк), диоритовых порфиров (дпк), стессаритов (хк) широко распространены на территории листа. Они тяготеют к массивам ранне- и позднемеловых гранитоидов и структурированы в несколько полей (8-95 км²), контролируем, по-видимому, непротекшими тектонически ослабленными зонами северо-восточного простирания. Вмещающими породами для даек являются практически все докайнозойские образования района. Дайки представляют собой плиткообразные тела преимущественно северо-восточного и близмеридионального простирания, круто (60-85°) падающие к северо-западу или к юго-востоку. Единичные дайки ориентированы в северо-западном направлении. Протяженность их достигает 1, 2-2 км, мощность колеблется от 0,8 до 30 м. Контакты даек с вмещающими породами резкие, прямые или слабо извилистые. Эндо- и экзоконтактовые изменения для них не характерны. Данные о взаимоотношениях даек друг с другом противоречивы. Во многих случаях устанавливается определенная последовательность внедрения даек: диоритовые порфириты, гранодиорит-порфирит, гранит-порфирит, фельзиты. Вместе с тем нередко наблюдается прорывание даек гранит- и гранодиорит-порфиров дайками диоритовых порфиритов.

Помимо описанных выше дайковых пород, в районе встречаются аллиты и гранит-аллиты, которые слагают маломощные (0,04-0,8 м) жилы в массивах ранне- и позднемеловых гранитоидов. Жилы ориентированы в разнообразных направлениях, протяженность их не превышает первых десятков метров. Состав и структура всех отмеченных выше дайковых пород обычны для пород соответствующих наме-

Нований. Аналогичные разновидности их описаны в литературе по сопредельным районам /2,3,28/.

Несмотря на то, что дайки этих пород прорывают все докембрийские стратифицированные и интрузивные образования, большинство из них по-видимому, генетически ранне- и позднемеловых гранитизмов и, по-видимому, генетически связано с ними. Это свидетельствует о меловом возрасте большинства даек района. Не исключено, что некоторые дайки диоритовых порфиритов являлись корневыми частями покровов верхнеюрских - нижнемеловых эффузивов, однако отделить их от меловых даек, так же как и расчленить последние на образования, генетически связанные со становлением конкретных мезозойских интрузий, крайне трудно. Возможно также, что часть даек внедрилась независимо от интрузий гранитоидов и относится к самостоятельному комплексу малых интрузий. К дайковым полям на территории листа часто приурочены ореолы рассеяния золота и полиметаллов. Кварцевые жилы, встречающиеся в районе, по-видимому, тоже имеют преимущественно меловой возраст. Их мощность варьирует от 0,05 до 18 м, протяженность достигает нескольких десятков метров. Они сложены белым, светло-серым, сливным, шестоватым и друзовидным кварцем. С кварцевыми жилами в районе связаны золотая, медная, молибденовая и полиметаллическая минерализация.

ТЕКТОНИКА

Территория листа расположена в зоне сочленения Алданского Шита и Становой складчатой области. Слагающие их комплексы пород составляют единый раннедокембрийский кристаллический фундамент (рис.2). Район претерпел несколько этапов тектонической активности, с которыми связано формирование наложенных структур, образований позднепротерозойскими (?) и мезозойскими эффузивами, а также становление позднепалеозойских (?) и меловых интрузий.

Структура раннедокембрийского кристаллического фундамента структуры фундамента сформировались в две эпохи складчатости: в архее завершилось формирование складчатого комплекса на Алданском Шите, в раннем протерозое - в зоне Становой складчатой области, развивавшейся на архейском фундаменте.

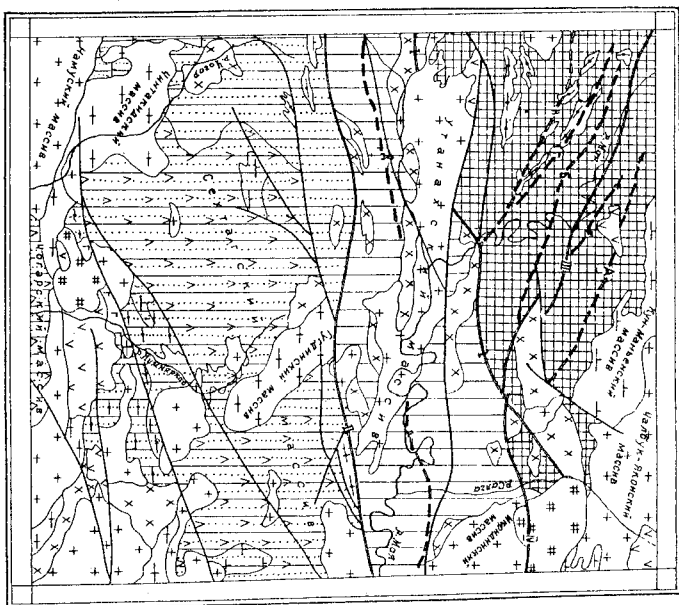


Рис.2. Геологоструктурная схема

Структуры раннедокембрийского кристаллического фундамента: 1 - архейские складчатые структуры; 2 - докладчатые интрузии архейских габброидов; 3 - соскладчатые интрузии архейских гранитоидов. Становая складчатая область: 4 - выступы архейского фундамента; 5 - соскладчатые интрузии архейских анортозитов; 6 - раннепротерозойские складчатые структуры Майско-Удского грабена; 7 - постскладчатые интрузии раннепротерозойских кварцевых диоритов, гранодиоритов, гранитов. Стадиями

активизации являются: 8 - грабены, сложенные слабоиспользованными позднепротерозойскими диабазами; 9 - интрузии позднепалеозойских (?) гранитов; 10 - грабены, сложенные недисципированными верхнеюрскими-нижнемеловыми эффузивами; 11 - интрузии раннемеловых диоритов и гранитоидов; 12 - интрузии позднемеловых гранитов. Прочие: 13 - докладчатые интрузии позднепалеозойского заложения; 14 - прочие разломы; 15 - оси синклиналией; 16 - оси антиклиналей. Вазнакии: А - Атагская, Б - Правобережная, В - Уланская, Синклинали: А - Атагская; антиклинали: Г - Левобережная, Д - Большеайдакская; разломы: I - Становой, II - Удххнский, III - Майский, IV - Салга-Джаннинский

Археюские образования северо-западной части района принадлежат юго-восточной окраине Алданского шита. Они свиты в линейные складки, являющиеся, по-видимому, структурами второго порядка по отношению к Идомской и Чайдахской антиклиналям, установленным на смежных территориях /2,3,34/. Наиболее крупными из этих складок является Атагская, Правобережная и Утанахская синклинали, Левобережная и Большечайдахская антиклинали.

А т а т с к а я синклиналь закартирована в бассейнах р.Атаги и левых притоков р.Май. Ее ось проходит в северо-западном направлении от среднего течения р.Атаги до р.Суксу.

Протяженность синклинали в изученном районе более 30 км, ширина 10 км. Северо-восточное крыло складки сложено образованиями кориканской и сутаамской свит и архейскими габброидами. Оно погружается на юго-запад под углами 40-70°. На юго-западном крыле синклинали обнажаются гнейсы и кристаллические сланцы сутаамской свиты, имеющие азимут падения 30-50°, угол падения 40-80°. Это крыло является также северо-восточным крылом Левобережной антиклинали, полностью сложеной породами сутаамской свиты. Ось антиклинали прослеживается от устья р.Атаги до нижнего течения руч.Мал.Куржкана, где складка, по-видимому, затухает. Значительная часть юго-западного крыла Левобережной свиты занята гнейсами и слезана Майским разломом. В сохранившемся фрагменте крыла слои круто (60-80°) погружаются в юго-западном направлении. Здесь часто встречаются прямые симметричные складки шириной 150-600 м, шарниры которых под углом 15-20° погружаются на юго-восток. Правобережная, Утанахская синклинали и Большечайдахская свиты и слезаны породы Майского разлома на правобережье р.Май и слезаны породами Хулдурканской свиты. Это протяженные (25-30 км) неширокие (5-10 км) острые складки с крутопадающими (60-80°) крыльями, с вертикальными или слегка наклоненными к юго-западу осями плоскостями. Они их простираются в северо-западном направлении. В ядрах Правобережной и Утанахской синклинали обнаружены образования средней, а в ядре Большечайдахской антиклинали - нижней подсаиты Хулдурканской свиты. Крылья складок усложнены островами прямыми складками шириной от 1 до 10 м. Наблюденная над линейностью в метаморфических породах, слогающих рассматриваемые складки, а также шарнирами мелких складок показывают, что шарниры их полого (10-20°) погружаются в северо-западном направлении

от р.Май до водораздела рек Бол.Чайдах и Утанах, а далее полого воздымаются в том же направлении. Юго-западнее Утанахской синклинали установлены фрагменты двух сопряженных друг с другом складок, ориентированных в близширотном направлении и замаскированных зоной близширотных разломов. В сохранившихся частях крыльев наблюдается главный изгиб простираний слоев от северо-восточного (аз.пад.310-330°) близ западной границы района до широтного и северо-западного на левобережье руч.Утанах.

В строении рассматриваемых складок совместно с метаморфическими породами участвуют архейские гипергенные и аласкитовые граниты, которые тяготеют к близосевым частям синклинали и антиклиналей.

Становая складчатая область

Становая складчатая область отделена от Алданского шита Становым глубинным разломом. В ее составе выделяются две крупные структурные единицы: Чогарская глыба, являющаяся выступом архейского фундамента, и Майско-Удский грабен^{х/}.

Ч о г а р с к а я г л ы б а занимает всю южную половину территории глыба. Она рассматривается в составе Становой складчатой области на основании того, что слезающие ее породы претерпели структурную перестройку, расчлененные и диафторез в амфиболитовой фации, обусловленные раннепротерозойской складчатостью. Первичный характер архейской структуры сохранился, по-видимому, юго-восточнее водораздельной линии между двумя верхними составными частями р.Чогар. Здесь располагаются фрагменты антиклинальной и сопряженных с ней двух синклинальных складок, оси которых, находясь друг от друга на расстоянии 2,5-3 км, простираются в близширотном направлении. Складки прямые, симметричные. Углы падения слоев варьируют от 40 до 80°. Крылья складок усложнены прямыми и асимметричными складками шириной от 80 до 250 м. Шарниры этих складок под углами 15-30° погружаются как в восточном, так и в западном направлении, что свидетельствует об интенсивной ундуляции шарниров главных складок.

В полосе структурно переработанных архейских образований, прослеженной в северной и северо-западной краевых частях Чогарской глыбы, простирание слоев плавно меняется от юго-западного

^{х/} Эту структуру, учитывая ее морфологические особенности, время заложения и геосинклинальный характер развития, правильнее было бы именовать геосинклинальным трогом. - Прим.ред.

близ р. Чотар до широтного в бассейнах рек Чотар-Макит и Шавлики, согласуясь с направлением складчатых структур в становой комплексе бассейнов рек Удхын, Эдугу-Цайдах, Маг. Углы падения их, как правило, крутые (70-80°), нередко вертикальные. На фоне встречаются острые прямые симметричные и асимметричные и опрокинутые к югу и юго-востоку складки шириной до 300 м.

Магистраль в направлении от западной до восточной границы части района прослеживается от западной до восточной границы его. С юга грабен ограничен Удхынским, а с севера Становым и Салга-Джанинским разломами, амплитуда опускания по которым превышает 2000 м /29,30,34/. Ширина грабена колеблется от 10 км в верховье р. Эдугу-Цайдах до 20 км в бассейне Салги. Главной складчатой структурой Майско-Удского грабена является Салгинская, проходящая в близширотном направлении от верховья р. Эдугу-Цайдах до устья р. Чотар-Макит, где складка срезана Утанакским массивом, за которыми она прослеживается вплоть до восточной границы района. Южное крыло синклинали, сложенное породами сиваканской и куманской свит, закартировано в бассейнах рек Чотар-Макит, Амдускан и на правобережье р. Маг на протяжении 60 км. Ширина его 5-9 км. Простирание слоев здесь плавно меняется от северо-восточного в западной части района до широтного близ р. Чотар-Макит, северо-западного в бас. руч. Микитик и вновь широтного в верховье р. Амдускан. Углы падения слоев варьируют от 40 до 70°. Более крутыми (70-85°) они становятся в близосевой части складки, где иногда наблюдается запрокидывание слоев на север. Северное крыло синклинали на западе срезано интрузивными раннепротерозойскими кварцевыми диоритами и раннемоловых гранитоидов. Часть его сохранилась в бассейнах верхних левых притоков р. Эдугу-Цайдах, Ванга, Халани и нижнего течения Салги. Крыло сложено породами куманской и сиваканской свит; простирание слоев в нем изменяется от северо-западного в междуречье Халани - Ванга до широтного и северо-восточного в междуречье Халани - Салга и вновь до северо-западного на левобережье р. Салги. Углы падения слоев выдержаны в пределах 50-60°. Дуго синклинали сложено породами лавинской свиты, обычно залегавшими круто (70-85°). На крыльях Салгинской синклинали широко развиты складки второго порядка шириной от 1,5 до 5 км. Более мелкие складки (от 0,5-3 м до 0,6 км) отмечаются преимущественно в породах сиваканской и лав-

линской свит. Шарниры их полого (10-15°) погружаются в западном и восточном направлениях.

В ориентировке главных складчатых структур Алданского шита и грабена имеются и различия. Если на Алданском шите они простираются в северо-западном направлении, то в пределах Майско-Удского грабена - в близширотном. Эти данные свидетельствуют о заложении Становой складчатой области в изученной ее части на архейском фундаменте без видимого участвования его структур. Для станового комплекса района не характерны значительные фациальные изменения метаморфических пород как вкрест, так и по простиранию Майско-Удского грабена, что может свидетельствовать о более широком распространении в геологическом прошлом нижнепротерозойских образований. Вместе с тем, неравномерное развитие диатрозы в Чотарской глыбе, степень которой понижается от краевых частей ее к внутренним, позволяет предположить, что породы становой комплекса сформировались в условиях сравнительно узкого геосинклинального прогиба.

В строении Становой складчатой области большую роль играют разрывные нарушения, заложившиеся, по-видимому, в раннем протерозое. Важнейшими из них являются Становой и Удхынский разломы. Становой разлом прослеживается в районе со смежной с запада территории и протягивается в широтном направлении от верхних притоков р. Эдугу-Цайдах, на левобережье которой он скрыт Утанакским массивом гранитоидов, через р. Маг, вдоль южного склона хр. Атагского до среднего течения р. Салги, где он замаскирован мезозойскими интрузивами. На всем протяжении разлом картируется по широкой (0,4-1,5 км) зоне рассланцованных пород и диатрофов фации зеленых сланцев, сланцеватость и листоватость которых круто падает от амплитуде вертикального перемещения по Становому разлому. Судя по материалам на смежной с запада территории, она достигает нескольких километров /34/. Большинство исследований /10,13,34/ определяет возраст заложения Станового разлома как раннепротерозойский. Со Становым разломом сопряжен субширотный Салга-Джанинский разлом /х/, фрагменты которого сохранились в

х/

Предположение автора о том, что Становой глубинный разлом на территории дуга поворачивает на северо-восток и, следовательно, утрачивает свое значение как граница между археем Алданского шита и Джугдуро-Становой складчатой области, кажется недостаточно обоснованным. Введение же нового геотектонического наименования в литературу (Салга-Джанинский) для разлома, являющегося естественным продолжением Станового и, как и последний, разделяющего архейские и нижнепротерозойские образования, представляется излишним. За этим разломом следовало бы сохранить название "Становой". - Прим. ред.

бассейне р. Салги. Этот разлом на определенной с востока площади является северной границей Майско-Удского грабена. По-видимому, синхронным по времени заложения Становому разлому является Майский разлом, прослеженный вдоль р. Мам от северо-западного угла площади листа до верховья р. Ванги, и ряд разрывных нарушений, расположенных между Становым и Майским разломами. Это протяженные разрывные нарушения, большинство из которых являются взбросами с амплитудой вертикального перемещения до 2,5 км. На местности они выражены зонами (0,05-2 км) блостомилонитов и расклевчатых пород. Сместители их круто (50-70°) падают на север и северо-восток. Эти разломы образовались, по-видимому, во время формирования раннепротерозойской геосинклинали. У д н х н и н - с к и й р а з л о м прослежен от верховья р. Лучи через средние течения рек Чогар-Махит, Шавлицкий до устья р. Сехтап. На местности он устанавливается по зоне (80-400 м) блостомилонитов и расклевчатых пород, в которых сланцеватость под углом 60-70° подружается к северу. Учитывая, что на западном и восточном флангах в высшем боку Удхэнского разлома не обнаружены сиби-канская свита нижнего протерозоя, имеющая мощность около 2 км, амплитуда вертикального перемещения по нему превышает два километра. Удхэнский и сопряженные с ним разломы заложилась, по-видимому, тоже в раннем протерозое, о чем свидетельствует пруроченность к ним интрузий раннепротерозойских гранитоидов.

Структуры, обусловленные тектонической активизацией района

Наиболее раннее проявление активизации в районе, связанной, по-видимому, с развитием Аянского перикратонного прогиба /30/, выразилось в формировании позднепротерозойских (?) покровных диабазов. О первичном залегании их судить трудно, поскольку они обнажаются в тектонических блоках и скандинавах среди меловых интрузий. На прилегающей с востока территории в аналогичных образованиях не установлено признаков складчатости.

По-видимому, в позднем палеозое в связи с интенсивными дислокациями в Монголо-Охотской геосинклинали южная часть территории листа претерпела тектоническую активизацию, в результате которой по образовывавшимся тектонически ослабленным зонам северо-западного простирания произошло внедрение интрузий позднепалеозойских (?) гранитов. Вероятно одной из таких зон обусловлена аномалия в бассейне р. Ниняркай.

Важную роль в формировании современного структурного плана района сыграла мезозойская тектонико-магматическая активизация. С ней связано подновление существовавших и образование новых разломов, изменение эффузивов среднего состава и становление многочисленных интрузий. О степени дислоцированности эффузивов в районе судить трудно из-за фрагментарного характера их выходов. Подшвы покровов на левобережье р. Мам и в верховье р. Салги подо (10-15°) падают на юг. В то же время в бассейнах рек Утанах, Ниняркай и Оманджа единичные замеры элементов залегания в туфках свидетельствуют о более крутом (20-35°) западном падении покровов. Признаков складчатости в породах покровов не обнаружено, в связи с чем допустимо предположение, что наклонное залегание их обусловлено неровностями рельефа в период излияния и интенсивной разрывной тектоникой. Размещение большинства меловых интрузий контролировалось разломами близширотного, реже северо-западного простирания, заложенных еще в раннем протерозое и подновленных в мезозое. Наиболее крупные массивы раннемеловых гранитоидов - Утанахский, Чалбук-Аянский приурочены к зоне Станового разлома и сопряженных с ним менее крупных разломов (Икондинский массив).

Разрывные нарушения мезозойского этапа активизации чрезвычайно широко развиты в районе. Среди них выделяются три системы разломов: близширотного, северо-западного и северо-восточного простирания. Разломы близширотного и северо-западного направления, по-видимому, в большинстве случаев образовались вдоль древних тектонически ослабленных зон. Так, в зонах Станового, Удхэнского и других разломов закарпированы многочисленные разрывные нарушения, расщепляющие, наряду с докембрийскими образованиями, и массивы раннемеловых гранитоидов. На местности они расклевчатся по зонам (0,5-30 м) тектонических брекчий, милионитов и расклевчатых пород, в которых часто устанавливаются зеркала скользяжения. Сместители их круто (60-80°) падают к северу и северо-востоку. Амплитуда вертикального перемещения по ним, по-видимому, достигает нескольких сот метров.

Наиболее поздними разрывными нарушениями района являются разломы северо-восточного простирания. По ним произошло смещение разломов северо-западного и близширотного направления. Эти разломы хорошо располагаются на аэрофотооснимках, а на местности документируются по зонам (0,3-15 м) дробления, окварцевания, ширинизации, цеолитизации, зеркала скользяжения. Сместители нарушений под углами 60-80° падают к северо-западу и юго-востоку. Амплитуда вертикального перемещения по ним, вероятно, не превышает нескольких сот метров, горизонтального - 1,5 км. Среди разломов

северо-восточного простирания, по-видимому, имеют нормальные сбросы, сбросы и сдвиги, однако классификация их по типам затруднена вследствие отсутствия в дочетвертичных стратифицированных образованиях четких маркирующих горизонтов. Наряду с равными нарушениями северо-восточного простирания в районе были заложены сравнительно крупные зоны повышенной трещиноватости этого же направления, определившие, как и разломы, размещение полей меловых даек. К разломам и зонам повышенной трещиноватости северо-восточного направления, имевшим важное металлогеническое значение, приурочена золоторудная, медная и полиметаллическая минерализация в районе.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Рельеф района сформировался в основном под воздействием экзогенных процессов, интенсивность обусловлена новейшими тектоническими движениями. Значительную роль в формировании рельефа сыграли также состав развитых в районе пород, климат и многолетняя мерзлота. Под влиянием этих процессов в районе образовались наклонные денудационно-эрозионные, эрозионно-денудационные, денудационно-экзарационные и денудационные поверхности, субгоризонтальные разновозрастные поверхности, образованные деятельностью рек и ледников. Большинство из них хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках.

Денудационно-эрозионные поверхности ости охватывают преимущественно водораздельные части хребтов Майского, Атагского, Анайского, Джугджара и их отрогов. Они занимают большую часть территории дикста в пределах абсолютных высот от 400 до 2000 м. Относительные превышения описываемых поверхностей над дикстами долин рек 600-1100 м. Для них характерны узкие, скалистые, тилообразные водораздельные гребни. Склоны водоразделов волнчатые, крутизна их в приводораздельной части достигает 40°, уменьшается в направлении к долинам рек до 15°. Они расчленены многочисленными узкими распадками и долинами мелких ручьев, имевшими круглой ступенчатый продолговатый профиль. Долины рек и ручьев характеризуются узкими дикстами (0,05-0,5 км), борта их выпуклые, часто обрывающиеся, продолговатый профиль сравнительно крутой (3-4°). Рука водотоков глубоко врезаются в дикста долины. Устья долины мелких ручьев по отношению к тальвегам крупных рек расположены на 15 м выше. В долинах рек Маи, Чотара, Джатарма и др. наблюдаются антецедентные участки протяженностью до 5 км. Реки здесь текут по коренному ложу или среди нагромо-

дений крупных (5-10 м) глыб. Судя по резко очерченным гребням водоразделов, интенсивной расчлененности крутых склонов, на которых развиты незакрепленные глыбовые осыпи, в формировании описываемых поверхностей главная роль принадлежит процессам эрозии и гравитационного сноса. Значительного накопления аллювия в долинах рек и ручьев, расчленяющих эти поверхности, не происходит. Наоборот, часто наблюдается размыл,нос и перемещение русловых и террасовых отложений, что создает неблагоприятные условия для формирования здесь россыпных месторождений.

Эрозионно-денудационные поверхности распространены в основном в южной части района в пределах абсолютных отметок 450-890 м. Они сформированы на позднепалеозойских (?) и мезозойских гранитоидах и, в меньшей мере - на докембрийских метаморфических и интрузивных породах. Для этих поверхностей характерны широкие, плоские и выпуклые водоразделы, увенчанные цепью невысоких куполовидных вершин, раздельных неглубокими заболоченными седловинами. Поперечный профиль склонов круглозной 6-15° прямой или слабовыпуклой. На склонах развиты суглинки, дресвяники. Переход склонов к дикстам долин плавный. Рука рек имеют сравнительно пологий (до 2°) продолговатый профиль. В долинах рек развиты пойма и четыре уровня террас. Маткине, сглаженные очертания водоразделов и склонов, характер рыхлых покровных образований на них свидетельствуют о формировании описываемых поверхностей в основном под влиянием процессов денудации. В долинах рек в пределах этих поверхностей проследить интенсивное накопление аллювия и здесь возможно формирование россыпных месторождений.

Денудационно-экзарационные поверхности развиты на северных склонах хр. Атагского, Майского, Анайского и их отрогов и представлены ледниковыми цирками, имевшими форму чашеобразных углублений, врезанных в крутые склоны водоразделов в пределах абсолютных высот 1200-1800 м. Ширина цирков в верхней части варьирует от 0,4 до 2,8 км, глубина от 400 до 700 м. Задние стенки цирков крутые (40-45°), нередко отвесные, с тилообразной верхней кромкой. К устьевой части цирка стенки его постепенно выполаживаются (до 20°) и на их поверхности развиты незакрепленные глыбовые осыпи.

Денудационные поверхности встречаются в виде слабо наклоненных (до 6°) площадок (0,2-4 км²) среди вышележащих поверхностей. Они приурочены к различным абсолютным высотам. Это плоские или слабоволнистые поверхности,

имеющие небольшой уклон в сторону долины, в той или иной степени заболоченные.

Су б г о р и з о н т а л ь н ы е п о в е р х н о с т и, созданные деятельностью рек, представляются площадками террас. Равнечетвертичная поверхность сохранилась в виде останцов (0,8-4 км²) в бассейне р. Май и на левобережье р. Чогар. Она образована полойной террасой высотой 80-110 м. Высота уступа террасы 30-50 м, угол наклона 15-25°. Бровка уступа террасы 30-50 м, плоская или слабо расчлененная широкими промоинами и рывьями, наклонена в сторону реки (2-4°).

Среднечетвертичная поверхность представлена аккумулятивной и эрозивной террасами высотой 25-30 м, остатки которой (0,6-3 км²) сохранились в долинах рек Май, Чогар и Джатарма. Прямой или волнистый уступ террасы имеет высоту 15-20 м, крутизна его колеблется в пределах 10-25°. Поверхность террасы заболочена, поросла угнетенным редколесьем.

Ранне-верхнечетвертичная поверхность представлена аккумулятивной террасой высотой 12-15 м, широко развитой в долинах больших рек и ручьев района, в которых она образует площадки шириной до 1,5 км и протяженностью до 5,5 км. Уступ высотой 3-7 м выражен четко, крутизна его колеблется от 6-8 до 20°, в местах подмыва террасы рекой он обрывистый. Поверхность террасы плоская, реже слабоволнистая, сухая, поросшая высокоствольным лесом. Сочленение ее со склоном долины или уступом более высокой террасы плавное.

Поздне-верхнечетвертичная поверхность представлена аккумулятивной террасой высотой 5-7 м и прослеживается в виде площадок шириной от 20 м до 0,9 км вдоль бортов долины рек, прерываясь в местах подмыва берегов. Уступ высотой 2-5 м сравнительно крутой (10-20°), в местах подмыва террасы рекой - обрывистый. Поверхность террасы неровная, расчленена неглубокими (0,5-1,5 м) ложбинами, промоинами, заболоченными старицами.

Современная аккумулятивная поверхность представлена высокой и низкой поймами, развитыми в долинах всех рек. Уступ высокой поймы крутой, часто обрывистый, высота его 1-3 м, поверхность слабоволнистая, расчленена протоками, сухими руслами. К тыловою шву ее приурочены заболоченные старицы понижения, сухие протоки, озера. Поверхность низкой поймы неровная, бутристая, с большим количеством кос, отмелей, островов и протоков.

Среднечетвертичная ледниковая поверхность развита преимущественно на северных и южных склонах хребтов Майского и Анайского. Площадь ее в отдельных случаях достигает 5-7 км². Это

типичная холмисто-грядовая поверхность морены. Поздне-верхне-четвертичная ледниковая поверхность развита в высокогорной части хребтов Анайского, Майского, Атагского и их отрогов. Она занимает дна цирков и верховья троговых долин. Площадь ее от 0,2 до 3,5 км². Поверхность морены неровная, грядово-холмистая, волнистая. В центре ее обычно наблюдается заболоченные и залитые водой выпуклые округлой формы площадки до 0,8 км² и глубиной более 3 м. В днах троговых долин наблюдается чередование протяженных гряд, разделенных узкими промоинами до 20 м глубиной.

Формирование современного рельефа района началось еще в неогене /2/ и продолжается до сих пор. Вероятно, в раннечетвертичное время была заложена гидросеть, близкая к современной. Наличие в долинах рек до 4-5 уровней террас свидетельствует о том, что возмущение в районе сменялось непродолжительными этапами стабилизации. Интенсивное поднятие происходит и в настоящее время, о чем свидетельствуют усиленная эрозивная деятельность рек, наличие в долинах антецедентных участков и виспячк долин мелких водотоков.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа известны проявления титаномagneзитовых руд, цветных и редких металлов, редких земель, золота, слюды, горного хрусталя. Поиски полезных ископаемых в районе проводились путем шихового, металлометрического и гидрохимического опробования. На отдельных рудопроявлениях и ореолах рассеяния полезных ископаемых производились поисковые работы в масштабе, близком к 1:25 000 и 1:10 000, сопровождавшиеся детальными металлометрическим опробованием делянки, отбором штучных и борозловых проб, проходкой горных выработок для вскрытия рудных тел.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ч е р н ы е м е т а л л ы

Железо и титан

Проявления титаномagneзитовых руд в районе относятся к двум генетическим типам - осадочно-метаморфогенному и магматогенному.

Осадочно-метаморфогенные руды представлены магнетитовыми кварцитами, слалашными непротяженными (до 40 м) слои (I, 4-6 м) на разных стратиграфических уровнях в толще архейских метаморфических пород в бассейнах рек Чогар-Макит (П-1-10, Ш-2-1), Луца (Ш-1-1) и Чогар (Ш-1-2, Ш-1-3, Ш-1-8, IV-1-2, IV-1-1, IV-1-4). Текстура руд пологосчато-вкрапленная. Рудные минералы - магнетит, титаномagnetит, ильменит образуют тонкие (1,5-2 мм) мономинеральные полоски и линейно вытянутые гнезда (0,3-1,5 см). Содержание их колеблется от 20 до 60%. Содержание растворимого железа, по данным химического анализа бороздчатых проб, составляет 34,84-40,70%, титана - 0,56-0,58%.

Магматогенные проявления представлены рудными пироксенитами, образующими жилородные тела в анортозитах Сехтагского массива. Их мощность колеблется от 1,5 (IV-2-1) до 24 м (Ш-2-6, Ш-2-8, Ш-2-7, Ш-2-5, Ш-2-4, Ш-2-3), а протяженность достигает 200 м. Большинство рудных тел сгруппировано в узкой (1 км) пологой, вытянутой на 4,5 км в северо-восточном направлении и расположенной в верховьях второго и третьего снизу левых притоков р. Джалгармы. Над плго-западным флангом этой пологой аэромантичной стеемой установлена локальная аномалия интенсивности +2200 гамма. Руды обладают вкрапленно-шиповой и цементной текстурой, содержат в сумме 20-50% титаномagnetита и ильменита. По данным химического анализа штучных проб, содержание Fe_2O_3 в них колеблется от 17,7 до 42,65%, TiO_2 от 7,86 до 20,01%. Спектральным анализом в рудах определены (в %): ванадий (0,005-0,01), хром (до 0,03), никель (0,001-0,005), кобальт (0,001) и фосфор (0,5-5).

Ц в е т н ы е м е т а л л ы

Медь

Проявления меди на территории листа связаны с кварцевыми жилами и участками гидротермально-измененных пород в зонах ка-таклаза.

Кварцевые жилы с вкрапленностью халькопирита, меллахита и азурита выявлены на правобережье р. Бол.Чайдах (I-1-1), в верхних течениях рек Атаги (I-3-2), Чогара (Ш-1-5) и Джалгармы (Ш-2-2, Ш-2-9). Они залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов хулуруканской свиты и Джангской серии, архейских габброидов и анортозитов. Жилы сложены среднезернистыми серыми кварцем. Мощность их колеблется от 0,4 до 1,2 м, протяженность достигает несколь-

ких десятков метров. Содержание меди, по данным спектрального анализа штучных проб, составляет 0,1-0,5%.

Проявление меди на р.Салге (П-4-1) приурочено к зоне (3 м) окварцованных и пиритизированных гранат-биотитовых гнейсов синваканской свиты нижнего протерозоя. Протяженность зоны более 10 м. Обрушение представлено мелкой рассеянной вкрапленностью халькопирита. Содержание меди в штучных пробах, по данным спектрального анализа, составляет 0,2-0,7%.

Свинец

Галенит в количестве до 50 зерен размером 0,1-0,3 мм на штучф весом 0,8-1,2 кг установлен минералогическим анализом в некоторых маломощных (0,01-1,2 м), непротяженных (до 10 м) кварцевых жилах. Единичные зерна его отмечаются в ряде проб, отобранных из пиритизированных дифторитов и позднелазеоэозойских (?) гранитов. Содержание свинца во всех этих проявлениях, по данным спектрального анализа штучных проб, не превышает 0,002%.

Цинк

Рудопроявление цинка на правобережье р.Нимнйркая (Ш-3-5) приурочено к выходу (0,3 км²) верхневюрских - нижнемеловых туфов дацитовых порфиров. Туфы почти повсеместно подвержены сульфидной минерализации и содержат редкие шпировидные обособления (0,5-4 см) сфалерита. Суммарное содержание сульфидных минералов (в основном пирита) в туфах колеблется от 3 до 12%. Порядок выделения минералов следующий: галенит, пирротин, халькопирит, сфалерит, тирит, мелничковит, марказит, борнит. По данным спектрального анализа 140 штучных и 10 бороздчатых проб, содержание цинка в гидротермально-измененных туфах колеблется от 0,05 до 0,2%. В единичных пробах отмечается свинец (0,003-0,01%), медь (0,005%), золото (0,02 г/т).

По данным металлотрического опробования дольных осадков, в бассейне правого притока р.Бол.Чайдах оконтурен ореол (I-1-2) рассеяния цинка и свинца. На площади ореола (15 км²) распространены позднелазеоэозовые гранодиориты, прорывающие кристаллические сланцы, мраморы и калцифиры хулуруканской свиты архей. Содержание цинка в пробах 0,01-0,3%, свинца - 0,001-0,003%.

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

Молибден

Шлиховые ореолы рассеяния молибдена в бассейнах р. Уганах (П-1-1) и руч. Биракан-Дули (П-4-3), на левобережье р. Нимняркай (П-3-1) приурочены к эндо- и экзоконтактам интрузий ранне-, средне- и позднеинжелеловых интрузий гранитоидов, в бассейне р. Ванги (П-3-4) - к гнейсам сиваканской свиты нижнего протерозоя, в верховье руч. Лев. Шавлиций - к анортозитам Сехтагского массива. Содержание молибдена в шлихах колеблется от 1 до 50 зерен размером 0,03-0,3 мм на 0,02 м³ промывной породы. Источником выноса молибдена являются гидротермально-каменные породы и кварцевые жилы, встречающиеся в пределах упомянутых выше ореолов и содержащие, по данным минералогического анализа, до 40 зерен молибдена на штуф весом 0,8-1,2 кг. Молибденит присутствует в виде тонкой вкрапленности. Содержание молибдена, по данным спектрального анализа, не превышает 0,02%. Единичные зерна молибдена встречаются в шлихах из аллювия большинства рек района.

Вольфрам

Шеллит в количестве до 80 зерен размером 0,05-0,2 мм присутствует во многих шлихах из аллювия водотоков, размывавших архейские метаморфические и интрузивные образования. Источником выноса шеллита являются, по-видимому, гидротермально-каменные породы и кварцевые жилы, в большинстве штуфных проб из которых минералогическим анализом установлено присутствие шеллита. Однако спектральным анализом вольфрама в этих породах не обнаружен.

Ртуть

Киноварь в количестве от 3 до 7 зерен встречена в шести шлихах, отобранных в среднем течении р. Нимняркай и в верховье руч. Верхн. Элкан. Источником выноса киновари неясно.

Висмут

Висмутин и базовисмутит в количестве 2-3 зерен встречены в двух шлихах в верхнем течении р. Салгани. Источником выноса этих

минералов являются кварц-молибденитовые жилы молибденового рудоупловления, известного в верховье р. Салгани на смежной с севером территории /29/.

Редкие земли

Редкоземельная минерализация на территории листа приурочена преимущественно к эндо- и экзоконтактам маломощных (до 8 м) тел архейских аляскитовых гранитов и пегматитов, в которых встречаются гнейсообразные участки размером от 0,1 до 0,6 м в поперечнике, обогащенные монацитом, цирконом, фергусонитом. Аналогичная минерализация отмечается, кроме того, в породах нижнего протерозоя, подверженных кремне-кальциевому метасоматозу, на р. Мае и в бассейне р. Ванги. По данным спектрального анализа, в штуфных пробах, отобранных из гнейза, обогащенных редкоземельными минералами, содержится (в %): лантан до 0,1-3, церий - 0,3-2, торий - 0,1-0,5, иттрий - 0,003-0,5, итербий - 0,0001-0,0003, ниобий - 0,01-0,2, цирконий - 0,05-1. Суммарное же содержание редких земель не превышает 3%.

В бассейне верхнего течения р. Аги оконтурен шлиховой ореол рассеяния фергусонита (П-3-1), приуроченный к южной краевой части Кун-Маньенского массива габброидов, прорванного здесь жилами архейских аляскитовых гранитов и пегматитов. В пределах ореола единичные зерна фергусонита содержатся в 30 шлихах. Монацит и циркон в количестве единичных зерен встречены во многих шлихах из всех водотоков района.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

На территории листа обнаружено три проявления коренного золота и семь шлиховых ореолов рассеяния его.

Проявление золота на правом борту долины р. Май (П-2-1) приурочено к зоне пиритизированных диафторитов. Здесь в береговом обрыве в интервале 200 м обнаружены расщепленные мраморы и кварц-альбит-эпидот-хлоритовые сланцы, образовавшиеся в результате диафтореза в фации зеленых сланцев пород Худурканской свиты архея. В диафторитах отмечается мелкая рассеянная вкрапленность и гнейза (0,6 см) пирита, секущие и согласные со сландевопостью пород прожилки (0,5-10 см) темно-серого глинистого кварца, иногда с редкой вкрапленностью пирита, галенита и халь-

копирита. В штучных пробах, отобранных с интервалом 25-50 м, спектральным анализом установлено от 0,1 до 3 г/т золота. Самородное золото во всех пробах отсутствует.

Проявление золота в бассейне руч. Прав. Шавлицкий (Ш-3-3) связано с кварцевой жилкой мощностью 1,4 м, залегающей согласно со ступенчатостью микротектонизированных анортозитов в зоне разлома северо-восточного простирания. Жила сложена мелкозернистым белым кварцем, содержащим рассеянную вкрапленность, гнезда (до 0,6 см) и мономинеральные ветвящиеся прожилки (0,5-5 см) пирита. По данным спектрального анализа, содержание золота в штучной пробе кварца составляет 10 г/т, а в мономинеральной фракции пирита - 20 г/т.

В сходной геологической обстановке находится проявление золота на левобережье р. Нимняркай ниже устья р. Анайкан (IV-3-1). Здесь кварцевая жила мощностью 18 см и видимой пропавленностью 8 м залегает среди брекчированных в широтной зоне разлома таббро-анортозитов Сехтагского массива. Кварц серого цвета, сливной, ноздреватый, содержит редкие гнезда (до 1 см) пирита и халькопирита. Содержание золота в штучной пробе, по данным спектрального анализа - 20 г/т, серебра - 0,007%, меди - 0,1%. Самородное золото в пробе не обнаружено.

Кроме того, золото (0,01-0,03 г/т) установлено спектральным анализом во многих штучных пробах, отобранных в разных частях района из гидротермально-измененных докембрийских и мезозойских пород и жильного кварца. Золоторудные проявления на территории листа являются гидротермальными и генетически связаны, по-видимому, с меловыми интрузивами.

Россышные месторождения золота в районе неизвестны. По данным К.В. Прохоровского /32/, в долине р. Эдугу-Чайдах, ручьяв Амнускан и Микитик "на глубине 10-12 четвертей в красных песках есть хорошие знаки золота". Более точные данные о золотосодержании этих рек отсутствуют.

Шлиховым опробованнем гидросети золота в количестве от 1 до 34 зерен на 0,02 м³ промывной породы установлено в бассейнах рек Бол. Чайдах, Чотар, Нимняркай, руч. Шавлицкий и др. Оно постоянно отмечается также в отложениях первой и второй надпойменных террас рек Маг, Чотар, Джалгарма и Нимняркай.

Шлиховой ореол рассеяния в верхнем течении р. Салги (I-4-1) приурочен к контакту Чалбук-Яконского массива ранненижнемеловых гранодиоритов с архейскими габброидами и эффузивами джелонской свиты. В пределах ореола единичные знаки золота содержатся в

15 шлихах. Габброиды на интервалах до 300 м интенсивно пиритизированы и, по данным спектрального анализа, содержат до 0,01 г/т золота.

Шлиховые ореолы рассеяния в бассейне руч. Прав. Шавлицкий (Ш-4-1), в верховье р. Лев. Нимняркай (Ш-4-2) и в верховье шестого снизу левого притока р. Чотар (IV-1-3) приурочены к анортозитам и таббро-анортозитам Сехтагского массива, провантным дайками архейских диабазов, меловых гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиритов. На площадях этих ореолов анортозиты, таббро-анортозиты и дайковые диабазы в зонах расчленения и брекчирования северо-восточного и северо-западного простирания часто пиритизированы, окварцованы, эпидотизированы и карбонатизированы. В гидротермально-измененных породах содержится, по данным спектрального анализа штучных проб, до 0,01 г/т золота (Ш-4-1).

Шлиховые ореолы рассеяния в бассейне левого верхнего притока (Ш-1-7) и на левобережье р. Чотар (Ш-1-4) приурочены к дифференцированным метаморфическим породам джангской серии архея. В пределах этих ореолов диориты слабо и неравномерно пиритизированы и окварцованы. Здесь же часто встречаются глинбы (до 1,5 м) жильного кварца без видимой минерализации.

Шлиховой ореол рассеяния на р. Чотар (IV-1-5) приурочен к восточному контакту Чингактинского массива позднепалеозойских (?) гранитов с архейскими анортозитами. Золото в количестве 1-3 зерен на 0,02 м³ промывной породы содержится в II шлихах.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Слюда

На территории листа обнаружено 26 проявлений мусковита. Они приурочены к пегматитовым жилам, простраиваясь и генетически связанным с интрузивными раннепротерозойскими двуслюдяными гранитами и плагиогранитами. Большинство жил мусковитовых пегматитов сконцентрировано в узкой (2-6 км) полосе, протягивающейся в широтном направлении от истоков р. Эдугу-Чайдах до р. Амнускан на расстоянии 40 км. Жилы мусковитовых пегматитов залегают преимущественно среди гранат- и эпидотсодержащих биотитовых гнейсов куманской свиты. Сравнительно редко они наблюдаются среди гранат-двуслюдяных (I-3-5, II-2-2, II-2-8), гранат-роговообманковых (II-3-1), биотит-роговообманковых (II-3-2, II-3-3) гнейсов сиваканской свиты, амфиболитов (II-1-2), биотитовых (II-1-4, II-1-7) гнейсов лавлинской свиты и раннепротерозойских плагио-

гранитов (I-3-3, I-3-4). Они представляют собой согласные, реже секущие (П-3-3, П-1-2) линзо- и плитообразные тела мощностью от 0,15 до 3,5 м, редко до 20 м (П-4-5) и протяженностью до нескольких десятков метров. Жилы с однородным строением содержат мелкие (до 1 см) чешуи мусковита, на фоне которых спорадически встречаются обособленные кристаллы слюды размером от 1,5х1,2х1,2 см до 14х8х6 см, составляющие 2-10% объема породы (I-3-3, I-3-5, П-2-2, П-3-1, П-3-3). В жилах зонального строения, во внутренних частях которых обособлены зоны (0,15-0,5 м) или цепи гнезд (0,15 м), состоящие из блоков кварца, полевых шпатов и крупных (6х6х3 - 14х15х8 см) кристаллов мусковита, содержание слюды составляет 10-15%. Во всех проявленных мусковит окрушен в зеленый цвет. Он составляет таблитчатые и пластинчатые кристаллы неправильных и псевдогексагональных очертаний, обычно развитые двумя системами трещин. Расщепляемость слюды хорошая. Выход деловой слюды из общего количества слюды-сырца составляет ориентировочно от 5 до 25%. Деформациям подвержены кристаллы мусковита в проявленных, расположенных в междуречье Агаги и Маи. Судя по данным изучения свойств слюды из аналогичных перматитовых жил на прилегающей с востока территории, дислокационные свойства мусковита соответствуют характеристикам конденсаторной высококачественной слюды /30/. Блоки калиевых полевых шпатов редки, поэтому они не могут служить источником для получения керамического сырья.

Графит

Графит присутствует в качестве породообразующего минерала в графитсодержащих гранатовых и биотитовых гнейсах сульфидской свиты и джанинской серии архея. Мощность слоев и пачек графитсодержащих гнейсов варьирует от 5 до 40 м. Содержание равномерно рассеянного мелкочешуйчатого (1-4 мм) графита в породах колеблется от 1 до 5%, редко до 10%.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Специального изучения разнообразных изверженных и метаморфических пород района с целью применения их в промышленном и гражданском строительстве не проводилось.

В качестве бутового камня в строительном и дорожном деле могут быть использованы позднелазоэоиква (?) и мезозойские граниты и гранодиориты, которые в значительных количествах при-

сутствуют в любой части территории листа. Эти гранитоиды образуют моноблоки размером до 2х4х3 м во всех массивах и обладают мелко- и среднезернистым строением, массивной текстурой и слабой трещиноватостью, отвечают требованиям к бутовому материалу и пригодны для дорожного строительства. Крупные (до 200 м³) моноблоки образуют анортозиты Сехтатского массива. Они часто содержат призматические плагиоклазы, имеют приятный розовый и розовато-серый цвет и могут быть использованы как подложный и облицовочный камень.

Мраморы и кальцифиры, широко развитые в северо-западной части района, обычно трещиноваты, и возможности использования их в качестве облицовочного материала ограничены. На р. Мае часто встречаются мраморы нежно-розового, кремово-желтого и белого цвета, которые, по-видимому, пригодны для мелких скульптурных поделок. Судя по данным химических анализов аналогичных мраморов и кальцифиров на сопредельных территориях /18,34/, они могут быть использованы для производства известня.

Песок и гравий широко распространены среди современных отложений рек района. Галька и гравий имеют различную величину, хорошо окатаны. Пески разнообразны, неотсортированные, мощность их достигает 4 м. Пески и гравий могут употребляться как наполнитель для бетона и в дорожном строительстве.

Запасы строительных материалов на территории листа значительные и они могут быть использованы при строительстве дорог и промышленных сооружений в процессе экономического освоения района.

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Презокварц

Проявление презокварца обнаружено в верхнем течении р. Чогар (Ш-1-6). Здесь в аллювии реки встречен обломок монокристалла торного хрусталя размером 20х20х25 см. Кристаллографические чертены в нем не сохранились, в краевых частях он разбит многочисленными трещинами. Горный хрусталь бесцветен, совершенно прозрачен, без твердых и газово-жидких включений. По заключению минералого-петрографической лаборатории ДВГУ, по оптическим свойствам он может рассматриваться как презооптическое сырье. В бассейне верхнего течения р. Чогар развиты диафорированные биотитовые, роговообманково-биотитовые гнейсы, амфиболиты джанинской серии архея и архейские аляскитовые граниты, проявляющие интрузивной раннепротерозойских двуслюдяных плагиогранитов. На обих

боргах долины р. Чотар близ места находки обломка монокристалла на площади около 10 км² широко развиты глибоние развалыны жильного кварца. Реже встречаются кварцевые жилы мощностью до 1,5 м и протяженностью около 60 м. Кварц мелко- и среднезернистый и дымчатый. В залыбцах жил обычно обособлены зоны (5-8 см) и гнезда (10 см) шестоватого бесцветного прозрачного кварца с размером отдельных резко удлиненных индивидов до 3 см по длине оси. Изредка в кварцевых глыбах встречаются пустоты (до 3-4 см), содержащие кристаллы длиной до 1,5 см горного хрусталя, что, наряду с присутствием шестоватого кварца, по существу является представлением, является одним из основных признаков хрусталепоносности кварцевых жил. Вопрос о генезисе и возрасте хрусталепоносных жил в районе трудно решить однозначно. Пространственно они относятся к северной краевой части массива раннепротерозойских двуслюдяных платиогранитов. Однако в зоне Становика - Джугдзура кварцевых жил, достоверно генетически связанных с аналогичными интрузивами, не известно. В некоторых кварцевых жилах в верховье р. Чотара встречается рудная минерализация (пирит, халькопирит, молибденит), характерная в основном для мезозойских гидротермальных кварцевых жил. Это позволяет предположить, что и становление хрусталепоносных жил связано с гидротермальными фазами мезозойских интрузий.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Условия залегания, режим и питание подземных вод района в значительной мере зависят от повсеместно развитой многолетней мерзлоты. Она обуславливает развитие в районе надмерзлотных, межмерзлотных и подмерзлотных подземных вод, среди которых по геологическим условиям залегания выделяются пластово-поровые воды эрвиально-ледвиальных, эрвиальных и ледниковых отложений, трещинные и трещино-жильные воды кристаллических образований.

Водоносный горизонт эрвиально-ледвиальных отложений приурочен к породам деятельного слоя. Здесь наблюдаются надмерзлотные пластово-поровые воды. Водупором для них служат верхняя поверхность многолетней мерзлоты. Питание происходит за счет атмосферных осадков и частично за счет талых мерзлоты. Водовмещающие породы представлены щебнем и суглинками мощностью до 2 м. Выходы воды на поверхность приурочены к подложным и перегибам склонов. Вода в источниках с дебитами 0,1-0,3 л/с обычно прозрачная, без запаха

и вкуса, бесцветная или слабо желтоватая, мягкая (жесткость 0,28-0,5 мг.экв/л), слабо минерализованная (сухой остаток менее 53 мг/л). Реакция слабощелочная или нейтральная (рН = 5,6-6,8). Содержание свободного CO₂ составляет 6,8-24 мг/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магневые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магневые. В источниках, вскрытых горными выработками, дебит достигает 1-1,5 л/с. Воды мутные, с земляным запахом. Их температура равна 10-12° при температуре воздуха около 25°.

Водоносный горизонт эрвиально-ледвиальных отложений сложен песками, галечниками и валунниками. В них распространены надмерзлотные пластово-поровые воды, приуроченные к деятельному слою мощностью от 0,2 до 1,5 м. Водупором являются многолетней мерзлые породы. Питание их происходит за счет атмосферных осадков, притока вод из эрвиально-ледвиальных отложений, поверхностных водотоков и талых мерзлоты. Водопропускность горизонта непостоянна и значительно увеличивается в дождливые периоды. Разгрузка происходит в реки. Она осуществляется родники с дебитом 0,01-0,5 л/с. Вода прозрачная, без запаха и вкуса, желтоватого цвета, мягкая (жесткость 0,12-0,39 мг.экв/л), слабо минерализованная (сухой остаток 15,5-25 мг/л). Концентрация водородных ионов в ней составляет 5-6,4. Содержание свободного CO₂ составляет 4,6-26,6 мг/л. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-магневым. Горный характер рельефа, небольшая мощность эрвиальных и ледниковых отложений, широкое развитие многолетней мерзлоты создают неблагоприятные условия для накопления значительных запасов подземных вод в них. Среди отложений высокой поймы и в моренях встречаются линзы и прослои (0,02-0,7 м) прозрачного льда, представляющие собой, по-видимому, межмерзлотные пластово-поровые воды в твердом состоянии.

В метаморфических, интрузивных и вулканогенных образованиях района распространены трещинные и трещино-жильные отложения надмерзлотных трещинных вод встречаются в районе очень часто. Они представляют собой низкощелочные рассредоточенные родники, приуроченные к подложным скальным обрывам. Дебит их составляет 0,05-0,3 л/с. Столь же часто встречаются родники трещино-жильных подземных вод, приуроченные к разрывным нарушениям, зонам казлаза и рассланцевания. Так, интенсивно обводнены зоны рас-

станцевания вдоль Майского, Станового, Уднканьского разломов, среди которых встречены многочисленные низкоходящие родники с дебитом 0,2-3 л/с. Очевидно, постоянным притоком подмерзлотных вод в зимнее время обусловлено наличием в долинах многих рек района протяженных (2-8 км) наледей, мощность льда в которых составляет 2-4,5 м. Во всех наблюдавшихся источниках трещинные и трещинно-жильные подземные воды имеют одинаковые физикохимические свойства, независимо от состава и генезиса водовмещающих пород. Они прозрачные, без запаха и вкуса, бесцветные, магниевые (жесткость 0,06-0,17 мг-экв/л). Концентрация водородных ионов составляет 5,2-6,4, сухой остаток - 16-24 мг/л. Состав жидкой свободной CO_2 колеблется от 4,4 до 25,7 мг/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные кальциево-магнелиевые.

Таким образом, на территории листа большинство водоносных горизонтов не могут рассматриваться в качестве крупных источников водоснабжения промышленных объектов в зимнее время. Возможно, что для этих целей пригодны подмерзлотные трещинно-жильные воды. В летний же период для водоснабжения могут использоваться поверхностные воды рек и ручьев.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Полезные ископаемые района сформировались в три минералогические эпохи, соответствующие во времени трем этапам геологической истории его: архейскому, протерозойскому и мезозойскому. С архейской минералогической эпохой связано формирование провалений железа и титана, редких земель, с протерозойской - слюды, редких земель, с мезозойской - золота, полиметаллов, меди, молибдена и, по-видимому, горного хрусталя.

Осадочно-метаморфические и магматические проявления железа и титана не представляют практического интереса из-за незначительной мощности и протяженности рудных тел, а отсутствие в районе значительных магнитных аномалий позволяет отрицательно оценить перспективы его на обнаружение промышленных месторождений титаномагнетитовых руд.

Проявления полиметаллических руд и меди на территории листа относятся к гидротермальному типу. Поскольку масштабы гидротермальной медной и полиметаллической минерализации, приуроченной в основном к узким зонам катаклаза северо-восточного простирания, в районе незначительны, перспективы его на гидротермальные месторождения полиметаллических руд и меди оцениваются отрицательно.

По геологическим предпосылкам и поисковым признакам в районе имеются благоприятные условия для формирования скандиновских месторождений свинца и цинка. Так, в бассейне правого притока р. Бол. Чагдах близ западной границы листа в пределах вывального здесь метабазитового орогена рассеяны свинца и цинка интрузив раннемеловых гранодиоритов проявляет кристаллические сланцы, мраморы и кальцифиры хушурканьской свиты. Вдоль западного контакта этой интрузии на определенной территории обнаружено перспективное полиметаллическое скандиновское проявление свинца и цинка /34/, что позволяет рекомендовать эту площадь для постановки поисковых работ масштаба I:50 000.

Молибденовая минерализация тяготеет к экзо- и эндоконтактам меловых интрузив гранитоидов. Наличие в районе шиховых ороенов рассеяния молибденита, широкое развитие интрузив гранитоидов Джугджурского комплекса и позднемеловых лейкократовых гранитов, выходящих в зоне Становика - Джугджура молибденоносными, проявления гидротермальной молибденовой минерализации свидетельствуют о перспективности площади на молибден. Однако при современной степени изученности ее не представляется возможным наметить конкретные участки для постановки поисковых работ.

Рудопроявления золота с наиболее высокими содержаниями металла (10-20 г/т) приурочены к маломощным (до 1,4 м) кварцево-сульфидными жилами. Эти проявления недостаточно изучены для оценки их перспектив и на них необходимо провести дополнительные исследования и опробование с применением поверхностных горных выработок. В окрестностях этих проявлений встречаются многочисленные разломы и локальные зоны катаклаза северо-восточного и субширотного простирания, к которым могут быть приурочены золоторосные кварцевые жилы. В шиховых пробах, отобраных в современном аллювии рек Сехтал, Шавлицкий, Нимнярхей, часто присутствует золото. Таким образом, по геологическим предпосылкам и поисковым признакам площадь, охватывающая бассейн рек Шавлицкий, Сехтал и частично Нимнярхей, перспективна на рудное золото и может быть рекомендована для постановки поисково-съемочных работ масштаба I:50 000. Некоторые исследователи /12/ связывают золоторосность зоны Становика - Джугджура с диффундирующими породами. В зоне Станового глубинного разлома золота обнаружено лишь в окварцованных и пиритизированных диффундирах на р. Мае. В окрестностях этого проявления необходимо провести поиски и опробование диффундиров с целью уточнения масштабов золоторудной минерализации. Диффундирующие породы краевой части Чотарской

глибы, по-видимому, бесперспективны на рудное золото из-за весьма незначительных масштабов сульфидной минерализации в них. Этот вывод подтверждается органолептическими результатами массового опробования дилфторитов по рекам Чотар и Чотар-Макит.

Золотоносность вливия большинства рек района изучена слабо. Единичные поисковые линии буровых скважин и шурфов пройдены лишь в долинах рек Наму и Нимняркай /36/, в которых в ряде случаев установлено содержание золота до 60 мг/м³ песков. С геологических и геоморфологических позиций долины рек Наму, Нимняркай, Чотар, Эдигу-Чайдах в целом благоприятны для формирования россыпей. В бассейнах этих рек проявлена гидроермальная минерализация, иногда с признаками золотого оруденения. Реки имеют сравнительно широкие долины со зрелыми формами рельефа; в широко разветвленных русловых и пойменных отложениях шихховым опробованьем часто устанавливается присутствие золота. Исходя из этого участка, благоприятные для формирования и сохранения россыпей золота, намечаются в долинах нижнего течения р. Наму, р. Нимняркай - на интервале от устья р. Анйкан до южной границы района, р. Чотар - в пределах шиххового орола рассеяния золота, р. Эдигу-Чайдах - близ устья ручья Амуксан и Микитик, где, по мнению К. В. Гроховского /32/, золотоносность вливия возрастает с глубиной. Возможные типы россыпей здесь - пойменные, косовые.

Редкоземельная минерализация на территории листа приурочена к архейским ультраметаморфическим гранитам, пегматитам и зонам раннепротерозойского кремне-кальцевого метасоматоза. Минерализация первого типа, по-видимому, бесперспективна из-за мелкозернистого характера проявлений и низких содержаний в них полезных компонентов. Более перспективной представляется раннепротерозойская метасоматическая минерализация. В породах из зон кремне-кальцевого метасоматоза в бассейне р. Ванга и на р. Мае часто отмечаются повышенные содержания (до 3%) редких земель, в связи с чем площади, охватывающая междуречье Маи - Ванга, рекомендуется для постановки поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000.

Мусковитоносные пегматитовые жилы широко развиты среди нижнепротерозойских образований района. Особенно многочисленны они в полосе выхода пород куманской свиты в бассейнах рек Эдигу-Чайдах, Чотар-Макит и руч. Микитик. В этой полосе широко развиты некрупные пластовые тела раннепротерозойских двуслюдяных гранитов, с которыми связаны слюдоносные пегматиты. Пегматиты, в том числе и мусковитовые, образуют в районе сравнительно мощные (до 20 м) зональные жилы в ядрах небольших (до 200 м) складок и впадо-

чек мощных однородных пачек метаморфических пород. Такие складки и мощные папки пород характерны в основном для куманской свиты. В сиваканской и даблинской свитах тонко переслаивающиеся породы сматы обычно в мелкие (до 10 м) складки и в них локализованы, хотя и многочисленные, но маломощные (до 1 м) недифференцированные жилы пегматитов с невысоким содержанием мусковита.

Учитывая эти данные, а также широкое развитие пегматитов в бассейнах рек Эдигу-Чайдах, Чотар-Макит и руч. Микитик, перспективна этой площади на мусковит оцениваются положительно. Здесь рекомендуется провести поиски масштаба 1:25 000. Перспективность большей части района на слюду недостаточно ясна. В бассейнах рек Ванга, Салги и на р. Мае известны слюдоносные пегматиты, но мусковит во всех проявлениях в той или иной степени деформирован.

Широкое развитие в верхнем течении р. Чотар жильного кварца с признаками хрусталенности и нахождения крупного обломка монокристалла, отвечающего по своим физическим свойствам высшим сортам горного хрусталя, позволяют считать бассейн верхнего течения р. Чотар перспективным на пьезокварц. Геологическая обстановка здесь в целом благоприятна для формирования хрусталеносных погребов, так как среди архейских пород преобладают тнейсы с высоким (до 30%) содержанием кварца. На этой площади рекомендуется проведение специализированных поисков.

Таким образом, на основании анализа геологических структур и признаков рудной минерализации на территории листа могут быть выделены следующие рудоносные площади (рис. 3).

Рудоносная площадь А-П в бассейнах рек Эдигу-Чайдах, Чотар-Макит и руч. Микитик перспективна на слюду. Здесь требуется постановка поисковых работ масштаба 1:25 000 с применением поверхностных горных выработок и геофизической разведки.

Площади А-Ш, на которых в благоприятной геологической обстановке имеются признаки рудной минерализации, выделены в верховье р. Чотар (на горный хрусталь), на правобережье р. Бол. Чайдах (на полиметаллические руды), в междуречье Маи - Ванга (на редкие земли), в бассейне рек Нимняркай, Шавлицкий и Сехтап (на золото). Они рекомендуются для постановки поисков и геологической съемки масштаба 1:50 000. Остальная часть территории листа отнесена к недостаточно изученной площади В, к уже обследованной с негидрогенным оруденением площади В-И и к площади В-П, геологическое строение которой, по известным в настоящее время данным, неблагоприятно для промышленной концентрации рудных элементов. На перспективных площадях А-П и А-Ш рекомендуется проведение геологической съемки масштаба 1:50 000 первой очереди, а на недо-

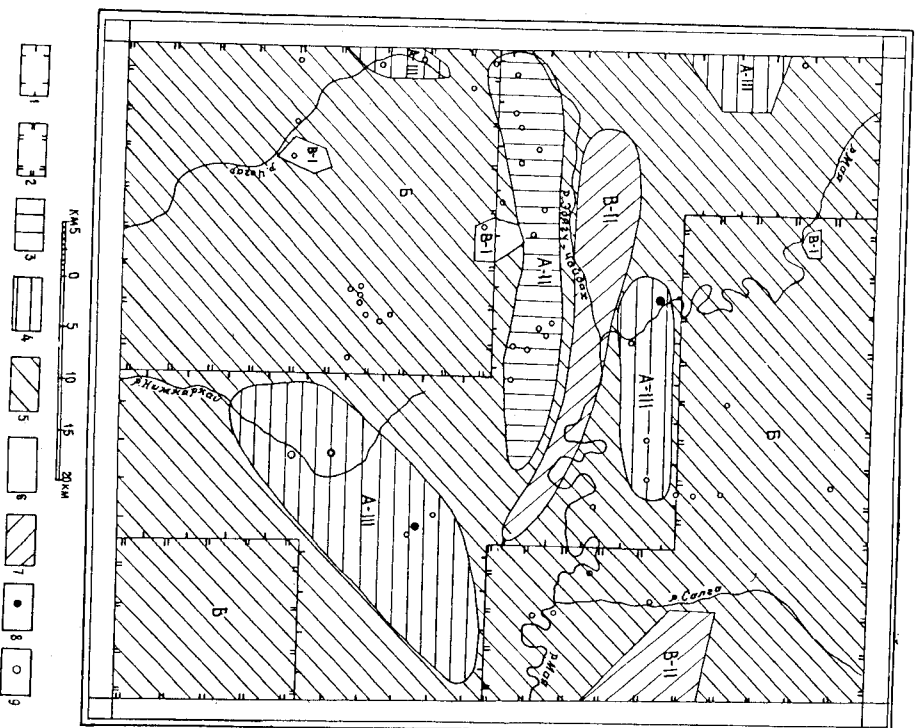


Рис. 3. Схема прогнозной оценки района

Площади, рекомендуемые для постановки геологической съемки масштаба 1:50 000: 1 - первой очереди, 2 - второй очереди; площади, перспективные для выделения месторождений подземных ископаемых: 3 - площади А-I выхода рудомещающих пород и олоуприит-рудомещающих пород и олоуприитных структур, 4 - площади А-III выхода рудной минерализации; 5 - площади В, недостаточно изученные для определения их промышленных перспектив и рекомендуемые для коллоидального шихового, металлометрического опробования; площади, не требующие постановки поисковых работ: 6 - площади, уже обследованные, на которых рудопроявление изучены и построены открытые результаты; 7 - площади В-II, геологическое строение которых, по известным в настоящее время данным, не благоприятно для промышленной концентрации рудных элементов; прочие заявки: 8 - неконкретные проявления, рекомендуемые для дополнительного опробования с применением поверхностных горных выработок, 9 - незначительные проявления.

тачно изученной площади В - второй очереди с применением дополнительного шихового и металлометрического опробования.

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

1. Бельтнев Е.Б., Лебедев Е.Д. Новые данные о возрасте вулканических образований Западного Приохотья. Докл. АН СССР, т. 182, 1968, № 2.
2. Гамален В.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Джугджурская, лист N-53-I. М., 1969.
3. Гиммельфарб Г.В., Белонжко Л.В., Забордин Д.В. и др. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Становая. Лист N-52-VI. М., 1969.
4. Геологическая докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. "Наука", 1968.
5. Глебовички В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д. и др. Последовательность геологических процессов в южном обрамлении Алданского шита и геохронологические данные. В кн.: Абсолютный возраст докембрийских пород СССР. "Наука", 1965.
6. Головкин С.В. Карта аномального магнитного поля и карта графиков дТ территории листа N-53-VI, 1962.
7. Дзевановский Д.К. Геология западной окраины Станового хребта. - Всп. ВСПЕИ, № 1, 1959.
8. Другова Г.М., Нелов А.Н. Полиметаморфизм докембрийских образований южной части Алданского шита и Станового хребта. - Тр. ДЛГЕИ АН СССР, вып. 11, 1961.
9. Зубков В.Ф. Государственная геологическая карта СССР, серия Джугджурская. Лист N-53-IV. Геолгеохиздат, 1962.
10. Казмин Д.В. Становой глубинный разлом, его развитие и влияние на магматизм и металлогению. - Тр. ВЛГТ, вып. 8, 1962.
11. Казмин Д.В., Филиппов И.З., Гиммельфарб Г.В. Новые данные по стратиграфии архея восточной части Алданского шита. - Тр. ВЛГТ, вып. 8, 1962.
12. Коржинский Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. "Стратиграфия СССР", т. 1. Изд. АН СССР, 1939.
13. Корюковски С.П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта. - Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та АН СССР, серия геол., вып. 5, 1962.

14. Красный Д.И. Обязательная записка к листу N-53 (Шантарские острова). Геотеолтехиздат, 1955.

15. Деников А.М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. "Наука", 1968.

16. Мельников М.П. Описание Якутской экспедиции (1851 г.) покойного горного инженера Н.Г.Меглицкого, составленное по его отчетам, дневникам и коллекциям. - Горный журнал, № 7-8, 1893.

17. Мошкин В.Н. Докембрий. Хребты Становой и Джугджур. - В кн.: Геологическое строение СССР, т.3. Геотеолтехиздат, 1958.

18. Мошкин В.Н., Шпак Н.С. Раннедокембрийские метаморфические образования восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджура. - В кн.: Докембрий восточных районов СССР. - Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, т.122, 1967.

19. Мошкин В.Н., Дагелаяская И.Н., Зленко Н.Д. Раннедокембрийские интрузивные образования хр. Джугджура и восточной части хр. Станового. - В кн.: Докембрий восточных районов СССР. - Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, т.122, 1967.

20. Васказов Ю.П. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Станового и Тукурингра. Автореф. дисс. на соиск. степ. канд. геол.-минералог. наук, 1968.

21. Рудник В.А. О проявлении ультраметаморфизма и аналексиа в юго-восточной части Алданского шита. - В кн.: Докембрий восточных районов СССР. - Тр. ВСЕГЕИ, нов.серия, т.59, 1961.

22. Судовиков Н.Г., Нелов А.Н. О возрасте станового комплекса. - Тр. ДЛГЕД АН СССР, вып. 12, 1961.

23. Тернер Ф.Дж. Пересмотр метаморфических фаций. В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд, т.1. Изд. АН СССР, 1961.

24. Шиханов В.В. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Джугджурская, лист N-53-Ш. Геотеолтехиздат, 1962.

25. Шпак Н.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Джугджурская, лист N-53-П. Геотеолтехиздат, 1963.

Фондовая х/

26. Аносов Н.П. Рапорт о работе Амурской поисковой партии в верховьях реки Май и Уды. 1958, № 652.

27. Берштейн П.С. Геологический очерк средней части бассейна р. Уд. 1936, № 03455.

28. Брагинский С.М. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Удская, лист N-53-ХШ. 1967, № 0327.

29. Васьякин А.Ф., Григорьев В.Б., Гончаров В.В., Дордик Е.И. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Май и Чогара. 1970, № 014073.

30. Годзевич Б.Д. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Май-Половинной. 1970, № 0491.

31. Гончаров Б.Н., Козырева И.В., Давышук В.П. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Немерикан и Тулканчан. 1970, № 0454.

32. Троховский К.В. Отчетные материалы по поисково-разведочным работам, проведенным экспедицией ВАСГО в бассейне р. Уд с 1909 по 1912 г. 1912, № 206. Теодфонд треста "Амурзолото".

33. Денисов С.В., Кузнецов Б.П. Результаты поисков россыпных и рудных месторождений золота в бассейне левых притоков р. Май (рр. Кононныи, Чеборкан, Салга, Кун-Манье) и в верховьях р. Эльги в 1965-1966 гг. 1967, № 012539.

34. Карсак в Д.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Становая. Лист N-52-ХП. 1970, № 0501.

35. Купер-Кониин В.В. Отчет о полевой работе Удской поисковой партии. 1926, № 433.

36. Кушелеван В.Н. и др. Отчет о результатах поисков россыпных месторождений золота в бассейнах рек Чогара и Удыкна. 1967, № 012556.

37. Кянин А.И. Результаты правительственной съемки масштаба 1:1 000 000 в бассейне верхнего течения р. Зей, в бассейнах рек Уд, Учур и Ам и на правобережье р. Алдан. Отчет северной партии за 1968-1969 гг. 1970, № 014053.

х/ Материалы, место хранения которых не указано, находятся в фонде Дальневосточного ЦПО.

38. Мошкин В.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р.Маи-Половинной. 1953, № 04082.

39. Фролов Ф.С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Удская, лист N-53-XIV. 1967, № 0375.

40. Херувимова Е.Г., Дарионов В.А., Моралев В.М. Отчет по аэромагнитным работам, проведенным в восточной части Аджанского шта. 1957, № 5971.

41. Челыгин В.Е., Орлов В.И., Сигров В.Ф., Шаров Л.А. Геологическое строение и полезные ископаемые рек Удкына и Удкына. 1969, № 013421.

42. Шапочка И.И. и др. Отчет о результатах работ Амгуньской партии за 1958-1960 гг. 1961, № 09666.

Приложение

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-53-УП КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение проявления)	Ссылка на лист-рауту (номер по списку)	Примечание
И-1	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
Железо и титан				
И-1	10	р.Чогар-Макит	29	Прослой (6 м) кварцитов с магнетитом и титаномагнетитом (25-30%)
Ш-1	1	Водораздел рек Чо-гара и Лучи	29	Прослой (1,4 м) кварцитов с титаномагнетитом (25-30%)
Ш-1	2	хр.Дугудыр	29	В Дельвии обломки кварцитов с титаномагнетитом (25-30%)
Ш-1	3	"	29	То же (20-25%)
Ш-1	8	р.Чогар	29	То же

1	2	3	4	5
III-2	I	Междуречье Чога-Макит и Чогама-Макит	29	В дельтине глибы кварцитов с титаномалнетитом (20-60%), $Fe_2O_3 = 62\%$
III-2	3	р. Джалгарма	29	Плитообразное тело (I4 м) рудных пироксенитов с содержанием $Fe_2O_3 = 23,81\%$, $TiO_2 = 7,86\%$
III-2	4	"	29	Плитообразное тело (I2 м) рудных пироксенитов с титаномалнетитом и ильменитом (35-40%)
III-2	5	"	29	Плитообразное тело (6 м) рудных пироксенитов с титаномалнетитом и ильменитом (25-30%)
III-2	6	"	29	В дельтине глибы рудных пироксенитов с титаномалнетитом и ильменитом (20-25%)
III-2	7	"	29	Плитообразное тело (II м) рудных пироксенитов с содержанием

1	2	3	4	5
III-2	8	р. Джалгарма	29	Плитообразное тело (24 м) рудных пироксенитов с содержанием $Fe_2O_3 = 31,11\%$, $TiO_2 = 8,21\%$
III-3	2	Водораздел рек Лев. Нимняркай и Лев. Шавлицкий	29	В дельтине глибы рудных пироксенитов с содержанием $Fe_2O_3 = 30,43\%$, $TiO_2 = 8,04\%$
III-3	4	Водораздел рек Лев. Нимняркай и Прав. Шавлицкий	29	В коренном залежании тело (II м) пироксенитов с содержанием $Fe_2O_3 = 17,71\%$
IY-1	1	р. Чогад	29	В дельтине глибы кварцитов с титаномалнетитом (20-25%)
IY-1	2	"	29	Прослой (4 м) кварцитов с титаномалнетитом (30-35%)
IY-1	4	"	29	Прослой (4 м) кварцитов с содержанием растворимого железа 34,84-40,70%, титана 0,56-0,58%

1	2	3	4	5
I-2	I	р. Джалгарма	29	Плюгообразное тело (1,5 м) рудных пироксенитов с содержанием $Fe_2O_3 = 42,65\%$, $PtO_2 = 20,01\%$
I-1	I	р. Бол. Чандрах	29	Кварцевая жила (0,8 м) с содержанием меди 0,5%
I-3	2	р. Ага	29	Кварцевая жила (0,4 м) с содержанием меди 0,5%
II-4	I	р. Салга	29	Зона (3 м) окварцевания и притизации с содержанием меди 0,2-0,7%
III-1	5	р. Чогар	29	В деловин граноткварца с содержанием меди 0,1-0,3%
III-2	9	"	29	То же
III-2	2	р. Джалгарма	29	То же, 0,3%
Ц в е т н ы е м е т а л л ы				
Цинк				
I-1	2	Междуречье Бол. Чандрах-Утанах	29	Металлометрический оруд рас-сечения цинка и свинца

1	2	3	4	5
III-3	5	р. Нижняркай	29	Сульфидизированные туфы на площади 0,3 км ² . Содержание цинка 0,05-0,2%
II-1	I	руч. Утанах	29	Шликовой оруд
II-3	4	р. Ванга	29	То же
II-4	3	руч. Виракан-Дули	29	"
III-3	I	руч. Лев. Шавлицкий	29	Шликовой оруд
IV-3	8I	р. Нижняркай	29	То же
I-3	I	р. Ага	33	Шликовой оруд фер-туссонита
I-IV	I	р. Салга	33	Шликовой оруд
II-2	I	р. Мад	29	Зона (200 м) притизированных диатритов, содержащих 1-3 г/т золота
III-1	7	р. Чогар	29	Шликовой оруд
III-1	4	р. Чогар	29	"
III-3	3	руч. Прав. Шавлицкий	29	Кварцевая жила (1,4 м) с содержанием 10 г/т золота

Р е д к и е м е т а л л ы

Моллибден

Золото

Редкие земли

Ш-4	1	руч. Грав. Шалыцкий	29	Шликовой оруд
Ш-4	2	руч. Лев. Нимирская	29	То же
У-1	3	р. Чогар	29	"
У-1	5	"	29	"
У-3	1	р. Нимирская	29	Кварцевая жила (0,18 м) с содержанием 20 г/т золота
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Слюда				
I-3	3	р. Агата	29	Петматит с муско-внтом
I-3	4	"	29	То же
I-3	5	р. Ванга	29	"
II-1	2	р. Эдугу-Чайдах	29	Петматит с муско-ковитом
II-1	3	"	29	То же
II-1	4	Междуречье Эдугу-Чайдах и Чогар-Макита	29	"
II-1	5	Междуречье Эдугу-Чайдах и Чогар-Макита	29	"
II-1	6	Там же	29	"
II-1	7	р. Эдугу-Чайдах	29	"

1	2	3	4	5
II-1	8	Междуречье Эдугу-Чайдах и Чогар-Макита	29	Петматит с муско-внтом
II-1	9	Вопораздел рек Лучи и Эдугу-Чайдах	29	То же
II-2	2	р. Мая	29	"
II-2	3	руч. Микитик	29	"
II-2	4	"	29	"
II-2	5	"	29	"
II-2	6	р. Чогар-Макит	29	"
II-2	7	руч. Микитик	29	"
II-2	8	"	29	"
II-3	1	р. Ванга	29	"
II-3	2	"	29	"
II-3	3	"	29	"
II-3	5	р. Мая	29	"
II-3	6	р. Амгускан	29	"
II-4	2	р. Мая	29	Петматит с муско-внтом
II-4	4	"	29	То же
II-4	5	"	29	"

1	2	3	4	5
Ш-1	6	р. Чогад Презоквард	29	Вагун монокри- сталла горного хрусталя

В брошюре пронумеровано 95 стр.

Редактор И.С. Дудорова
Технический редактор С.К. Леонова
Корректор Л.П. Сенникова

Дано в печать 27.05.81.

Подписано к печати 25.03.85.

Тираж 198 экз.

Формат 60x90/16

Печ.л. 6,0

Заказ 26 с

Центральное специализированное
производительное хозяйственное предприятие
объединения "Совгеоаэрофонд"

