

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ СТАНОВАЯ

Лист N -52-III

Объяснительная записка

Составители: *Г.Б.Тимельфарб, Е.Н.Калинов,*
Е.Е.Федоров
Редактор *Ю.К.Дзевановский*

Утверждено Научно-редакционным советом
ВСЕГЕИ 16 апреля 1964 г., протокол № 17

МОСКВА 1969

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-52-III относится к Тимптонскому району Якутской АССР и Зейскому району Амурской области и ограничена координатами 55°20'-56°00' с.ш., 128°00'-129°00' в.д.

Через площадь листа, почти по его середине протягивается Становой хребет, имеющий здесь абсолютные высоты 1200-1600 м (до 1644,7 м). Его предельно сильно сложен, плоский, с небольшими куполовидными вершинами. Склоны хребта пологие, в той или иной степени расчлененные. К северу и югу от Становика отходят многочисленные строгги, часто имеющие вид небольших горных гряд с изогнутой осевой линией. Кроме Станового хребта, главнейшей физико-ортографической единицы района, в северо-восточном углу территории листа выделяется небольшой горный узел с холмовыми вершинами (абсолютные высоты 1500-1624 м), круглыми склонами и глубоко врезаемыми левыми притоками р. Алынок. В юго-западном углу на фоне пониженного рельефа возвышается массив горы Куртак (1200 м) с круглыми труднопроходимыми склонами.

Речная сеть принадлежит к двум крупнейшим водным системам Восточной Сибири - рекам Алдану и Амуре, водоразделом которых является Становой хребет. Наиболее крупными реками района являются р. Сутам и ее правый приток р. Нуям, а также р. Нульмута с притоками Усун и Вильчага. Река Сутам протекает на небольшом участке северо-западного угла территории листа. Это довольно широкая подноводная река со средней скоростью течения 0,8-1,0 м/сек. Часто плесы чередуются с порогами и шиверами. Глубина реки 1,0-1,5 м, ширина русла 100-150 м. Река Сутам за пределами района принимает в себя крупный правый приток р. Нуям, протекающий на значительном отрезке восточной части территории листа N-52-III. Притоками реки Сутам являются также реки Бол.Дуурка с р. Кютки,

Мутыкта и Дээр-Качан. Остальные реки северной части района (Нур-Ямкан с Делингой, Оюндрак с Налдингой, Кавикин, Колбаги, Бадис, Кучу, Агынж с притоками Ольбути и Чопо) являются притоками р. Нуям. На южном склоне хр. Станового берут начало реки Мульму-та со своими крупными притоками — рр. Вильчата, Нельга, Усаун, Утуей. Все реки имеют типичный горный характер: многочисленные утесы и пороги чередуются с плесами, а сами реки обладают неравномерным стоком, что объясняется режимом их питания. Зимой все реки, кроме Сутам, промерзают. Весной в связи с таянием снега наблюдается мощное, но короткое половодье. Наиболее высокие паводки вызываются атмосферными осадками в середине лета, когда уровень воды рек поднимается на 2-4 м.

Климат района резко континентальный. Среднегодовая температура, по данным ближайших метеостанций, -3-7° (Боннак) и -12,5° (Токо), максимальная для Боннака +27,0° (август) и для Токо +14,8° (июль), минимальная в январе соответственно -29,4° и -42,2°. Количество осадков колеблется от 340 до 500 мм с крайне неравномерным их распределением в году. Более 80% осадков приходится на летние месяцы. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает почти повсеместное развитие многолетней мерзлота. Суворый климат и многолетняя мерзлота затрудняют процессы почвообразования и обуславливают развитие лишь неприхотливой растительности. Торный же характер рельефа предопределяет вертикальную зональность раскидчатого покрова. По долинам рек на маломощных (15-30 см) супесчаных и суглинках почвах растут лиственница, сосна, береза, осина, черемуха, ива, шиповник, жимолость, смородина. Лиственничные леса распространяются до высоты 1200 м. Выше лиственница постепенно исчезает. Возвышенности с высотой 1300-1400 м в основном покрыты труднопроходимыми зарослями стланика с редкими участками ольхи и березки. На наиболее высоких участках (1400-1500 м) располагается гая называемый голубой понос с тундровой растительностью. На некоторых участках долин и склонов широко развиты мари с мощным моховым покровом и редкими унетенными лиственницами. Наиболее сухие участки мари покрыты ягелем, являвшимся основным кормом оленей. Травяной мир относительно беден и малочислен. Здесь встречаются лось, дикий олень, кабарга, коза, медведь, волк, лиса, соболь, колонок, белка, бурундук, полевая мышь. Из пернатых — гуси, утки, глухарь, урбички, куропатки, сойки, кедровки, дятлы и др. В реках водятся таймень, ленок, харюс, налим, щука. В районе много населенных мест: Комары, слепни, оводы, мошка.

Ближайший населенный пункт пос. Боннак находится в 80 км от южной границы территории листа на р. Зее. В нем имеется телеграф, школа, больница, несколько магазинов, клуб, электростанция. Пос. Боннак связан с районным центром, г. Зеей, регулярным народным и воздушным (самолет Як-12) сообщением. Неподалеку от описываемого района находится несколько брошенных поселков: Сутам (30 км), Чапа (22 км) и др. Непосредственно на площади листа сохранились небольшие поселки старателей, состоящие из нескольких еще пригодных для жилья домов. В летнее время район посещается оленеводами из Боннака, а зимнее — охотниками. Постоянного дорожного сообщения в районе нет. Имеется лишь взвешенные тропы или зимние нартовые дороги, местами сильно заросшие.

Территория листа из-за значительной удаленности от основных путей сообщения изучена довольно слабо. Исследования, проводившиеся в конце XIX и начале XX века, были связаны с поисками россыльного золота или носили в основном маршрутный характер. К числу последних относятся работы В. Н. Дудина (1849-1852 гг. (Анерт, 1909-1910) и В. Э. Анерта 1898 г. (1909-1910), проводивших исследования в бассейне рек Сутам, Нуям, Мульмута и Утуей и давших первые представления об орографии, геологическом строении и золотосносности района. С 1911 г. на впаде Якутии в течение ряда лет проводили исследования В. Н. Зверев (1928 г.), который впервые установил понятие "Алданская плита" и заложил основы стратиграфии края, выделив докембрийские, кембрийские, прские метаморфические и осадочные образования и порфириты неопределенного возраста. Организованная в 1925 г. под его руководством экспедиция (от треста "Алданзолото", ныне "Якутзолото"), занемалась обследованием золотороссыльных площадей впа Якутии (в том числе и территории листа М-52-III). Этот экспедицией была установлена связь россыпного золота с молодыми изверженными породами, что в дальнейшем обеспечило более рациональное направление поисков и открытие новых месторождений.

Большое значение для расшифровки геологического строения региона имеют работы Д. С. Коржинского (1933, 1936, 1939, 1945) проведившего маршруты на Алданском шите и на хр. Становом. Д. С. Коржинский положил начало расчленению архейского метаморфического комплекса, выделив в его составе три серии: пенрокум, типтонску и джелтулинскую. Им впервые приведены доказательства термического осадочного происхождения пород архей. Среди интрузий им выделяются щелочная и нормальная фации архейских гранитов и связанные с ними типы магматизации. Большое внимание в работах Д. С. Коржинского уделяется выяснению парагенетических закономер-

ностей минералогического состава кристаллических сланцев, анализу метаморфических процессов, а также некоторым вопросам тектоники докембрийских образований. Распространенные в пределах Становой хребта фидитовидные породы - "гнейсы" - Д.С. Коржинский рассматривает как продукт ретроградного метаморфизма архейских гнейсов и сланцев, переработанных "древнестановой" транзитом. На основании своих наблюдений Д.С. Коржинский впервые выделил область Становой протерозойской складчатости.

С 1986 по 1945 г. в бассейнах рек Тонам и Сугам и в верхнем течении р. Аптомы проводил геологосъемочные и поисковые работы А.И. Кукс (1986, 1989-1940, 1946, 1953 гг.), возглавлял в этот период ряд экспедиций и партий треста Якутзолото. А.И. Кукс (1939-1940 гг.) указывает на промежуточное положение описываемого района между Алданским шитом и Становой протерозойской складчатой областью. По его мнению, здесь преимущественным образом пользуются архейские метаморфические породы, прерываемые алмазитоидными транзитами и диоритами. В стратификации архейских образований А.И. Кукс придерживался схемы Д.С. Коржинского.

А.И. Кукс основное внимание уделял выявлению участков с промышленной концентрацией золота, а также геоморфологии и общей золотосности района. Коренными источниками золота, по его мнению, являются: 1/ зоны "гидротермальных гнейсов" ("гнейсоидов" или диафоритов Д.С. Коржинского); 2/ постмагматическая фаза мезозойского вулканизма; 3/ древние осадочные образования.

Большое значение имели геологосъемочные работы в масштабе 1:1 000 000 Ю.К. Дзевановского и В.Г. Ушаковой (1947), проводившиеся к северу от площади листа в бассейне р. Тонам. В их отчете впервые дается более детальное (до зыт) рассмотрение архейских образований. В 1948-1950 гг. указанные исследователи продолжали полевые работы на территории Алданского шита. Подготовлена Государственная геологическая карта СССР листа 0-52 и монография "Геология Алданской плиты" (Дзевановский, 1950). Представлена о стратификации архейских образований Ю.К. Дзевановский основывается на тщательном изучении литолого-петрографического состава и структуры метаморфических пород. Среди архейских магматических пород им выделены наиболее древние палингенные плагиотриптиты и мисокриновые алмазиты. Ю.К. Дзевановский было окончательно обособлено выделение Становой протерозойской складчатой области, оканчивающейся с юга Алданский шит.

В 1951-1952 гг. непосредственно к северу-западу от территории листа М-52-III проводил работы А.А. Каменский (1953г.) с

целью изучения перспектив железного оруднения. Он пришел к выводу, что магнетитосодержащие породы (часть с промышленной концентрацией железа), приуроченные к верхам интрузивной или низам гипитонской серии архея, являются результатом преобразования осадочных отложений в условиях регионально-метаморфизма с попутным наложением метасоматических процессов, связанных с внедрением архейских транзитов.

В 1952 г. на юго-восточной окраине Алданского шита начинает проводиться геологические работы В.Н. Мошкин (1956, 1961 гг.). Откартированные им архейские метаморфические образования подразделены на две толщи: нижняя - двуцирковский-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы и верхняя - гранатовые гнейсы. Эти толщи соответственно сопоставляются с гипитонской и желтухойской сериями архея Алданского шита. Им разработана также структура нижнего протерозоя для юго-восточной окраины Алданского шита. Среди магматических образований В.Н. Мошкин выделяет архейские, протерозойские и мезозойские интрузии. В.Н. Мошкин доказал, что геологическое строение юго-восточной оконечности Алданского шита в основных чертах сходно со строением центральной и западной его частей. Кроме того, он подтвердил наличие регионального структурного шва между Становой складчатой областью и Алданским шитом. Им подготовлена к изданию геологическая карта листа М-52 в масштабе 1:1 000 000.

В 1953 г. в верхних частях рек Мульмути и Мульмутаган на описываемой площади проводил геологическую съемку в масштабе 1:1 000 000 В.Ф. Зубков (1953г.). Глубоко метаморфизованные породы отнесены к нерасчлененному архею. Интрузивные образования условно подразделены на палеозойские и мезозойские.

С 1952 г. в южной части Якутии ВЛТУ начинает проводить систематическое геологическое картирование в масштабе 1:200 000. В.В. Архангельской (1954г., 1955г.), Н.С. Шлак (1955г.), Т.С. Долгих (1959 г.) и В.М. Гольденбергом (1955г.) были закартированы площади листов 0-52-XXXI, XXXII, XXXIV. В своих построениях автор придерживался стратиграфических схем Д.С. Коржинского и Ю.К. Дзевановского. В 1955-1956 гг. были проведены редакционно-узнавочные работы и подготовлены к изданию упомянутые выше листы Геологической карты СССР масштаба 1:200 000, принятые НРС ВЛТУ в 1957г.

На северной половине листа и на сопредельных с запада площадях М.М. Лебедев (1957г.) проводилась комплексная геологическая съемка масштаба 1:1 000 000. Выводы М.М. Лебедева о геологическом строении района не имеют существенного значения, а его стратиграфическая схема архейских образований не может быть при-

а также с разрывными нарушениями. Особенно отчетливо поля с ориентальными значениями оконтуриваются в юго-западной углу района, на площади распространения протерозойских гоним, а также в виде полого северо-западного простирания, вдоль развития протерозойских метаморфических образований и раннепротерозойских интрузий. Отдельные аномальные пологие пики, отмеченные в междуречье Нуям-Усман, возможно, фиксирует дайки и малые тела основных и ультраосновных пород палеозойского (?) возраста, не оконтуриванные вследствие плохой обнаженности. Такие интрузии распространены на соседней с востока территории (Казмин, 1963). Значительные пологие значения (до 11000 галл) ложатся также на выходы магнетитсодержащих пород, широко развитых среди глубоко метаморфизованных образований архея в бассейне рек Кыты и Б.Давурки (см. рис. 1).

В северной половине территории листа в 1960 г. проводили геологосъемочные работы масштаба 1:200 000 Е.Н. Калтанов и др. (1961 г.). На закартированной площади были выделены архейские и протерозойские метаморфические образования, расчлененные в соответствии со схемой И.К. Дзевановского. Изверженные породы, занимающие большую часть заснятой территории, были подразделены на архейские, нижнепротерозойские и мезозойские образования. Были выявлены многочисленные коренные рудопроизводящие рудоземельные элементы, железа; в шихтах отмечаются золото, киноварь, молибденит, шевелит, цинкон, ортит, монацит, хромит, вильменит. Летом 1961 г. авторами данной записки была закартирована в масштабе 1:200 000 южная половина листа N-52-III и одновременно проведены редакционно-уязвочные маршруты на его северной половине. В этом же году на смежных к западу и востоку территориях аэрогеологической экспедицией № 4 проводились геологосъемочные и редакционно-уязвочные работы в масштабе 1:200 000 под руководством М.З. Глуховского (1963) и И.В. Казмина (1963). В результате работ 1961-1962 гг. были получены материалы по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым района, которые послужили основой для составления и подготовки к изданию Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000 листов N-52-III, IV. В 1954 г. Н.С. Шпак (1955 г.) на непосредственном продолжении полого выходов улуучинской свиты (лист O-52-XXXIII) в северозападном направлении была оконтуривана свита Долгу, а между южноулуучинской и вернееулуучинской свитами - уленская свита. Однако наличие свит уленской и Долгу не подтверждено в разрезе архея Алданского шита. Этим объясняется несоблюдение по границе листов N-52-III и O-52-XXXIII. Н.С. Шпак рисует в архее пологие от-

рокинутае складки, что приводит к неправильному пониманию стратиграфической последовательности свит. Работами авторов настоящей записки, по многочисленным замерам элементов залегания, установлено, что породы архея образуют крупную синглизальную складку с углами наклона, на северо-восточном крыле, не превышающими 30°.

СТРАТИГРАФИЯ

Стратифицированные образования района представляются метаморфическими породами архея и нижнего протерозоя, вулканогенными образованиями нижнего мела и четвертичными отложениями.

А Р Х Е Й С К А Я Т Р У П П А

Т и м п т о н с к а я с е р и я

Тимптонская серия, широко распространенная на северной половине территории листа, представлена различными по составу кристаллическими сланцами и плагитогнейсами. Эти породы, первоначально метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, в дальнейшем подверглись процессам гранитизации и частичного регрессивного метаморфизма в условиях видфоболитовой фации. Простирание архейских пород в основном северо-западное. Архейские гонимы свиты крупную Южтинскую синглизаль, осложненную более мелкими складками^х. В бассейне рек Вол. Давурки и Юкты гнейсы и сланцы, в результате воздействия на них алеситовых гнейсов архейского возраста, на отдельных участках превращены в мигматиты.

По комплексу петрографических признаков и структуре можно отнести в тимптонской серии выделяются: улуучинская, южноулуучинская, вернееулуучинская и юрджанская свиты.

Улуучинская свита (A¹²). Выходы улуучинской свиты в плане образуют широкую полосу, вытянутую в северо-западном направлении от верховьев р. Алгома через водораздел рек Чопо и Олбути к долине р. Нуям. В ее составе выделяются: гранатовые, биотит-гранатовые гнейсы, гипертен-гранатовые кристаллические сланцы, с прослоями биотитовых гнейсов и магнетит-гипертеновых кристаллических сланцев, редкие линзы кальцифиоров. Выходы нижних

^х/ Расположение структур показано на тектонической схеме

(рис. 2).

горизонтов удунчинской свиты в пределах площади листа отсутствует.

Вулк. частный разрез средней части удунчинской свиты по р. Нунь и правому притоку р. Олябуги (снизу вверх):

1. Магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы 25 м
 2. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы со спорадически встречающимися лейкократовыми гранатовыми гнейсами 30 "
 3. Чередушмисея магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы, гранатовые гнейсы и магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы 40 "
 4. Гранатовые гнейсы с розовым гранатом 50 "
 5. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы 30 "
 6. Бурые магнетит-двуцирконосные кристаллические сланцы 40 "
 7. Магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы, интенсивно инфильтрованные лейкократовыми гранатами и петрококковыми жилами 170 "
 8. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы, чередушмисея с гиперстеновыми гнейсами 100 "
 9. Чередушмисея магнетит-гиперстеновые и магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы 140 "
 10. Зеленоватое-серые магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы 30 "
 11. Магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы 50 "
 12. Массивные магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы 60-70 "
- Общая мощность по разрезу 735 м.
- Более высокие горизонты удунчинской свиты вскрываются по р. Нунь в 4 км ниже устья р. Керенао (снизу вверх):
1. Гранатовые гнейсы с редкими прослоями биотитовых гнейсов и одним 2-метровым прослоем светловых кальцифиров 150 м
 2. Гранатовые гнейсы и магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы 100 "
 3. Биотит-гиперстеновые гнейсы 60-70 "
 4. Магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы с прослоями биотит-гиперстеновых гнейсов 200 "
 5. Массивные темно-серые мелкозернистые магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы 220 "

6. Гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы . . . 150 м
 7. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы . . 150 "
 8. Мраморы 2,5 "
 9. Гранатовые гнейсы 5 "
- Общая мощность по разрезу 900 м.
- Верхняя часть удунчинской свиты, обнажающаяся по р. Нунь, в 1,5 км выше устья р. Кучу, отличается от описанной выше большей мощностью разнообразных пород, мощность паечей мраморов достигает 10-15 м.

Видимая мощность удунчинской свиты около 1700 м.

Магнетит-гранат-гиперстеновые и магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы - массивные породы темно-серого с желтоватым оттенком цвета с гранобластовой и гетеробластовой структурой. Они состоят из андизина №31-52 (50-70%), двойникованного по альбитовому, реже альбит-эстерельскому закону, гиперстена (25-40%), характерным углом $2\gamma = 58^\circ$ и $дг-др = 0,022$, магнетита (до 10%) и граната (5-10%). В редких случаях присутствует моноклинный пироксен и зеленоватое-бурая роговая обманка.

Гранатосодержащие гнейсы (гранатовые и биотит-гранатовые) имеют гранобластовую, лепидо-гранобластовую, реже гранулитовую структуру. Они состоят из опитоклиза №26, реже андизина №32 (40-60%), кварца (15-20%), калиевого полевого шпата (3-20%), граната (10-30%), биотита (1-20%). Изредка отмечаются гнейсы, содержащие незначительное количество графита. Аццесорные минералы - пирокс и рутил. Биотитовые гнейсы имеют тот же минералогический состав, исключая гранат. Магнетит-двуцирконосные кристаллические сланцы описываются при характеристике пород нижесуннатинской свиты, в составе которой они преобладают.

Среди карбонатных пород отмечаются форстерит-диопсидовые и энтопидит-диопсидовые мраморы неравнозернистости, светло-серые, желтовато-серые с гранобластовой, реже порфиробластовой и пойкилобластовой структурой. Преобладающими минералами являются: кальцит (70%), реже доломит; диопсид (12%), характерным углом $2\gamma = 58^\circ$, $д:дг = 38^\circ$; форстерит (10%), с весьма высокой интерференционной окраской ($дг-др = 0,033$, $2\gamma = 10^\circ$); иногда скаполит (5-8%). Аццесорные минералы - рутил, шпинель. По форстериту развивается серпентин.

Нижесуннатинская свита (А_{7с}) с постепенным переходом залегает на удунчинской и выходит на поверхность на двух разоблаченных участках: в долинах рек Андзаяна и Чоно, а также в бассейне р. Кучу. Нижесуннатинская свита представлена магнетит-двуцирконовыми кристаллическими сланцами с редкими прослоями гипер-

становых и гранат-гиперстеновых гнейсов, а также Биотит-двушпи-
роксеновых кристаллических сланцев. Наиболее полный разрез ниж-
несульфидной свиты наблюдается по долине р.Кучу, где на углу-
чинской свите (граница между свитами проводится по исчезновению
в разрезе существенно гранатовых пород) заглавств:

1. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы. . . 260 м
2. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы, перешедшие с гиперстеновыми гнейсами, подос-
частями, лейкократовыми. 200 "
3. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы. . . 180 "
4. Магнетит-гранат-двушпироксеновые кристалличе-
ские сланцы. 20 "
5. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы. . . 80 "
6. Пережидшиеся магнетит-гиперстеновые и магне-
тит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы. 20 "
7. Однородные гиперстеновые гнейсы и магнетит-
гиперстеновые кристаллические сланцы 40 "
8. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы,
амфиболизированные и биотитизированные 100 "
9. Чередующиеся магнетит-гиперстеновые кристалличе-
ские сланцы и гиперстеновые гнейсы. 100 "
10. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы,
чередующиеся с гиперстеновыми гнейсами подосчастями, . . . 200 "
11. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы. . . 100 "
12. Магнетит-гранат-двушпироксеновые кристаллические
сланцы меланократовые. 100 "
13. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы
с небольшими прослоями магнетит-гранат-гиперстеновых
кристаллических сланцев. 80 "
14. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы,
амфиболизированные. 100 "
15. Чередующиеся магнетит-двушпироксеновые кристал-
лические сланцы и гиперстеновые гнейсы 120 "
16. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы
с редкими мелкими прослоями гиперстеновых гнейсов. . . 200 "
17. Амфиболизированные двушпироксеновые кристалличе-
ские сланцы. 100 "

Общая мощность нижнесульфидной свиты 2000-2500 м.
В нижнесульфидной свите четко выделяются две толши: ниж-
няя - существенно гиперстеновая, лейкократовая и верхняя - суще-
ственно двушпироксеновая, меланократовая. Обе толши хорошо про-
слеживаются по всей площади развития нижнесульфидной свиты.

Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы - генио-
серые и зеленовато-серые среднезернистые массивные породы, с
гранобластовой структурой. Они состоят из лабрадора № 58-65
(40%), гиперстена ($2v = 59$, $ng-pr = 0,018$), диопсида ($2v =$
 $= 42$, $C:Ng = 35$, $ng-pr = 0,014$), магнетита (10-15%). Количество
пироксена колеблется в пределах 30-50%; обычно гиперстена не-
сколько больше, чем моноклинового пироксена. Породу этого же со-
става, но содержащую биотит (как правило, магнетита в этом слу-
чае гораздо меньше) можно назвать биотит-двушпироксеновым кри-
сталлическим сланцем. Из акцессорных минералов присутствуют
сфен, циркон.

Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы аналогичны
таким же породам улучинской свиты и описаны при ее характери-
стике. Гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гнейсы будут характе-
ризованы при описании верхнесульфидной свиты, в составе ко-
торой они пользуются более широким распространением.

Породы улучинской и нижнесульфидной свит в широкой зо-
не, приуроченной к Становому разлому (долина р.Балис) подверг-
лись процессам диафтореза. По наличию участков слабо диафтори-
рованных кристаллических сланцев устанавливается принадлежность
их к породам той или иной свиты, так как сохраняются реликты
исходных минералов, замещаемых хлоритом (пироксен, роговая об-
манка, гранат, биотит), эпидотом и полизитом (полевые шпаты);
при этом даже при полном замещении часто сохраняется первичная
форма замещенного минерала.

Верхнесульфидная свита (A_{vs}). Монотонные гиперстеновые
сланцы верхнесульфидной свиты с постепенным переходом заглав-
ств на меланократовых двушпироксеновых сланцах нижнесульфидной
свиты. Выходы верхнесульфидной свиты занимают северо-западную
часть площади листа. В составе верхнесульфидной свиты присут-
ствуют: магнетит-гиперстеновые, гиперстеновые кристаллические
сланцы, гиперстеновые, гранат-гиперстеновые, реже биотит-гранат-
овые и биотит-гиперстеновые гнейсы. Свита хорошо обнажена.
Разрез нижней части верхнесульфидной свиты в верхней тектони-
ческой зоне (линия) и магнетит-двушпироксеновые кри-

1. Магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические
сланцы. 10 м
2. Мелкозернистые гиперстеновые кристаллические
сланцы, замещаемые латитом гранатовых и гиперстен-тра-
натовых гнейсов 150-200 "
3. Мелкозернистые гиперстеновые, биотит-гранат-
овые гнейсы (линия) и магнетит-двушпироксеновые кри-

сталические сланцы. 70-100 м
 4. Гиперстеновые гнейсы. На водоразделе рек Юкта и Б.Джурки они значительно гранитизированы. 240-250 м
 Выше лежащие горизонты описаны в среднем течении р.Б.Джурки

(снизу вверх):

1. Гиперстеновые гнейсы. 60 м
2. Чередушмися гиперстеновые гнейсы и магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы. 180 "
3. Гиперстеновые гнейсы. Прослой амфиболовых кристаллических сланцев. 90 "
4. Гиперстеновые кристаллические сланцы. 30 "
5. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы 80 "
6. Магнетит-гиперстеновые и гиперстеновые кристаллические сланцы. 200 "
7. Амфиболовые мигматиты 200 "
8. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы с прослоями магнетит-двушпироксеновых кристаллических сланцев. 200 "
9. Магнетит-гранат-гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы. Породы довольно лейкократовые. 80 "
10. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы 70 "
11. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы . 50 "
12. Магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы 180 "
13. Гиперстеновые гнейсы с прослоями магнетит-двушпироксеновых кристаллических сланцев. 40 "
14. Магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы . 150 "

Общая мощность по разрезу 1560 м.

Связи моногонна, и состав верхней ее части в общем сходен с приведенным разрезом.

Общая мощность верхнеэвкалиптической связи - 3000-3500 м.
 Магнетит-двушпироксеновые, гиперстеновые кристаллические сланцы, а также биолит-гранатовые гнейсы, аналогичны таковым в ниже лежащих связях.

Гиперстеновые, гранат-гиперстеновые и биолит-гиперстеновые гнейсы - лейкократовые породы зеленоватой, ржавато-серой окраски с тонкопородчатой текстурой и гранобластовой, гетеробластовой, лепидогранобластовой структурой. Породообразующие минералы - плагиоклаз-олигоклаз № 29, андезит № 38-45 (40-60%), кварц (20-30%), гиперстен(5-15%), биолит (5-10%), гранат (до 10%), апсит-сорниль - магнетит, апатит и циркон.

Киркианская связь (А^{к2}), связанная постепенным переходом с верхнеэвкалиптической, выходит на поверхность на северо-западе, в

бассейнах рек Юкта и Джуркта. Состав: гиперстеновые, двушпироксеновые, магнетит-гиперстеновые, магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы, гранатовые, биолит-гранатовые гнейсы, гранулиты, линзы кварцитов, редкие маломощные линзочки мраморов и кальцифиоров.

Для нижней части киркианской связи характерны линзы и пласты кварцитов, мощность которых колеблется от 5-10 до 50 м; протяженность - 300-500 м, иногда, с некоторыми перегибами, кварцитовые горизонты протягиваются на 3-4 км. Отмечаются также маломощные (до 1 м) линзы и пропластки мраморов.

В средней части киркианской связи в верховьях левой составляющей р.Юкта, среди переслаивающихся гранатовых и магнетит-гиперстеновых гнейсов встречаются также линзы и пропластки мраморов и кальцифиоров. На территории листа развиты лишь нижняя и средняя части киркианской связи. Ее верхняя часть, сложившаяся в соседнем с запада районе (Туховский, 1963) пироксеновыми кристаллическими сланцами, здесь отсутствует. Видимая мощность киркианской связи в пределах описываемой территории около 2000-2200 м. Разрез киркианской связи по р.Юкте (снизу вверх):

1. Магнетит-гиперстеновые, гиперстеновые и двушпироксеновые, амфибол-двушпироксеновые кристаллические сланцы с линзами кварцитов. Породы часто лимонизированы. 400-500 м
2. Гранатовые, биолит-гранатовые лейкократовые гнейсы часто массивной текстуры 100-150 "
3. Мезо- и меланократовые магнетит-гранат-гиперстеновые, магнетит-гиперстеновые и магнетит-двушпироксеновые кристаллические сланцы. 50 "
4. Чередушмися магнетит-гиперстеновые кристаллические сланцы, гранатовые и гранат-гиперстеновые гнейсы. Редкие прослой кварцитов. 300-500 "
5. Гранат-биолитовые гнейсы. 40-50 "
6. Гранатовые гнейсы. 130 "
7. Биолит-гранатовые гнейсы. 40 "
8. Чередушмися гранатовые и гранат-биолитовые гнейсы. 140 "
9. Сильно лимонизированные гранат-биолитовые гнейсы. 150 "

Общая мощность по разрезу около 1500 м.
 Гранатовые, биолит-гранатовые гнейсы, а также пироксеноносные кристаллические сланцы аналогичны таковым в ниже лежащих связях. Кальцифиоры киркианской связи отличаются от подобных по-

род удлининской свиты более пестрым составом: кальцит (40-85%), оливин (до 20%), диопсид (15-20%), флогопит (5-10%), скарнит (до 5%), шпинель (до 5%). Кварциты массивные, иногда слабо полосчатые с зубчатой, гранлобастовой структурой. Кроме кварца (90-95%) присутствуют магнетит (до 5%), силлиманит (до 5%) и плагиоклаз (до 5%).

Метаморфические образования архей являются первично осадочными и осадочно-вулканогенными породами. По мнению Д.С.Коржинского (1945), чарнокитовые (гипергенные) породы гниппитовской серии образовались в результате метаморфизма эффузивов андезитового состава. Беспорно осадочного происхождения были породы, превращенные впоследствии в кварциты, мраморы и высокоглиноземистые породы, содержащие силлиманит. Наличие прослоев этих пород в толще гипергеносодержащих образований свидетельствует о переслаивании терригенных отложений с породами эффузивов. Подтверждением первично вулканогенно-осадочного происхождения метаморфических пород архей служит их стратифицированность. Анализ парагенетических ассоциаций минералов показывает, что образование регионально-метаморфизованных архейских пород происходило в условиях гранулитовой фации, которая является принятым критерием для обоснования архейского возраста метаморфических образований при обосновании архейского возраста метаморфических образований пород, метаморфизованные в гранулитовой фации, характерны для архейского фундамента всех кристаллических щитов. Регионально-метаморфизованные породы архей на обширных площадях подверглись мигматизации. Определения абсолютного возраста гранитов и пегматитов, мигматизирующих и прорывавших метаморфические образования Атланского щита (свинцовый метод) дают цифры порядка 2100-2300 млн. лет, что соответствует архей (Виноградов, Тутарников, 1960).

П Р О Т Е Р О З О Й С К А Я Г Р У П П А

НИЖНИЙ ПРОТЕРОВОЙ
И л и к а н с к а я с е р и я

Нижнепротерозойские образования состоят из двух частей: бассейна р.Нуям (до устья р.Вадис), голу Куртак и ее отроги. По специфике парагенетических ассоциаций (породы метаморфизованы в амфиболитовой фации метаморфизма), положенно в разрезе и в общем структурном плане региона толще отнесены к нижнему протерозою, к кудулинканской и олонсинской свитам иликанской серии. С образованными, относимыми к архею, нижний протерозой тра-ничит по глубинному Становому разлому.

Кудулинканская свита, верхняя подсвита (P₁ k₂). Кудулинканская свита разлагается на две подсвиты, связанные постепенным переходом и в полном объеме развития на соседнем с востока листе N-52-1У (Назмин, 1963). На площади листа N-52-11 присутствуют лишь верхняя подсвита. Наиболее значительные выходы ее отмечены в восточной части района, в долине р.Нуям и в бассейнах рек Усман и Утан. Верхняя подсвита кудулинканской свиты сложена роговообманковыми, биотит-роговообманковыми (с эпидотом) кристаллическими сланцами, биотитовыми и биотит-эпидотовыми гнейсами и амфиболитами. В виде линз и прослоев в нижних ее частях встречаются магнетит-кумингтонит-кварцевые кристаллические сланцы, а в верхах - мусковит-гранатовые и биотитовые (часто с гранатом) гнейсы и магнетит-кумингтонит-кварцевые кристаллические сланцы с гранатом.

К наиболее нижней части верхней подсвиты кудулинканской свиты относятся породы, выходящие на поверхность в тектоническом блоке на юго-восточном склоне г.Гудаян. Здесь развиты массивные клиноцитит-роговообманковые кристаллические сланцы с линзами магнетит-кумингтонит-кварцевых сланцев. Выше лежащие горизонты обнажаются вдоль левого борта р.Бандис (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся клиноцитит-роговообманковые и роговообманковые кристаллические сланцы. 5 м
2. Биотитовые гнейсы. 4 "
3. Клиноцитит-роговообманковые кристаллические сланцы с прослоями биотитовых гнейсов. 10 "
4. Биотитовые мигматиты. 1,5 "
5. Полосчатые биотитовые гнейсы. 15 "
6. Гранитизированные биотитовые гнейсы. 10 "
7. Чередующиеся клиноцитит-роговообманковые и роговообманковые кристаллические сланцы. 100-150 "
8. Сильно мигматизированные и гранитизированные роговообманковые и клиноцитит-роговообманковые кристаллические сланцы и биотитовые мигматиты. 100 "
9. Тонкополосчатые биотитовые гнейсы. 5 "
10. Переслаивающиеся клиноцитит-роговообманковые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы. В верхней части этой пачки отмечены линзы магнетит-кумингтонит-кварцевых с гранатом и прослои (2-3 м) биотит-роговообманковых кристаллических сланцев. 200-300 "
11. Чередующиеся биотитовые гнейсы и клиноцитит-биотитовые кристаллические сланцы. В виде про-

Слоев - кинополизит-роговообманковые кристаллические сланцы и линзы мусковит-гранатовых гнейсов.

50 м
5 "

12. Поклопоосчатые биотитовые гнейсы

Общая мощность по разрезу около 600 м.
Описанный выше разрез дает представление о составе и характере чередования пород верхней подспины кудуликанской свиты, общая мощность которой достигает 2000 м. Состав верхней подспины кудуликанской свиты выдержан по всей территории листа.

Для пород верхней подспины характерен темный, серо-зеленый цвет, сланцеватые и пологосчатые текстуры. Макроструктура их мелко- и среднезернистые гетеробластовые, обусловленные несколькими большими размерами зерен роговой обманки, чем беднейших минералов; микроструктура - нематобластовая. Для биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и роговообманковых гнейсов характерны: терна лепидогранобластовая структура. Породообразующие минералы: роговая обманка, плагиоклаз, кинополизит, в гнейсах, кроме того, кварц, а в биотит-роговообманковых кристаллических сланцах - биотит. Соотношение между этими минералами варьирует, что и определяет название разновидностей пород. Количество цветных, доходящее до 100% в кинополизитовых амфиболитах, снижается до 50% в кинополизит-роговообманковых кристаллических сланцах и доходит до 15-20% в гнейсах. Из второстепенных и акцессорных минералов следует указать титаномаянит, сфен, монацит. Вторичными минералами являются сфен, лейкоксен, мусковит, агрегат сосеррита, карбонат.

По минералогическому составу можно заключить, что эти породы образовались в результате метаморфизма карбонатно-глинистых и карбонатных глинисто-песчаных осадочных пород. Не исключено, что какая-то часть кинополизитовых амфиболов могла также образоваться при метаморфизме эффузивов основного состава. Мат-негит-куминит-гранат-кварцевые кристаллические сланцы образовались за счет магнетит-кварцевых песчаников с карбонатным цементом. Минералогический состав биотитовых, кинополизит-биотитовых, мусковит-гранатовых гнейсов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов указывает на то, что эти породы образовались, по-видимому, в результате метаморфизации песчано-глинистых отложений.

В бассейнах рек Алтоме, Балис и Колбати имеются довольно широкие полосы диафторированных пород верхней подспины кудуликанской свиты, приуроченные к зонам тектонических нарушений северовосточного и субширокого простирания. Здесь развиваются хлоритовые, серпидиновые и мусковитовые сланцы, обаянные своим прохладным дневным процессам катаклаза и перекристаллизации пород, существо-

вавших здесь до диафтореза.

Метаморфические породы верхней подспины кудуликанской свиты близки интрузий древнеставровых гранитоидов, в частности, в бассейне р. Амгунган и на подразделе последнего с р. Усун, подверглись интенсивной мигматизации и превращены в последние темные мигматиты.

Одлонсинская (?) свита (Pc₁, c₂?) прослеживается на г. Курган и ее отрогах, а также на небольших участках в нижней тектонической р. Усун, в верховьях р. Абрикита и по р. Уян. В бассейне р. Уян наблюдается залегание одлонсинской свиты, с постепенным переходом, на верхней подспине кудуликанской свиты. Ослабленные выходы разобщены рваннеловой интрузией и отнесены к одлонсинской свите в значительной степени условно.

Плохая обнаженность, а также повсеместная мигматизация не позволяют установить закономерности в составе и последовательности чередования пород одлонсинской свиты. В ней выделяются три пачки. Нижняя пачка сложена биотитовыми гнейсами. Средняя представлена чередованием биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов. В верхней пачке среди указанных пород появляются прослои роговообманковых кристаллических сланцев. В значительном количестве среди биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов отмечаются амфиболиты, в ряде случаев постепенно переходящие в роговообманковые кристаллические сланцы.

Биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, последние отличаются от первых наличием в них граната, с характерным красноватогрижим оттенком, имеют серую и темно-серую окраску и более резко выраженную пологосчатую текстуру. Структура мелко- и среднезернистая, трапецилоблостовая, лепидогранобластовая и лепидобластовая с пойкилоблостовым плагиоклазом. Главные минералы: плагиоклаз (35-50%), представленный олигоклазом № 26 (в биотитовых гнейсах) и олигоклазом № 26 (в гранат-биотитовых гнейсах); кварц (20-35%), ортоклаз (25-30%) в биотитовых гнейсах; биотит (10-25%) и гранат (5-10%). Из акцессорных наблюдаются апатит, циркон, монацит, рутил, ортит и магнетит. В гранат-биотитовых гнейсах, кроме того, в незначительном количестве присутствуют турмалин и силлیمانит-филолит. Биотит имеет ярко-бурую окраску с красноватым оттенком.

Роговообманковые кристаллические сланцы светло-серые, зеленовато-серые и темно-зеленые, слабо ржавчатые породы средне- и мелкозернистые, с гнейсовой текстурой. Микроструктура их гетеробластовая, гетеробластовая. Отмечаются лейкоксеновые и медно-кратовые разности, причем последние часто переходят в парадим-

болити. Кристаллические сланцы состоят в основном из плаггиоклаза (80-85%), предельного олигоклаза № 25-27 и андезином № 32 (в амфиболитах) и роговой обманки (10-15%), в меланократовых разностях количество плаггиоклаза и роговой обманки до 45-50%, а в парамфиолитах количество роговой обманки превышает 50%. Присутствуют также биотит, кварц, сфен, рудный и анкерсори - апатит и циркон.

Мощность олодонинской свиты около 2000 м. Нижнепротерозойский возраст породы кудуминканской и олодонинской свиты устанавливается на основании следующих данных:

1. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. В настоящее время основным критерием для разделения метаморфических пород Становой зоны и Алданского шита является степень метаморфизма: архейским образованием свойственна гранулитовая фация, в протерозойском - амфиболитовая фация метаморфизма.

2. По заключению А.П.Виноградова и А.И.Тутаринова (1960), возраст пегматитов Станового хребта, рудных нижнепротерозойских гнейсов, определяется цифрой 1900-100 млн. лет (определены по ортиту и монациту свинцовым методом).

М Е З О З О И С К А Я Г Р У П П А

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (?)

Толща кварцевых порфиров (Лт.Ст.?). Небольшой выход на поверхность кварцевых порфиров отмечается в верховьях ручья Утаси-Утанак, ледового притока р.Утуей, среди гранодиоритов. Непосредственный контакт их с последними из-за плохой обнаженности не наблюдался.

Кварцевые порфиры - это светлые кремозне, плотные мелкозернистые породы. Они состоят из редких (1-2%) тетраэдриков и основной массы. Кристаллики представлены кварцитами, призматическими и округлыми фенокристаллами кварца, реже нерешетчатого микроклина ($2\alpha = 88^\circ$). Основная масса состоит из неспайливых зерен кварца, полевых шпатов, содержащих обильные пойкилитовые вростки беспорядочно расположенных микролитов биотита в виде тонких иглоочек. Участками по основной массе разливается серпидит и карбонат. Структура основной массы микропоякитовая, участки микропсевдосферолитовая. Мощность толщи кварцевых порфиров оценивается в 150-200 м.

Данные о возрасте толщи кварцевых порфиров непосредственно на территории листа М-52-III отсутствуют. Западные, на площади листа М-52-1 выделенные породы слетают верхнюю часть вулканогенно-осадочного комплекса, в основании которого в конгломератах и песчанниках (р.Верхняя Желнда), по данным А.Т.Каца (1963), обнаружена флора, определенная В.А.Вахроужевым как *Scladorhyletis sandgatelensis* Vachr., известная из байлигской свиты (неоком), что позволяет датировать вулканогенно-осадочные породы нижним мелом.

К А И Н О З О И С К А Я Г Р У П П А

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения верхнего и современного отделов подразделяются широким распространением в районе и представлены образованными различного генезиса.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

Верхнечетвертичные отложения представлены аллювием низких (I, II) надпойменных террас. Наибольшим площадью развитым верхнечетвертичные отложения подразделяются в долине р.Нурм близ устья рек Нурман и Каньки, сохранявшиеся здесь на протяжении более 5 км по правому борту долины; ширина площадки террас превышает 1 км у устья р.Баянкия и постепенно сужается на юг по течению. Разрез аллювиальных отложений, слагающих I надпойменную террасу р.Нурм, следующий (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой. 0,1-0,2 м
2. Чередуемые тонкие (до 10 см) пласты мелко- и крупнозернистого кварц-полевощпатового песка. 0,7-0,8 м
3. Хорошо окатанные галечники и валунники, перемешанные с крупнозернистым песком без следов слоистости. 5,0-6,0 м

Витимая мощность 7 м. Сходное строение имеет I надпойменная терраса на левом берегу р.Утуем и по долине р.Б.Дурки. Первые надпойменные террасы мелких рек в основном сложены галечниками с редкими прослоями песка.

Прочие четвертичные глины верхнечетвертичных отложений на карте не показаны, так как либо их невозможно отделить от современных (дельта, элювий), либо они подразделяются ничтожно площадью распространением. Среди этих отложений следует упомянуть

ледниковые образования (морена), наблюдавшиеся в разрушенном каре в верховьях одного из левых притоков р. Кобабги. Плотвадь, занятая ледниковыми отложениями, едва ли превышает 0,1 км², а мощность их достигает 2-3 метров. Они сложены щебнем и глыбами мезозойских гранитов.

Возраст верхнечетвертичных отложений определяется условно по аналогии с соседними районами. В д. Лукониной в аллювии 7-8-метрового террасы р. Хары (бассейн р. Тимитон, лист 0-51-XXXXI) был обнаружен зуб Equus sp. (намоиса), указывавший, по мнению В. И. Громова, на верхний плейстоцен. Спорово-пыльцевой анализ образцов, взятых в 1961 г. из отложения I надпойменной террасы р. Сутам (лист М-52-II), позволил В. А. Калининской (палеоботанический лаборатория ВЛГА) предположительно определить возраст этих отложений как верхнечетвертичный.

Современные отложения (ФТУ)

Современные отложения распространены в районе повсеместно и представлены аллювием, делювием, элювием и пролювием. На геологической карте выделены лишь аллювиальные отложения, остальные же не показаны ввиду их малой мощности.

Аллювиальные отложения пойм и русел развиты в долинах всех рек. Характер и мощность аллювия тесно связаны с особенностями течения рек. В верховьях рек на южном склоне Станового хребта и большей части Станового нагорья это обычно грубый глыбово-валунный, часто плохо окатанный материал небольшой мощности. Ниже по течению русла обычно расширяются, появляются невысокая пойменная терраса, материал которой хорошо окатан и отсортирован и представлен галечником с прослоями и линзами песка. На участках, прилегающих к верхнему течению р. Нуям и характеризующихся зрелостью рельефа, даже в верховьях мелких рек аллювий представлен песками, суглинками и илами с незначительной примесью гальки. Наибольшей мощности порядка 10-20 м аллювиальные отложения достигают, видимо, в долине Нуяма между устьями рек Нуямкан и Колда-ти, где наблюдается тенденция к накоплению материала, в не к его сносу.

Делювий поддается очень широкому распространению. Его образование и накопление способствует морозное выветривание и сортировка. Наиболее крупные по площади делювиальные шлейфы наблюдаются в районе устья р. Делинга и на левобережье р. Утулей. Мощность делювия не превышает 3 м.

Элювий развит повсеместно на водоразделах. На высотах ме-

нее 1000-1200 м элювий представлен обычно мелким щебнем и суглинками, в крупноглыбовый элювий широко развит только в местах выходов на поверхность дав мезозойских гранодиорит-порфиров, давших при выветривании характерные плитчатые обломки. На высотах более 1200 м элювий обычно крупноглыбовый. Мощность его составляет первые метры.

Пролювий представлен плохо окатанными галечниками и щебнем, цементированными суглинками и склеивает в долинах рек Бачан и Ус-кун довольно редкие и небольшие по площади (несколько сотен м²) конуса выноса мощностью до 10-15 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы на территории листа пользуются широким распространением. Они представлены в основном различными гранитоидами. Меньшими развиты используются ультраосновные, основные и средние магматические образования. Среди интрузивных пород выделяются следующие возрастные группы: I. Архейские интрузии. II. Раннепротерозойские интрузии. III. Раннемиоценовые интрузии.

АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Пироксениты (Ф.А)

Среди пород нижнеархейской, верхнеархейской и ретекториканской эпит пироксениты были встречены лишь в пределах северной половины территории в бассейнах рек Нуям, Кучу, Сутам, на водоразделах Кучу-Мугикта, Мугикта-Давур-Качан. Они имеют незначительное распространение и образуют мелкие (не более 100 м в поперечнике) согласные тела длиной не более 3-4 км. Это массивные, зеленовато-черного цвета, средне- и крупнозернистые породы, состоящие из пироксена (авгита и гиперстена), рудного минерала и вторичного - серпентина. Гиперстен и авгит составляют до 95% породы и образуют изометричные зерна размером от 2 до 5 мм. Гиперстен обладает слабым плексохромизмом от бледно-розового по № до зеленоватого по № с № = 3-4°. Авгит отличается большим углом угасания (с № = 44°) и плексохромизмом в зеленых тонах. Рудный минерал - магнетит отщепляется в виде включений в пироксене. Серпентин в виде игольчатых и волокнистых выделений выполняет трещины в зернах пироксена, образуя характерную тетраэдрическую структуру.

Форма и условия залегания тел пироксенитов позволяют отно-

силь их к архею и считать их внедрение наиболее древним проявлением магматизма в регионе.

Граниты аляскитовые (АД)

Проявления архейского магматизма отмечаются повсеместно среди метаморфических пород типтонской серии в виде тонких плоских интрузий аляскитовых гранитов. В бассейне р. Юкты и на водоразделе рек Юкты и Б. Дуррки отмечено три небольших (3х1 км²) тела архейских гранитов, во всех остальных случаях на геологической карте эти магматические образования ввиду их незначительных размеров не показаны, а нанесены знаком магматизации. Контакт с вмещающими породами расплывчатые, нечеткие.

Описываемые граниты представляют собой розовато-серые и белые породы, для которых характерны мелко-, средне- и крупнозернистые разновидности, переходящие иногда к пегматоидным. Граниты сложены микроклин-микроперлитом (40-60%), альбит-олигоклазом (10-35%), кварцем (20-25%) и вторичным альбитом (до 15%). Цветные минералы, как правило, отсутствуют. Встречаются иногда розовая обманка и пироксен, а также мелкочешуйчатый агрегат краснобурого вторичного биотита, образовавшийся вокруг акцессорных минералов. Структура пород аляскиноморфнозернистая, реже гипидиоморфнозернистая. Один из основных породообразующих минералов — нерешетчатый микроклин ($Zr = 77-78^\circ$), для которого характерны тонкие волокнистые перлитовые вросстки альбита, напоминающие по форме тонкие струйки. Такая форма перлитовых вросстков весьма характерна для архейских гранитов. В породе раздвигаются три типа плагиоклазов: 1) альбит-олигоклаз № 10-20, образующий изометричные ксеноморфные зерна, обычно двойникованные по альбитовому, реже по альбит-карлсбадскому законам; 2) альбит перлитовых вросстков в микроклин и 3) вторичный постмагматический альбит, развившийся в виде тонких пленок вдоль трещин спайности в микроклин-альбите. Для кварца характерна червеобразная форма выделений. Коллечество его часто зависит от состава вмещающих пород и достигает 30-40% на контакте с лейкократовыми гнейсами и 15-17% — с основными кристаллическими сланцами. Из акцессорных минералов в гранитах присутствуют ильменит (иногда до 1,5%), монацит, циркон, апатит (до 0,5%), сфен. Вторичные минералы — серпичит, развивающиеся по плагиоклазам.

Магматиты отличаются от гранитов четко выраженной гнейсовидностью и гранобластовыми структурами.

Возраст гранитов можно считать архейским, так как они инт-

трузируют метаморфические образования архейского Алданского комплекса, участвуют совместно с последними в складчатости и отступают в пределах Становой зоны. Абсолютный возраст магматизированных гранитов устанавливается в пределах 2100-2300 млн. лет, по данным Р. М. Дуртковой и А. И. Неголова (Виноградов, 1960). Происхождение на территории листа N-52-III (Тиммелдфарб, 1962г.) проявлены определенные возрастная зона пегматоидного гранита, залегавшего среди метаморфических образований киринанской свиты в бассейне р. Юкты. Они выполнены Н. И. Ступниковой (нафедра геохимии ИГУ) и С. И. Зыковим (институт геологии АН СССР) по циркону и монациту синдиональным методом и дают возраст 2140 млн. лет. Архейские граниты, а также связанные с ними магматиты часто содержат повышенные концентрации редких земель и циркония в виде минералов монацита и циркона. Кроме того, на территории Алданского шита с проявлениями архейского магматизма связаны месторождения железа, трафита, силиманита и флогопита.

РАННЕПРОТЕРВОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Анортозиты и габбро-анортозиты (vс P₁)

Анортозиты и габбро-анортозиты образуют массив (20 км²) на водоразделе рек Юкты и Мулгикта, а также ряд мелких тел в верховьях р. Мулгикта, по правобережью р. Вадис, в верхнем течении р. Алгоми. Все тела основных пород локализируются в зоне крупного Юктинского разлома, являющегося северным ответвлением Станового. В зоне последнего в верховьях р. Б. Дуррки также отмечается небольшой массив габбро-анортозитов.

Описываемые породы образуют изометричные или вытянутые в широтном направлении тела, прорывающие архейские метаморфические и интрузивные образования. Контакты с вмещающими породами как четкие, рваные, так и неясные, расплывчатые, застывшие метасоматическими процессами.

Анортозиты и габбро-анортозиты — светло-серые, зеленоватосерые, средне- и крупнозернистые породы. Они, как правило, мономинеральны, сложены плагиоклазом. Разнообразие, содержащие шпелле минералы (габбро-анортозиты) распределены неравномерно, образуют неправильной формы шпиль. Размеры шпиль достигают десятков метров.

Анортозиты состоят из крупных (до 6-7 мм) зерен плагиоклаза (андезин № 32-37), чаще всего двойникованных по альбитовому закону. Двойники широкопопачатые. Структура анортозитов грано-

благосвая. Порода подвержена интенсивным вторичным изменениям. Под воздействием вторичных минералов (эпидота и серпикита) часто только углубляется конфигура зерен плагиоклаза. Вдоль трещин плагиоклаз нередко замещен полизитом.

Анортозиты постепенно через таббродо-анортозиты переходят в таббродо с содержанием цветных минералов до 50%. Цветные представляют пироксенами и роговой обманкой. Ромбический пироксен-энстатит бесцветный обладает низкой интерференционной окраской ($n_x - n_y = 0,009$), $C:Ng = 7^\circ$. Моноклинный пироксен-диопсид имеет оптические константы: $n_x - n_y = 0,025$; $C:Np = 43^\circ$. Из акцессорных отмечаются апатит, магнетит, выделенный часто с хлоритом как продукт замещения роговой обманки, ортит в виде неправильных зерен размером до 0,4 мм.

Пироксен лишь изредка сохраняется в виде реликтов в центре зерен роговой обманки, которая представляется следующими разновидностями: зеленая роговая обманка $C:Ng = 28^\circ$ встречается в виде идиоморфных зерен размером до 2-4 мм. Иногда она замещает пироксен. Бурая роговая обманка ($C:Ng = 22^\circ$) замещает зеленую, образуя зерна неправильной формы. По составу минерал относится к ряду гаспангита. Актинолит ($C:Ng = 17^\circ$) и тремолит ($C:Ng = 20^\circ$), выделены наиболее поздними из вторичных амфиболов, образуют несогласные кристаллы. Хлорит развивается по роговой обманке и иногда по плагиоклазу.

О нижнепротерозойском возрасте основных пород, развитых на территории листа, можно судить лишь по аналогии со сходными образованиями, распространенными восточнее: 1) на соседних с запада площадях (Тудювский, 1963; Кан, 1963) таббродоиды рудт кристаллические сланцы и гнейсы нижнепротерозойского возраста и, в свою очередь, прорываются гранитами древнекаменноугольного комплекса, абсолютный возраст которых определяется в 1900 ± 100 млн. лет; 2) по данным М.М. Лебедева (1957 г.), возраст перматитовых жил, прорывающих анортозиты (свинцовый метод по ортиту), 1700 млн. лет.

Граниты биотитовые гнейсовидные ($2P_1$)

Нижнепротерозойские интрузивные породы, так называемые "древнекаменноугольные" гранитоиды, отмечены в бассейнах рек Нунь, Нунькан, Усунь, Мулжунта и Янта. Они сложены крупными (сотни км²) массивами синорогенных интрузивов и образуют значительные по площади поля мигматитов.

Граниты имеют четкую гнейсовидную текстуру, проявляющуюся повсеместно. В экзоконтактах во вмещающих биосит-амфиболовых

плагиогнейсах и амфиболитах обычно образуются тонкие послонные мигматиты. Экзоконтактовые изменения проявляются в появлении темных ультрамигматитов. Внутри массивов наблюдаются многочисленные ксенолиты гнейсов и кристаллических сланцев размером от 20-30 см до 1 м, ориентированные согласно простиранию вмещающих пород. Количество ксенолитов при приближении к контактам интрузии резко возрастает.

Граниты представляют собой среднезернистую гнейсовидную породу серого и розовато-серого цвета с гряднообластовой структурой. Они состоят из олигоклаза № 22-27 (35-50%), образующего изометричные зерна, двоякообразные преимущественно по альбитовому краю. Олигосаевая ориентировка минерала $n_x = 85-90^\circ$, $n_m = 5-10^\circ$, $n_p = 80-85^\circ$. Калинагровый полевой шпат (25%) представлен несогласно решетчатыми (частичами нерешетчатыми) микроклином, образующими ксеноморфные зерна. Кроме того, этот минерал развивается по плагиоклазу в виде антипертитовых вростков. Кварц составляет до 25% породы, резко ксеноморфен по отношению к зернам полевых шпатов и темнопольных минералов. Темнопольные минералы представлены биотитом, образующим идиоморфные чешуйки, плеохромуемые от буру-зеленого до светло-желтого цвета (2-4%) и зеленой роговой обманкой. Акцессорные минералы: идиоморфные зерна цирконя, артегаты неправильной формы зерен сфена, монацита, ортита, апатита. Среди вторичных отмечается серпикит, развивающийся по олигоклазу, реже хлорит. Мигматиты - это серые, розовато-серые тонкоподошватые, иногда преувелисто-полосчатые породы, состоящие из роговой обманки биотита, олигоклаза, микроклина и кварца. Количественное соотношение минералов варьирует в широких пределах. Олигоклаз обычно несколько более основной ($\mu 28-30$), чем в гранитах.

Химический состав древнекаменноугольных гранитов из бассейна р. Балис представлен следующими анализами: $SiO_2 - 68,7\%$, $Al_2O_3 - 17,59\%$, $FeO - 1,26\%$, $MnO - 0,01\%$, $MgO - 0,53\%$, $CaO - 1,76\%$, $Na_2O - 5,12\%$, $K_2O - 3,88\%$, $H_2O - 0,04\%$, $P_2O_5 - 0,61\%$. Пересчет в числовые характеристики по А.Н. Заварицкому приводится ниже: $v = 74$, $a = 16$, $b = 4$, $c = 6$, $v' = 54$, $C_1 = 0$, $n_1 = 19$, $f_1 = 27$, $d = 67$, $\frac{a}{b} = 2,7$, $q = 10$. Важной особенностью химизма этих пород является значительное преобладание натрия над калием, что резко отличает их от архейских аляскинских гранитов, в которых эти компоненты находятся в обратной пропорции. Жильная серия гнейсовидных гранитов белая и представлена реликтами перматитов и аллигатами.

Наличие гнейсовидных, согласных с вмещающими породами, ореолов послонных мигматитов и ориентированных ксенолитов свидетель-

ствует о синорогенном внедрении интрузив в нижнепротерозойское время. Определенный абсолютного возраста гнейсо-гранитов в зоне Блановка по биотиту калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами дает цифры порядка 1900±100 млн. лет (лаборатория геологии докембрия, определены под руководством Э.Л.Терлинта). Кроме того, в лаборатории геологии АН СССР А.И.Тугариновым абсолютный возраст аналогичных гранитов определяется свинцовым методом в 1900 млн. лет по биотиту (Виноградов, Тугаринов, 1960).

Диориты и кварцевые диориты гнейсовидные (§ Pt₁)

Гнейсовидные кварцевые диориты и диориты в долине р.Мудь-луги образуют массив площадью 40 км², вытянутый в меридиональном направлении, соответствующем простиранию протерозойских структур.

Диориты и кварцевые диориты прорывают биотит-гранатовые гнейсы однокислотной свиты и, в свою очередь, прорываются мезозойскими гранитоидами. Непосредственные контакты диоритов с вмещающими породами не наблюдались из-за плохой обнаженности. На сменах с востока площади (листы М-52-IV, V) отмечаются рудные контакты, а также постепенные переходы между вмещающими нижнепротерозойскими гнейсами и амфиболитами и породами, аналогичными герозойским гнейсам и амфиболитами и породами, аналогичными Нельве. В краевой части массива (по долинам рек Мудьлуга и Трингами. Эти черты несколько сближают их с "дрезнестановыми" 1960г.). Эти черты несколько сближают их с "дрезнестановыми" Нельве) отмечается присутствие довольно крупных (десять метров и более простирания) ксенолитов биотитовых гнейсов и амфиболитов. Мелкие ксенолиты мелкосернистых темно-зеленых амфиболитов разном в несколько квадратных сантиметров встречаются среди диоритов достаточно часто. Характерно, что ориентировка темноцветных минералов в диоритах совпадает с простиранием ксенолитов.

Макроскопически диориты и кварцевые диориты представляют собой серые и темно-серые среднезернистые, реже крупнозернистые породы с ориентированным расположением цветных минералов. Гнейсовидная текстура становится особенно четкой в краевых частях интрузива, но даже и в более массивных частях интрузива, что той ориентировка темноцветных минералов вполне отчетлива, что обычно позволяет легко отличать протерозойские диориты от гранитных разновидей мезозойских гранитоидов. В краевых частях, особенно в зонах разломов, кварцевые диориты похожи на амфиболит-

гнейсовидные кристаллические сланцы, но поскольку вмещающими породами являются биотитовые и биотит-гранатовые гнейсы однокислотной свиты, массив картируется достаточно четко.

Наиболее распространены разновидности пород, состоящих из кварца, амфибола (15-20%), иногда в небольшом количестве присутствуют калишпат. Акцессорные представлены сфеном, оулитом, магнетитом, апатитом, рутилом, цирконом. Вторичные минералы: серпикит, амфибит, хлорит, красно-бурый биотит ("ежи"), калиевый полевой шпат. Диориты отличаются отсутствием кварца и калиевого полевого шпата, биотит, как правило, вторичный.

Структура пород ленинградского района Блановка или неаполитанского массива с реликтами гипидиоморфнозернистой; текстура гнейсовидная. Платиноклаз (анализ № 34-38) образует таблитчатые кристаллы, полисинтетически сдвоенные. В редких случаях встречаются кристаллы с зональным строением. В отличие от ранне-мезозойских гранодиоритов зоны широкое, границы между зонами расплывчатые. Разница в составе зон незначительна (в пределах андезита). Биотит отличается резким плеохроизмом от буро-зеленого темного, почти непрозрачного по № до светлого желтовато-зеленоватого по № : с периферии иногда хлоритизируется. Амфибол представлен обыкновенной роговой обманкой, резко плеохроизирующей от травянисто-зеленого по № до соломенно-желтого по № , $2\alpha : 2\beta = 24^\circ$. Кристаллы роговой обманки с периферии иногда глинизируются. Кварц образует неправильные гранобластовые зерна с волнистыми угловыми. Он посылается в породе одновременно с калиевым полевым шпатом, который образует мелкие зерна неправильных очертаний, зажатые между ксенолитами платиноклаза.

В некоторых случаях в диоритах наблюдается крупная (до 3-4 см по длинной оси) порфириобласты калиевого полевого шпата, явно метасоматического происхождения. Их появление отмечается в зонах разломов, причем порфириобласты наблюдаются также во вмещающих биотитовых гнейсах.

В табл. I приведены результаты химического анализа диоритов и кварцевых диоритов.

Оксиды	Диорит (обр. № 2178)	Кварцевый Диорит	Числовые характеристики (по А.Н.Заварицкому)	
SiO ₂	58,41	59,35	а	67,57
TiO ₂	0,76	0,79	а	12,49
Al ₂ O ₃	17,12	20,35	б	14,24
Fe ₂ O ₃	0,57	1,69	с	5,32
FeO	5,65	2,82	а:с	5,22
MnO	0,11	0,31	а:с	2,35
MgO	3,59	2,39	д	81,5
CaO	6,01	6,15	ш'	48,0
Na ₂ O	4,54	5,40	г'	42,7
K ₂ O	1,58	0,90	с'	14,3
H ₂ O	0,35	-	а'	-
CO ₂	-	-		
P ₂ O ₅	0,24	0,32		
SO ₃	0,067	-		
л.п.п.	1,11	0,42		
Сумма	100,16	100,89		

Как видно из таблицы, породы относятся к нормальному ряду, к группе насыщенных кремнеземом. Для них характерно содержание железа и магния в примерно равных количествах, реакное преобладание диорита над калксом.

Кильная серия описываемой интрузии бедна и представлена маломощными жилами слабо разветвленной мелкозернистых лейкокрасочных гранитов. Возраст диоритов и кварцевых диоритов точно не установлен. Нижняя возрастная граница их определяется тем, что они прорывают нижнепротерозойские гнейсы, а также "древне-становые" граниты (Казми, 1960г.), верхняя не установлена. Пространственная и структурная связь с протерозойскими образованиями Становой зоны, сходство по текстуре и структуре с "древне-становыми" гранитами позволяет считать их возраст нижнепротерозойским.

х/ Гнейсовидный кварцевый диорит между речья Тока-Алгоми (Сухов и др., 1952 г.).

Граниты порфириновые и плагиограниты, гранодиориты, граносениты (г.Р.г.?)

В зоне Нумского разлома северо-западного простирания встречено несколько массивов порфириновых гранитов, прорывавших на левобережье р.Нум нижнепротерозойские породы, а в долинах рек Налдинды и Мулькита - архейские.

Наиболее крупный из массивов порфириновых гранитов - Нумский (250 км²) вытянут в север-северо-западном направлении по левобережью р.Нум. В долинах рек Мулькита и Налдинды имеются четыре относительно мелких интрузивных тела изомеричной формы: левобережье р.Налдинды (90 км²), между речья Налдинды-Мулькита (25 км²), левобережье (40 км²) и правобережье (60 км²) р.Мулькита.

Все массивы сложены средне- и крупнозернистыми порфириновыми гранитоидами розовато-белого и розовато-серого цвета. Характерно широкое развитие процессов автометасоматоза, приведших к образованию крупных резко ориентированных порфириловых калкнатового полевого шпата, равномерно распределенных по всей породе. Лишь в редких случаях встречаются участки среднезернистых непорфириновых плагиогранитов, не подвергшихся процессам автометасоматоза. Порфириовые калкнатовые полевого шпата повсюду и во вмещающих породах в долинах рек Нум и Мулькита.

Кильная серия гранитоидов бедна и представлена лишь маломощными жилами алитов, не подвергшихся процессам калинпегматизации. Процессы автометасоматоза привели к образованию целой гаммы пород от плагиогранитов через гранодиориты и граниты к граносенитам. Наибольшим распространением пользуются гранодиориты. В табл.2 приводится процентное соотношение минералов по разным породам.

Т а б л и ц а 2

Минералы	Плагиогранит	Гранодиорит	Гранит	Граносенит
Плагиоклаз	50-70	30-60	30-40	30-40
Калиналовый полевой шпат	9-20	20-35	30-40	40-60
Кварц	17-25	15-20	20-40	5-12
Биотит	2-6	3-15	2-7	1,5-4
Амфибол	0,7-4,5	0,5-4	0,7-2,5	0,01-0,7

роклин основной массы породы и неясно решетчатый микроклин порфиробластов. Розовые порфиробласты микроклина (длина 1,5-2 см, ширина 0,5-1 см), составляющие обычно 30-40% от общего объема породы, неоднородны. В центральной части они содержат кристоллериты расплава, и в этих участках подмешивается тонкая микроклиновья решетка. Краевые части при этом имеют неясное волнистое угасание, но решетка в них отсутствует. Для минерала в порфиробластах характерно значительное отклонение от моноклиновой симметрии. На это отклонение указывает $\angle \perp (010): Ng = 11^\circ$ в центре и $\angle \perp (010): Ng = 12^\circ$ на периферии зерен, $2\gamma = 72-75^\circ$. По классификации А.С.Марфунина он попадает в группу промежуточного микроклина. В шлифах наблюдаются различные стадии процесса замещения плагиоклаза промежуточным микроклином. Если в начальную стадию образуются разрозненные мелкие выделения микроклина, то при более поздних стадиях процесса микроклин почти целиком замещает центральные части зерен плагиоклаза. Крупные кристаллы вторичного микроклина развиваются иногда по нескольким кристаллам плагиоклаза, при этом происходит захват зерен кварца и биотита, которые также несколько резорбированы. Олигоклаз (№ 20-25) образует изоморфные таблитчатые кристаллы, имевшие на стенке с зернами четко решетчатого микроклина микромелкозерные оторочки. Помимо олигоклаза, сложившегося по альбитовому закону, наблюдается перлитовые выростки альбита в зернах четко решетчатого микроклина. Для кварца характерно волнистое угасание и закругленность зерен из-за содержания в нем тонких включений рутила и рудного минерала. Биотит преохромуется с зеленоватого-бурого до соломенно-желтого, обычно его зерна с периферии хлоритизированы.

Из акцессорных минералов встречены пиррон, сфен, апатит, рутил, ортит и пирит. Кроме указанных выше метасоматических микроклина и альбита, отмечены вторичные - хлорит, серпикит, эпидот, мусковит. Структура породы порфирированная с гранитной структурой основной массы.

Контакты описываемых гранитов с вмещающими архейскими кристаллическими сланцами четкие, рваные с небольшой (несколько сантиметров) зоной ороговования. Напротив, с нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями эти же граниты имеют довольно расплывчатые контакты с незначительной (первые десятки метров) оторочкой, состоящей из интрузивных гнейсов.

Химический состав пород и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому приводятся в табл.3.

Оксиды	Углеродистый анализ					Результат пересчета на интерационном уровне				
	Правый борт долины р.Усть-Мульмакит	Междуречье Мульмакит-Амбардак	Междуречье Мульмакит-Амбардак	Правый борт р.Мульмакит	Правый борт р.Мульмакит	Правый борт р.Мульмакит	Правый борт р.Мульмакит	Правый борт р.Мульмакит	Правый борт р.Мульмакит	
SiO ₂	66,72	66,86	67,5	68,98	74,77	68,8				
TiO ₂	0,28	2,35	0,41	0,71	0,41	0,02				
Al ₂ O ₃	17,79	16,30	16,65	16,66	13,79	17,21				
Fe ₂ O ₃	0,53	0,75	0,92	0,52	0,29	0,27				
FeO	1,55	0,85	1,37	0,56	0,28	0,23				
MnO	0,013	0,03	0,06	0,02	0,01	0,01				
MgO	0,66	0,62	0,92	0,42	0,18	0,18				
CaO	2,34	3,28	1,46	1,77	1,26	0,96				
Na ₂ O	6,00	6,17	4,81	5,09	4,01	4,14				
K ₂ O	3,10	2,33	5,33	4,97	4,76	7,79				
H ₂ O	-	0,36	0,45	0,26	0,14	0,13				
и.л.п.	0,56	-	-	-	-	-				
F	-	0,01	0,02	0,01	-	0,01				
P ₂ O ₅	0,12	-	-	-	-	-				
		99,91	99,95	99,82	99,85	99,75				

	Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому				
	а	б	в	г	д
а	75,55	76,94	75,64	77,52	82,5
б	17,68	16,73	17,94	18,21	15,24
в	3,94	3,91	4,7	1,99	0,98
г	2,38	2,42	1,74	2,28	1,19
д	13,81	18,0	13,7	16,34	34,47
а:с	7,45	6,9	10,3	7,9	12,9
г'	60,2	34,4	44,2	47,5	45,2
д'	27,6	26,0	31,5	33,9	32,2
с'	12,2	39,6	-	18,6	22,6
а'	-	-	24,3	-	-
д	74,6	80,5	57,6	61,0	56,1

Как видно из таблицы, для пород характерно перенасыщение кремнеземом (q = 14-34), натрий либо резко преобладает над калием, либо эти элементы находятся в примерно равных количествах,

в целом породы богаты целочаши ($\frac{Q}{K} = 6,9-37,7$).

Описываемые интрузивные породы характеризуются особенностями, отличающими их как от "древнеэстановых" гранитов, так и от более молодых мезозойских порфировидных гранодиоритов. От "древнеэстановых" интрузивов их отличают: 1) форма тел и отсутствие широких полей мигматитов вокруг массивов, 2) проявление автомета-сомагма, не отмечаемого для "древнеэстановых" интрузивов, 3) типично магматическая структура, а не гранобластовые, характерные для "древнеэстановых" гранитоидов. В то же время отсутствие зональности в плагиоклазе, особенности химизма (преобладание натрия над калием), слабая дифференциация в массивах, бедность жильной сериис, кристаллизация магмы в условиях закрытой системы (легко подвижные компоненты (K, Ca) не могли далеко мигрировать), облекают их с нижепротоерозойскими гранитоидами, вследствие чего порфировидные гранитоиды с достаточной степенью условности отнесены к нижему протоерозу.

В целом раннепротоерозийские интрузии гранитов, гранодиоритов и диоритов не дают значительной концентрации полезных ископаемых. В отдельных случаях они характеризуются незначительными повышениями (протяг кварца) редких земель, содержащихся в акцессорном уртите. В отличие от архейских интрузивов для них характерно отсутствие монацитов. По-видимому, с древнеэстановыми гранитоидами ($\frac{1}{2} \text{Pb-1}$) связаны мусковитовые сланцы (верхнее течение р. Нуня). Ряд исследователей, в том числе Д. С. Коржинский, склонны связывать с протоерозийскими гранитоидами также и золото, широко развитое в пределах южного обрамления Алданского шита.

РАННЕМЕЛОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Раннемиловые интрузивные породы широко распространены в исследованном районе и по времени образования разделены на две фазы. В первую фазу образовались разновозрастные и порфировидные роговооблаково-биотитовые гранитоиды, слатящие крупные габр-биссаляные интрузии. Вторая фаза характеризуется образованием сериис двек кислого и среднего составов.

Гранодиориты и граниты биотитовые, биотит-роговооблакованные ($\frac{1}{2} \text{Pb-1, 2}$)

Интрузии гранодиоритов и гранитов первой фазы слатяты до 45% территории листа. Они внедрились в глубоководнометаморфизованном архейские и протоерозийские породы и образуют три массива, два из

которых выходят далеко за пределы района.

Мулдугтинский массив занимает всю юго-западную часть района, охватывая бассейны верховий рек Б. Даурха, Найдунда, Оунрак, Ну-янкан, Мульмугта с его многочисленными притоками и водоразделами р. Утувай и его левых притоков. Северо-восточная его граница извилистая, остальные преимущественно ровные. Колытинский массив захватывает бассейн верховий правых притоков р. Нуям - рек Ковкина и Колбачи. Контакты его крутые и прослеживаются по правому борту долины р. Нуям. Третий - незначительных размеров массив ($6,4 \text{ км}^2$) расположен в бассейне верховья р. Амгусена.

Интрузии, по-видимому, приурочены к крупным тектоническим нарушениям субширотного и северо-восточного направлений. Связь мезозойских интрузивов с региональными разломами подтверждается приуроченностью наиболее крупных гранитоидных тел к Становому разлому, разграничивающему Алданский шит и Становую складчатую область. Форма интрузивов раннемиловых гранитоидов неясна. Залегание контактов интрузивных тел непостоянно и изменяется от до-вольного пологого ($20-30^\circ$ в сторону массива) до почти вертикального. По мнению В. К. Девяноговского (1953), мезозойские интрузии представляют собой полого падающие на юг (в сторону Монголо-Охотской геосинклинальной области, отсюда и происходило их внедрение) гребенные тела сравнительно небольшой мощности.

Гранитоиды, слатящие описываемые интрузии, представлены гранодиоритами, гранитами, реже кварцевыми диоритами. Макроскопически это светло-серые среднезернистые породы, местами порфировидные (размер кристалликов до 4 см) со среднезернистой основной массой. Гранитоиды имеют гипидиоморфнозернистую, иногда порфировидную структуру с гипидиоморфнозернистой основной массой. Плагиоклаз (30-60%) образует призматические идиоморфные зерна, размером до 5 мм, с резко выраженной зональностью. Центральная часть зерен сложена андезином № 35-42, а к периферии их состав постепенно изменяется до альбит-олигоклаза. Более мелкие изометричные зерна минерала имеют состав - олигоклаз № 25.

Калиевый полевой шпат (5-26%) образует идиоморфные кристаллики и кеономорфные зерна неправильных очертаний. Размер их колеблется от 1-3 мм в основной массе до 5 см во кристалликах. Установлены две разновидности калиевых полевых шпатов: ортоклаз ($2v = 54-74^\circ$, оптическая ориентировка $\text{pNg} = 85-90$, $\text{pNn} = 3-8^\circ$, $\text{pNp} = 32-88$) и микроклин ($2v = 60-85^\circ$), $\text{pNg} = 77-82$, $\text{pNn} = 12-15$, $\text{pNp} = 76-85^\circ$). Обе разновидности встречаются как во кристалликах, так и в основной массе пород. Калиевые полевые шпаты имеют большей частью свежий облик, лишь в зонах разломов и на контактах

тех интрузии они в различной степени пемитизированы. Кварц (10-40%) образует неправильные изометричные зерна размером до 2 мм, с волнистыми угловыми. Вместе с калиевыми полевыми шпатами он играет роль цеолита, "цементируя" аморфные зерна других минералов. Биотит образует таблитчатые, иногда вытянутой формы зерна, плексирован от черно-бурого по Кг до зеленовато-желтого по Мр. Обычно в зонах разлома он замещается светло-зеленым хлоритом. Роговая обманка (обыкновенная) представлена мелкими аморфными зернами размером до 2 мм. Плексирован от желтовато-зеленого по Мг до травяно-зеленого по Мр. $2v = 52-56^\circ$, угловое $S:Ng = 18-20^\circ$. Количество темнопетельных минералов в породе колеблется в пределах 5-20%. Акцессорные минералы - апатит, рудный сфен, ортит, циркон ассоциируются с биотитом и роговой обманкой.

Гранодиориты на многих участках подверглись интенсивным вторичным изменениям. По плаггиоклазу развивается серпичит и сосерит. Причем, сосерит, образующийся в участках зерен более основного состава, подчеркивает зональность их строения. Калиевый полевой шпат подвергается слабой пемитизации. Биотит и роговая обманка замещаются зеленоватыми или почти бесцветными хлоритом.

В воне андоксида гранодиоритов наблюдаются неравномерно-зернистые разности с непостоянным составом. Обычно это серые, зеленовато-серые мезокристовые породы с неравномерным распределением цветных минералов. В составе пород принимают участие те же минералы, что и в гранодиоритах. Прочентное соотношение главных минералов определяет принадлежность этих пород к кварцевым диоритам. Образование в зоне андоксида более основных разностей пород с переменным составом может быть объяснено процессами гидризации. Характерной структурной особенностью этих пород является обилие крупных скопленных зерен цветных и акцессорных минералов.

Экзоконтактовые изменения незначительны и выражаются в слабом окварцевании и орговокировании вмещающих пород.

Гранодиорит-порфирит и гранит-порфирит, Диорит-порфирит (1968-1?)

Кильная фаза раннемолового интрузивного комплекса представлена многочисленными дайками различной мощности (от 1 до 300 м), пророченных к зонам разломов северо-восточного и субширотного направления. Одна из этих зон проходит по долине рек Алгомы,

Бадис, вгоря, расположенная в долине р. Нунь, является ответвлением первой. Третья, наиболее мощная зона, в субширотном направлении пересекает водораздел р. Нунь, верховья рек Мугикта и Кур-так.

Кильные породы представлены в основном гранит-порфирами до диорит-порфиритов и микродиоритов, реже апгитами, микрогранитами. Наиболее ранними по времени внедрения являются апгиты и микрограниты, которые равномерно распределены по всей массиву, не выходят далеко за его пределы, не имеют больших мощностей и постоянных простираний. Дайки с порфировой структурой (от гранит-порфиритов до диорит-порфиритов) являются более поздними, прорывающимися первыми и локализируются как внутри массивов, так и за их пределами.

Петрографический состав первого этапа очень сходен с составом гранитных разностей массивов. Породы состоят из плаггиоклаза (до 40%), калиевого полевого шпата (до 30%), кварца (20-40%), биотита (до 5%). Акцессорные - сфен, апатит, ортит, магнетит.

Плаггиоклаз (олигоклаз № 15-20), калиевый полевой шпат (микроклин-пертит с углами $2v = 65-85^\circ$) и кварц образуют изометричные зерна размером в 0,1-0,4 мм. Акцессории и биотит распределены равномерно, структура пород апгитовая. В том случае, когда полевые шпаты начинают кристаллизоваться несколько раньше основной массы, наблюдаются переходы к гранит-порфиритам и микрогранитам.

Кильные породы второго этапа имеют резко порфирную структуру. Вкрапленники, составляющие до 30% пород, достигают размеров 2-3 мм, зерна основной массы не превышают сотых-десятых долей миллиметра.

Вкрапленники сложены зональным плаггиоклазом (от олигоклаза № 24-26 в центральной части зерен до альбит-олигоклаза в краевой), калиевым полевым шпатом (ортоклазом с 10% перлитовых ростков альбита), кварцем; в жилах среднего состава во вкрапленниках присутствуют биотит и роговая обманка. Все вкрапленники аморфны. В основной массе встречаются акцессории: сфен, апатит, реже циркон, ортит, магнетит.

Петрохимическая особенность раннемоловых интрузивных пород выявлена по результатам химических анализов и подсчетов шифров и сводится к следующему: породы чистых разностей (граниты) и жильные породы принадлежат к пересыщенному алмазному ряду, что связано с особенностью химического состава самой массы. Гибридные разности относятся к нормальному ряду. Для всех пород, не-

зависимо от кислотности, характерно постоянное соотношение кальция и натрия. Ниже приводятся химические составы и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому наиболее характерных пород.

В табл. 4 приводятся химические составы раннемеловых интрузивных пород и числовые характеристики по А.Н.Заварицкому (по результатам пересчета штифов).

Т а б л и ц а 4

Оксиды и числовые характеристики	Транзиты		Транодориты		Диориты	
	Сред. течение р.Уссури	Правый берег долины р.Нуня	Водо-раздел рек Уссури-Нуня	Сред. течение р.Нуня	Сред. течение р.Уссури	Сред. течение р.Уссури
SiO ₂	77,44	76,9	72,9	62,78	63,60	64,94
Al ₂ O ₃	0,02	0,05	0,27	0,14	0,35	0,48
Fe ₂ O ₃	12,50	13,80	14,98	18,21	16,99	19,00
FeO	0,30	0,56	0,89	2,26	2,08	1,09
MnO	0,27	0,72	1,86	2,77	2,56	2,96
MgO	0,01	0,02	0,05	0,09	0,10	0,07
CaO	0,18	0,50	0,92	2,23	2,26	1,16
Na ₂ O	0,71	0,10	1,70	5,29	5,39	3,46
K ₂ O	3,05	4,19	3,50	3,81	3,98	3,56
Σ	5,50	3,16	2,87	2,40	2,61	3,30
а	84	80,9	80	72,5	72,4	76,9
в	13,9	13,0	11,2	12,1	12,7	13,0
с	0,9	1,3	1,4	6,4	5,2	3,8
д	1,2	4,8	7,4	9,0	9,8	6,3
е	40	34,5	36,2	14,4	14,1	24,0
ж	15,4	10,1	8,0	1,9	2,4	3,4
з	31,5	61,3	55	-	-	-
и	-	-	-	3,1	15	7,5
к	26,3	15,8	20	43,8	40	31,5
л	42	22,4	34	53,1	45	61,0
м	46	67	66	71	69	62

Раннемеловые интрузии имеют широкое площадное развитие в зоне Становника-Джугджур. Однако их возраст точно не определен. В.Н.Мошкин и В.А.Альбов (1956г.) считают гранодориты долины Меловыми на основании залегания нижнемеловых конгломератов с флорой неомола на их размытой поверхности (в верхнем течении

р.Уссури). А.Г.Кад (1963) датировал возраст гранодоритов как нижнемеловой, так как на территории листа N-52-I в них были найдены кристаллы порфиров углекислотной толщи нижнего мела. Поскольку возраст их определяется условно как нижнемеловой. Бесспорность мезозойского возраста этих интрузий подтверждается определением абсолютного возраста по калий-аргоновому методу, данными цифры 145, 110-120, 88 млн. лет (Давыановский, 1959; Мошкин, 1956г. и др.). Возраст малых тел второй фазы определяется как нижнемеловой на основании прорывания ими гранитоидов первой фазы.

С нижнемеловыми гранитоидами связан широкий комплекс порезных ископаемых: овиц, цинк, молибден, висмут, золото, ртуть, редкие земли, радиоактивные элементы. К собственно магматическим элементам относятся редкие земли и торий, содержащиеся в ортите. Все остальные элементы связаны с проявлением гидротермальной фазы нижнемеловых гранитоидов. Из них на территории листа установлены значительные концентрации киноварды и золота, локализуемые в некотором удалении от массива гранодоритов в зонах разломов субширотного и северо-западного простирания. Однако следует отметить, что связь ртутного оруденения с раннемеловыми гранитоидами нельзя считать окончательно установленной.

Разломы преимущественно субширотного и северо-восточного направления, нарушающие архейские нижнепротерозойские и нижнемеловые метаморфические и интрузивные образования, повсеместно на площади листа сопровождаются катаклазитами и мионогитами. Так как образования катаклазитов и мионогитов происходит по всем без исключения дочетвертичным породам, то описание их дается после характеристики стратиграфии и интрузий района. Катаклазиты и мионогиты - это темно-серые, иногда до черных породы, с брекчиевидной текстурой. Под микроскопом обнаруживаются четкая биастоматоподобная структура и состоят из обломков, погруженных в мелко-раздробленную основную массу.

ТЕКТОНИКА

Территория листа N-52-III расположена на южной окраине архейского Алданского шита в зоне сочленения его с областью Становой нижнепротерозойской складчатости. По характеру дислоцированности пород четко выделяются: А. Структура кристаллического основания, охватывающие архейды Алданского шита и протерозойды

Становой складчатой области. Б. Структура этапа активизации кристаллического основания в мезозое (рис. 2).

СТРУКТУРА КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ

Атланский шит

В пределах развития ардехских толщ выделяется крупная Юж-Тинская синклиналь, осложненная четырьмя более мелкими складками. Южтинская синклиналь предстает собой крупную корытообразную складку с размахом крыльев по выходам пород улуучинской свиты около 50 км. Протяженность складки в пределах площади листа также около 50 км. Ее ось проходит в бассейне р. Юкты в северо-западном направлении и уходит на территорию простирания. Юго-восточное изгибается и приобретает субширотное простирание. Юго-восточное продолжение Южтинской синклинали "срезано" интрузивной ниже-меловых гранитоидов. Шарнир складки, на дне сохранившейся ее части, залегает полого, почти горизонтально (сплошные выходы южтинской свиты в ее ядре); в междуречье Юкта-Сутам наблюдается резкое воздымание шарнира.

Северо-восточное крыло Южтинской синклинали сложено породами улуучинской, нижнесунагагинской и верхнесунагагинской свит. В пределах этого крыла выделяются Нуямская антиклиналь и Ольбутинская синклиналь, простирание осей которых в общем совпадает с простиранием оси Южтинской синклинали. Нуямская антиклиналь расположена по правому борту долины р. Нуям. Ядро складки сложено породами улуучинской свиты, крылья - нижнесунагагинской свитой. Складку протыгивает не более чем на 10-12 км. Размах крыльев 3-4 км. С севера складка обрывается разломом, в к югу происходит резкое погружение ее шарнира, приводящее к замыканию структуры. Падение пород в северо-восточном крыле не превышает 30°, в юго-западном 40-45°. Ольбутинская синклиналь расположена рядом с Нуямской антиклиналью. Ядро складки сложено породами нижнесунагагинской свиты, на крыльях выходят образованные улуучинской свиты. На севере происходит воздымание шарнира синклинали, что приводит к расширению в плане выходов пород улуучинской свиты по северной границе территории листа. Углы падения на крыльях складки пологие и колеблются в пределах 20-30°.

Юго-восточное крыло Южтинской синклинали также осложнено двумя складками - антиклинальной и синклинальной, образованными породами верхнесунагагинской свиты: Даурская синклиналь и Даурская антиклиналь. Углы наклона на крыльях осей складок по-

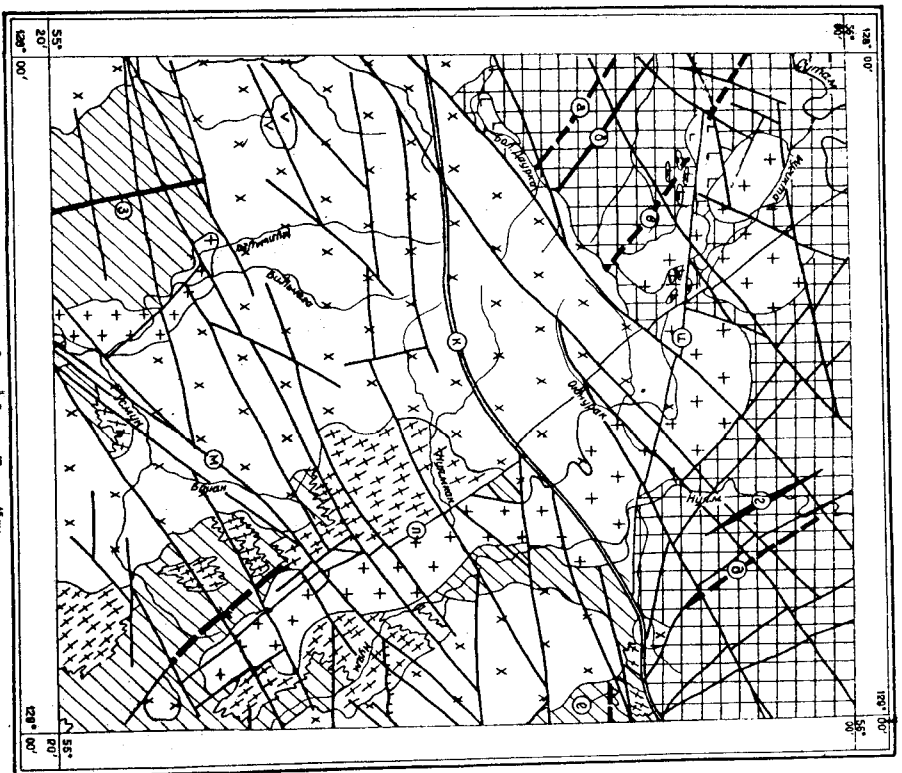
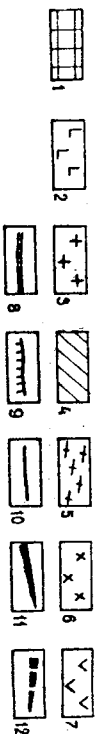


Рис. 2. Тектоническая схема



Структура кристаллического основания. Атланский шит: 1 - область распространения сложной дискордированных ардехских кристаллических образований; 2 - постоороженные дискордированные массивы раннепротерозойских радио-апогровитов; 3 - постоороженные дискордированные массивы гранитоидов (в Становой складчатой области они поделены на конкордированные). Становая складчатая область; 4 - область распространения дискордированных раннепротерозойских метаморфических пород; 5 - орогенные массивы древнеостановых гранитов с обильными полями пегматитов.

Структура этапа активизации кристаллического основания в мезозое: 6 - тренные тела раннемоловых гранитоидов; 7 - риниты покрова раннемоловых экфузоров.

Основание структуры и ее элементы: 8 - гудинские разломы с дилатацией которой формированы; 9 - разломы нарушения с указанием направления поворота вихревого падения; 10 - прочие разломы нарушения; 11 - ось антиклинальной и наплавление их погружения; 12 - ось синклинальной и наплавление их воздымания. Вывалы на стеле обозначены: 4 - Даурская синклиналь; 5 - Даурская антиклиналь; 6 - Южтинская синклиналь; 7 - Нуямская антиклиналь; 8 - Даурская антиклиналь; 9 - Южтинская антиклиналь; 10 - Даурская антиклиналь; 11 - Даурская антиклиналь; 12 - Южтинская антиклиналь.

рядка 40-45°. Крупная Кутинская синклинали в целом несколько асимметрична. Если в северо-восточном крыле углы падения, как правило, не превышают 30°, то в юго-западном преобладают замеры 45-60°.

Все пикативные структуры осложнены складками более высоких порядков.

Посторонние дискордантные приразломные массивы нижнепротерозойских анортозитов образуют в зоне крупного Кутинского разлома небольшие тела с четкими дружными контактами. Внедрение этих интрузий происходило, по-видимому, в самом начале образования Становой складчатой области, когда Алданский шит был превращен в жесткую плиту.

В зоне Нуниского разлома локализованы крупные посторонние дискордантные тела раннепротерозойских гранитоидов, имевшие четкие крутые секущие контакты с архейскими метаморфическими породами.

Дивергентные нарушения несомненно архейского возраста в пределах территории листа М-52-Ш не установлены. Это не исключает, однако, возможности заложения части разрывов в архее. К таким разрывам скорее всего могут быть отнесены разломы северо-западного простирания, параллельные общему направлению архейских пикативных структур.

Становая складчатая область

К началу протерозоя Алданский шит превратился в жесткую консолидированную плиту, подвергшуюся разрыву. Сносимый с Алданского шита материал поступал в Становую область, где шло накопление мощных толщ. Развитие Становой области завершилось образованием фазой и внедрением гранитоидов, в результате чего образовалась зона Становика-Джугджур, сложенная породами, известными в амфиболитовой фации метаморфизма. Становая зона приключилась с юга к Алданскому шиту, образовав с ним жесткое кристаллическое основание.

В период складчатости, охватившей Становую область, Алданский шит подвергся сильным динамическим напряжениям, приведшим к образованию системы расколов. По границе протерозойской складчатой области и Алданского шита произошло образование структурного шва, выраженного полосой раздробленных и дивергированных пород.

Нижнепротерозойская складчатая область представляется двумя небольшими реликтами, большая ее часть поглощена раннемеловыми

гранитоидами. Предположительно основывается на небольшом количестве замеров элементов залегания, выявляются несколько складок субмеридионального и северо-западного простирания.

Кутинская антиклиналь образована породами олдосинской свиты, ориентирована субмеридионально. Падение пород в западном крыле 40°, в восточном - 30°. Протяженность оси структуры 15 км, размах крыльев (видимой части) также 15 км. С запада, севера и востока складка уничтожена нижнемеловыми интрузиями. На юге она уходит на территорию листа М-52-IX.

В восточной части района, в пределах развития пород верхней подсувиты Кудуликанской свиты выделяется Амусканская синклинали, ось которой прогибается в северо-западном направлении на 20 км. Северо-восточное крыло этой структуры более пологое (падение 20-30°), чем юго-западное (45-50°). В центральной части складки широко развиты синорогенные древнеэстаблыве гранитоиды.

Северо-восточное крыло Амусканской синклинали является одновременно юго-западным крылом Чапской антиклинали, ось которой параллельна оси первой структуры и расположена на территории листа М-52-IV.

В бассейнах верховьев рек Алтомы и Аридикты с востока к территории листа М-52-Ш подходит окончание крупной Токско-Алтоминской синклинали, сложенной породами Кудуликанской свиты. Ось структуры, выгнутая в широтном направлении, проходит через всю площадь листа М-52-IV. Углы падения крыльев 45-50°.

Все описанные структуры осложнены складками с размахом крыльев 20-30 м, а также мелкой гофрировкой, пикативностью. Направление простирания складчатых структур высших порядков, как правило, совпадает с общим направлением осей крупных складок.

Характерной особенностью, отличающей зону протерозойской складчатости от Алданского шита, является широкое развитие в ее пределах древнеэстаблыве гранитов. Здесь интрузии полойно мигрируют вышележащие нижнепротерозойские толщи, образуя обширные массивы вышележащие гранитов, что указывает, по-видимому, на их синорогенность. Тела гранитов выгнуты согласно с простиранием складчатых структур нижнего протерозоя. Определенной закономерности в локализации гранитных массивов относительно элементов складок не наблюдается. Так, например, в пределах Амусканской синклинали тела этих гранитов размещаются и в ядре, и на крыльях этой структуры.

Гранитоиды, синхронные завершающим фазам протерозойской складчатости, образуют крупные конкордантные массивы, выгнутые

пелочкой в северо-западном и субмеридиональном направлениях. Они приурочены к зонам крупных разломов, в частности, к зоне Нуымского разлома. Контакты с вмещающими нижнепротерозойскими метаморфическими породами расчленяются, с образованием грубоополосчатых линзалитов. Все это существенно отличает их от аналогичных по возрасту и составу гранитоидов Алданского шита.

Важнейшим диагностическим нарушением, заложившимся в нижнепротерозойское время, является Становой глубинный разлом. Он прослеживается в субшироком направлении вдоль оси Станового хребта. Западнее и восточнее территории листа М-52-III Становой разлом прослеживается на тысячи километров. Становой разлом является швом, соединяющим Алданский шит, с нижнепротерозойской складчатой областью. В современной структуре он выражен зоной шириной около 0,5 км. В современном субпараллельных разрывов. В верховьях р.Алтомы и по долине р.Вадис, а также восточнее, на территории листа М-52-IV, вдоль этого шва прослеживаются интенсивно диморфизированные породы (катаклазиты, миклониты), участками подвергшиеся полной перекристаллизации под действием гидротермальных процессов с образованием диафоритов. Ширина выхода диафоритов достигает 3-5 км. Более слабо проявлены диафореза прослеживаются в зоне шириной до 10-15 м. Часто внутри зоны Станового разлома породы сматы в мелкие изоклинальные складки, параллельные общему направлению разрывных нарушений. Ширина зоны интенсивно диафоризованных и катаклазитованных пород достигает 3-5 км. Более слабо проявления процессов диафореза распространяются гораздо шире. Западнее р.Нуым Становой разлом проходит в массиве нижнеметалловых гранитоидов, и катаклаз здесь по нему выражен гораздо слабее.

О длительности "тектонической жизни" Станового разлома могут свидетельствовать следующие факты: 1) в Становому разлому приурочены массивы основных пород раннепротерозойского возраста, а также серия нижнеметалловых даек; 2) восточнее, на площади листов М-52-IV, V с разломами, опередившими Становой, тесно связаны породы четвертичных оливиновых базальтов; 3) в верховьях р.Мульгутагин-Накит по Становому разлому сброшена на 200 м поверхность выщипывания, предположительно третичного-нижнечетвертичного возраста (см. главу "Геоморфология"). На всем протяжении Станового разлома от него в субширотном и северо-западном направлениях ответвляются крупные глубинные разломы, уходившие на север в пределы Алданского шита. За пределами района в этих разломах имеющих характер надвигов или взбросов, часто выявлены в узких вынужденных трабеках мезозойские конглюентальные образования. Одним из таких

ответвлений является вертикальный Ютинский разлом, протягивавшийся параллельно Становому из долины р.Нуым по бассейнам рек Оюндрак, Налдинды, Юкта на запад в пределы территории листа М-52-II, где по нему приходят в соприкосновение архейские и мезозойские образования. В пределах территории листа М-52-III, на водоразделе рек Юкта и Муликта, по Ютинскому разлому локализованы тела нижнепротерозойских анортозитов и габбро-анортозитов.

К числу древних разломов, играющих важную роль в нижнепротерозойское оротенезе, принадлежат также Нуымский разлом, протягивавшийся в север-северо-западном направлении от верховьев р.Уган по левобережью Нуыма в долину р.Бутам. Этот разлом четко фиксируется по данным аэромагнитной съемки и почти на всем протяжении он сопровождается интрузией нижнепротерозойских гранитов. Нуымский разлом представляет собой серию круглопадающих субпараллельных сбросов, локализованных в зоне шириной до 2 км. Часто эти разломы смещены по более молодым разрывным дислокациям северо-восточного и субширотного направлений.

В пределах Алданского шита отмечается еще несколько довольно крупных вертикальных разломов северо-западного простирания, параллельных Нуымскому, и большее количество более мелких. Многие из них были заложены, по-видимому, еще в архее, так как их направление совпадает с общим простиранием архейских структур. Многие разломы северо-западного простирания сопровождаются миклонитовыми и катаклазитовыми. Амплитуды вертикальных смещений по ним измеряются, вероятно, несколькими километрами.

СТРУКТУРА ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ОСНОВАНИЯ В МЕЗОЗОЕ

Мезозойское, в основном нижнеметалловое время является периодом активизации тектонических движений, выразившихся в значительных глубовых деформациях и во внедрении вдоль этих деформаций в раннеметалловое время гранитоидных интрузий. Залегание контактов интрузивных тел непостоянно и изменяется от довольно пологого (угол 20-30° в сторону массива) до вертикального. Глибовые движения и интрузии вдоль трещин происходили, по-видимому, в связи с движениями в Монголо-Охотской геосинклинальной области. Эпизоды активизации кристаллического основания отвечают также излияния нижнеметалловых эффузивов. Условия залегания нижнеметалловых эффузивов на площади листа не выявлены вследствие малого их развития и плохой обнаженности. На смежных территориях (листы М-52-I, II) аналогичные образования, получившиеся широким распространением,

выделяет на метаморфических породах в виде покровов горизонтально или с углами наклона, не превышающими 3-4°.

Разрывные нарушения, проявившиеся после перехода района на платформенный режим, характеризуются связью нижнемиловых речных направлений, что подтверждается связью нижнемиловых гранитовых интрузий с этими нарушениями. Протяженность мезозойских разрывных нарушений различна — от 1-2 км до 40-50 км. Для этих разрывов, обычно сбросов или взбросов, характерны сравнительно небольшие амплитуды перемещения по ним (десятки и нередко сотни метров) и преимущественно вертикальные плоскости сдвижения.

Однако для некоторых субширотных разломов (например, по правому борту долины р. Нуги, в ее верховьях) устанавливается незначительный наклон плоскости сдвига к северу.

Одним из наиболее крупных нарушений северо-восточного направления является Усманский разлом, протянувшийся от долины р. Мульмуга по долине рек Усуги, Бачан, Усть-Мульмикит, Кавыкина и далее на северо-восток за пределы территории листа. Разлом представляет серию параллельных разрывов, сопровождающихся интрузивными катаклазом и миконитизацией. Ширина зоны дробления достигает местами пяти километров. Время заложения этого нарушения не может быть ниже мела, так как разрывы, его составляющие, использованы дайками правоориент-порфиром.

Помимо описанных выше разрывных нарушений, в районе чрезвычайно широко развиты мелкие разломы и трещины самых различных направлений.

В Верхнеуральском районе распространены в области глыбовых поднятий Станового хребта. Новейшие тектонические движения проявляются в проксимальных время от времени землетрясениях интенсиальностью до 8-9 баллов.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Будущим фактором, определяющим характер современного рельефа, явились блоковые подвижки альпийского возраста, широко проявившиеся в пределах района. Как следствие альпийской тектоники, важную роль в формировании рельефа играет положение участков относительно местных базисов эрозии. Различия в литологии пород, климатические и экспозиции склонов мало отражаются в современной рельефе.

Выделяются следующие типы рельефа: денудационный, эрозивно-денудационный, денудационно-эрозивный и эрозивно-вакуумный.

линий, в каждом из которых выделяется один или несколько подтипов с более или менее условными границами между ними (рис. 3). Денудационный тип рельефа имеет ограниченное распространение и выделен в восточной части района, на водоразделе Станового хребта в междуречье рек Б. Дурка и Мульмуга и на р. Куррак. Это небольшие по площади выровненные участки со слабоволнистым, иногда почти идеально плоским рельефом. Их можно рассматривать как останцы древнего пенеплена, сохранившиеся в пределах привокзальной зоны наиболее крупных горных массивов. Абсолютная высота, на которой они располагаются, 1500-1600 м. На водоразделе рек Мульмуга и Муниганды-Макит останцы поверхности выравнивания наблюдаются на высоте около 1350 м. Здесь четко устанавливается, что это та поверхность, южная часть которой сбросена по Становому разлому с амплитудой сброса более 200 м. На еще более низком уровне 1000-1100 м расположены останцы поверхности выравнивания на г. Куррак.

На смежной с востока территории описаны обширные по площади участки древнего пенеплена с сохранившимися древними долинами. Там их возраст определяется как конец золотистоцена — начало мезоплейстоцена (Казим, 1960). На территории листа N-53-1, по данным В. В. Скотаренко, возраст аналогичных поверхностей выравнивания определен как третичный (Тамален, 1960г.), что представляется более правильным.

Эрозивно-денудационный тип рельефа связан своим формированием эрозивно денудационным и, в последующие этапы, широкому проявлению денудационных процессов. Последние сыграли главную роль в формировании современной скульптуры рельефа. Он подразделен на два подтипа: низкогорный и средне-низкогорный.

Низкогорный слабо расчлененный увалистый рельеф выделен в верховьях р. Утутей в пределах утутейской депрессии и в придолинном просторанстве р. Амгускан. Абсолютные высоты от 680 до 900 м, глубина эрозивного расчленения 50-150 м, мягкие формы рельефа. Долины рек широкие, однако террасы не выражены; видимо, перекрыты делювиальными шлейфом. В утутейской депрессии глубинная эрозия не проявляется, имеет место только плоскостной сдвиг материала и его связи с весьма малой энергией рельефа, вынос материала и его накопление идут замедленно. Только здесь сохранились от денудации нижнемиловые эффузивы, видимо, более широко распространены ранее и ныне полностью уничтоженные в остальной части района. Этот факт, а также общий облик рельефа утутейской депрессии свидетельствуют о его древности. С севера депрессия ограничена Становым разломом, максимальные подвижки по которому, веро-

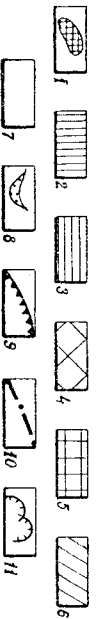
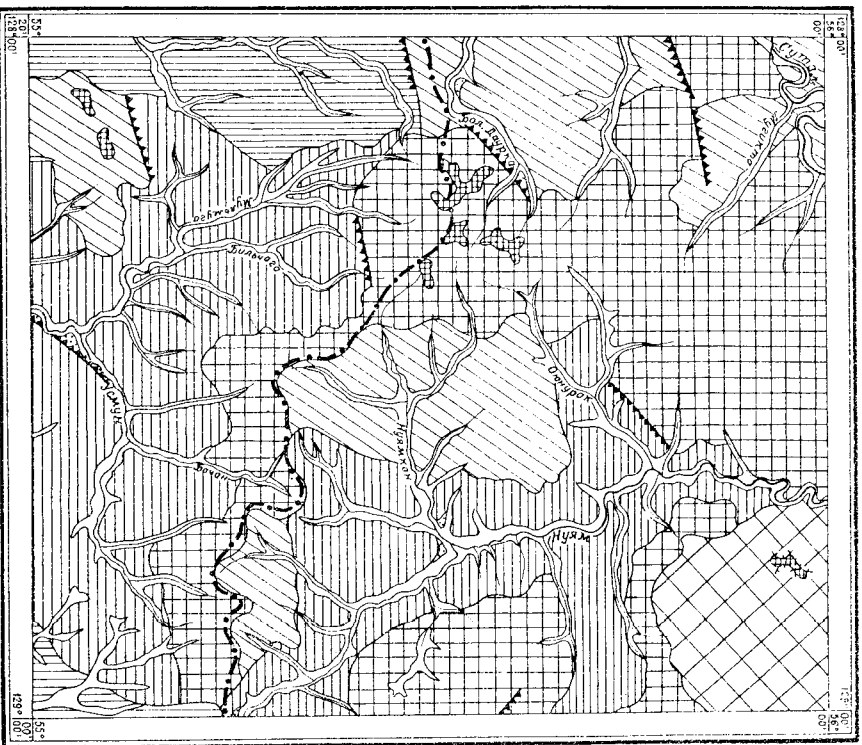


Рис.3. Геоморфологическая схема

Ленуацонный рельеф: 1 - разновысотные поверхности выравнивания, эрозионно-ленуацонный рельеф; 2 - низкогорный слабо расчлененный унаследованный рельеф с тупойной эрозионного впадина от 50 до 150 м; 3 - средне-высокогорный пологосклонный умеренно расчлененный рельеф с тупойной эрозионного впадина 150-300 м.

Ленуацонно-эрозионный рельеф: 4 - среднегорный резко расчлененный крутосклонный рельеф со следами карового оледенения и тупойной эрозионного впадина 600-800 м; 5 - средне-высокогорный крутосклонный рельеф с узкими гребневыми водоразделами и тупойной эрозионного впадина до 500-600 м; 6 - средне-высокогорный интенсивно расчлененный рельеф с округлыми водоразделами и тупойной эрозионного впадина 300-500 м.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф: 7 - поверхности поименных террас; 8 - поверхности надпойменных террас.

Прочие обозначения: 9 - разлом, выделенные в виде уступов; 10 - линия водораздела Станового хребта; 10 - кары

явно, происходили в среднечетвертичное время.

Средне-низкогорный умеренно расчлененный пологосклонный рельеф выделен на ряде участков: в бассейне среднего и верхнего течения р. Нуя, в верховьях р. Алгоми, а также в бассейнах рек Мульмута и Учан и среднего течения р. Усугун. Все указанные участки расположены на разной абсолютной высоте (1100-1400 м в долине р. Алгоми, 800-1200 м в бассейне р. Нуя и 700-1000 м на южном склоне Станового хребта). Тупина эрозионного расчленения составляет 150-300 м, средняя крутизна склонов 6-9°. Пологие склоны плавно переходят в водораздела. Речная сеть носит черты эрозии: долины пологосклонные с широким дном, изобильными речными мезандрами и старицами. Преобладает боковая эрозия и аккумуляция материала, протекшие замедленно вследствие малой энергии рельефа. Широкое развитие получили ледниковально-солфидкционные шлейфы.

Описываемые участки выделяются достаточно древними элементами рельефа. Их возраст, по-видимому, не моложе среднечетвертичного. Однако уже началось проникновение в их пределы регрессивной эрозии современного цикла: наличие скальных береговых обрывов у р. Нуя; перестройка долины одного из левых притоков р. Нуя, имевшего сейчас высшую долину и участок бровенной долины на высоте около 40 м над нынешним руслом Нуя и т.д. Аналогичные явления отмечены и в долинах рек Бассейна Зек.

Ленуацонно-эрозионный тип рельефа подразделяется на 3 подтипа: среднегорный, средне-низкогорный, средне-низкогорный интенсивно расчлененный.

Среднегорный резко расчлененный крутосклонный рельеф со следами карового оледенения выделен на северо-востоке района и приурочен к его наиболее поднятой части. Тупина эрозионного расчленения достигает 600-800 м, средняя крутизна склонов около 25°. Водоразделы узкие, местами преднебывшие, но кое-где и довольно широкие, углошенные. Долины рек V-образные, узкие, часто лишены поймы, с крутыми падением русла. Резко господствует тупобинная эрозия. Аккумулятивные формы рельефа, кроме небольших конусов выноса мелких ручьев, отсутствуют. Оледенение на описываемом участке было крайне незначительным по масштабам. Свидетельство его является сейчас только группа разрушенных каров разломом до 0,7-1 км (по верху), врезанных на водоразделе рек Нуя и Ольбуги в древнюю поверхность выравнивания. Морены в пределах каров отсутствуют.

Средне-низкогорный крутосклонный рельеф с узкими, иногда преднебывшими водоразделами выделен на ряде участков на севере

района и в приводораздельной части южного склона Станового хребта. Глубина расчленения до 500-600 м, крутизна склонов 18-20°. Наряду с У-образными омежаются широкообразные долины рек. Подступают глубинная эрозия, условия накопления обломочного материала неблагоприятны в связи с невыработанностью продольного профиля болышинства долин.

Средне-низкогорный интенсивно расчлененный рельеф с округлыми водоразделами и склонами умеренной крутизны выделен по долинам рек Сутом и Муликта, в бассейнах рек Б. Давурка и Джета и в бассейне Нуяма. Глубина расчленения 300-500 м, крутизна склонов 10-11°, водоразделы широкие, округлые. Долины рек пологоосклонные, с широким террасированным днищем, реже широкообразные. Условия аккумуляции гораздо более благоприятные, чем в предыдущем подтипе.

Более низкое гипсометрическое положение описываемого подтипа рельефа, по сравнению с двумя предыдущими, объясняется боковыми подвижками в новейшее время, его границы часто совпадают с разломами, выраженными в рельефе. В ряде случаев, вследствие тектонических подвижек произошла перестройка гидросети: верховья р. Джета оказались перехваченными р. Б. Давурка, верховья р. Давур-Качан - р. Муликта. Поэтому область развития интенсивно расчлененного рельефа можно рассматривать как область относительного олуокания.

Образование денудационно-эрозийного типа рельефа связано с резкой интенсификацией тектонической жизни региона, прошедшей, видимо, в конце нижнечетвертичной или в начале среднечетвертичной эпохи.

К эрозийно-аккумулятивному типу рельефа отнесены террасированные днища долин главных рек района. Общим для всех рек района является ограниченная роль напойменных террас. Повсеместно развиты только поймы. I надпойменная терраса наблюдается на отдельных участках.

Наиболее типична в этом смысле долина р. Нуям, расположенная в большей своей части в пределах умеренно расчлененного пологоосклонного рельефа. В верхнем и среднем течении долина р. Нуям четко выделена, хорошо разработана в расширениях, с низкой и высокой поймой и I надпойменной террасой, с многочисленными меандрами и старицами. Ширина русла вместе с низкой поймой от 30-40 м в верховьях до 200-300 м в районе устья р. Нуямкан. Днище долины преимущественно занято высокой поймой (I, 5-2, реже до 3 м), достигавшей наибольшей ширины ниже устья р. Нуямкан (до I, 2-1, 5 км). Высокая пойма изобилует старицами. I надпойменная терраса высотой

4-6 м наблюдается только на отдельных участках. В устье р. Нуямкан ширина ее площадки достигает 0,6 км. Уступ террасы четкий, но поверхность перекрыта делювиальным шлейфом, поэтому тиловой шов нерезкий. Высокие террасы р. Нуям вырезаны плохо. Кое-где наблюдаются террасовидные площадки, лишенные аллювия. Их высота колеблется от 30 до 80 м над руслом. Ниже устья р. Мултыг-Бирекан р. Нуям представляет собой антецедентную долину и прорезает область молодого поднятия. Днище долины узкое, занято руслом, пойма почти отсутствует. I надпойменная терраса встречается только в излучинах реки. В виде обрывков встречены также площадки высотой (40-50 м) эрозийных террас.

Долины крупных приговов р. Нуям в пределах участков с пологоосклонным рельефом характеризуются теми же чертами, что и долины Нуяма в четковидных расширениях. В низовьях это зрелище долины с широким плоским днищем, занятым руслом и поймой. I надпойменная терраса встречается лишь обрывками, более высокие террасы не зафиксированы. Наиболее дружной долиной обладает р. Деликта, продольный профиль которой близок к равновесному. Ширина поймы здесь достигает 1 км.

Река Сутом на территории листа N-52-III протекает в антецедентной долине с крутыми, почти обрывистыми склонами; днище долины узкое (100-250 м), занято руслом и поймой, I надпойменная терраса с высотой уступа 6 м наблюдается только проля устья р. Давур-Качан. Иногда встречаются площадки 80- и 150-метровых эрозийных террас.

Долины рек бассейна Сулама характеризуются теми же особенностями, что и реки системы Нуяма. Наиболее хорошо разработана долина р. Б. Давурка в среднем течении. Здесь на значительном протяжении сохранилась I надпойменная терраса, ширина площадки которой местами достигает 1 км.

В долинах рек Муликта и Джета наблюдается только пойма. Правый борт долины р. Муликта является поднятым в результате новейших подвижек. Несмотря на то, что левобережье Муликта является область относительного олуокания, условия аккумуляции аллювия здесь неблагоприятны, поскольку репрессивная эрозия в долине Муликта и ее приговов, в соответствии с энергичным углублением долины р. Сутом, протекает весьма интенсивно.

В долине р. Мултыга наблюдается пойма и I надпойменная терраса высотой 3-4 м и реже вторая - 8-9 м. Наибольшей ширины долина достигает в пределах средне-низкогорного пологоосклонного рельефа, где местами пойма расширяется до I-I, 5 км. В долине р. Ус-Кун, кроме поймы и I надпойменной террасы, наблюдается 15-20-мет-

рован III надпойменная, площадь которой протгравивается по левому борту более чем на 10 км и имеет ширину до 1 км. Поверхность террасного полого повышается к склону. Тыловый шов довольно четкий, хотя вся терраса перекрыта делювиальными шлейфом.

История формирования рельефа. Отсутствие в районе каинзойских отложений, древнее верхнечетвертичных не позволяет подробно восстановить историю развития рельефа. В мезозое большая часть территории представляла собой, по-видимому, область поднятия, подвергшаяся в третичный период интенсивной денудации. Понижения была в основном закончена в конце третичного — начале нижнечетвертичного времени. В конце эоценового — начале мезоценового началось дифференцированное свозово-тыловое поднятие территории района, продолжавшееся, по-видимому, в течение всей среднечетвертичной эпохи. В начальную стадию поднятия в одних частях оформился водораздел бассейнов Алдана и Зей, и гидроэрозия получила рисунок, близкий к современному. В это время эрозия протекла резко усиленно, достигнув особой интенсивности в пределах наиболее поднятых участков Свенского нагорья, где от расчленения утесов лишь незначительные по площади приподнятые участки — останцы поверхности выравнивались.

Работа глубинной эрозии едва соответствовала скорости поднятия северной части района, поэтому рельеф областей с меньшей интенсивностью поднятия и дальше отстоявших от базиса эрозии рек (верховья Нуяма, верховья Алгома) оказался в какой-то мере закономерно выровненным. Сочетание действия боковой эрозии и аккумуляции привело к выработке здесь мягкого рельефа со широкими речными долинами. В то же время реки бассейна Зей не встречали на своем пути подобных по масштабу поднятий, и их глубинная эрозия проникла до самого водораздела, а затем (в смежных районах) привела к перестройке гидроэрозии и отсутствию алдано-зейского водораздела на север. Сравнительно небольшая амплитуда поднятия южной части района привела к тому, что здесь на значительной территории успел выработаться мягкий рельеф. Лишь углубленную депрессию с ее увеличенным рельефом следует рассматривать как более древнее образование. Это область относительного опускания, время формирования которой предшествовало времени максимальных подняжений по зоне Станового разлома, ограничивающего углубленную депрессию с севера.

В конце среднечетвертичной — начале верхнечетвертичной эпохи в районе произошли последние крупные подвижки, приведшие к перестройке долин рек Кутигита и Давур-Качан. С этого времени речная сеть окончательно приобрела современный рисунок.

Верхнечетвертичная эпоха характеризовалась слабо проявившимся оледенением горно-долинного типа. По литературным данным, в конце мезоценового — начале неогценового ему предшествовало оледенение подпокровного типа, следы которого нами не встречены. Горно-долинное оледенение на площади листа М-52-III играло крайне незначительную роль. Ледники карового типа распространялись отдельными мелкими группами в наиболее поднятых частях района, используя верховья речных долин. Отсутствие ледников и их окончательное исчезновение по времени совпадает с формированием комплекса низких надпойменных террас.

В конце неогценового, по-видимому, имели место незначительные поднятия. Вероятно, с ними можно связывать понижение в долине Нуяма, выше устья р. Кавьяки (и в долине р. Кавьяки), четковидных сужений, в пределах которых долина имеет черты антецедентной.

В современную эпоху характер развития рельефа остается прежним: продолжается дальнейшее его расчленение, в сферу действия регрессивной эрозии вовлекаются новые участки. Особенно интенсивно наступают реки южного склона Свенского хребта, уже перекатывшие некоторые мелкие долины северного склона.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа встречены рудопроявления магнетитовых руд, титана, золота, серебра, молибдена, редких земель, руты, вискюта, горного хрусталя и мусковита.

Наиболее интересными с промышленной точки зрения являются рудопроявления руты, золота и молибдена.

МЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Ч е р н ы е м е т а л л ы

Магнетитовые руды

Магнетитовые руды на территории листа были обнаружены в 1960 г. Е.Н.Калтановым (1961г.). Всего было изучено 27 провалений магнетитовых руд, обнаруженных при наземной проверке всех аномалий, выявленных при аэромагнитной съемке М-6а I:100 000. Рудопроявления железа отмечаются только в архейских метаморфических образованиях в виде единичных залежей или серии небольших рудных тел в количестве до 16, сосредоточенных на площади

около 10 км². Рудные тела представляются гиперстезен-кварц-магнетитовыми и кварц-магнетитовыми рудами, с содержанием в них железа от 27% до 53% при среднем содержании до 37%, глиана от 0,11 до 1,6% при среднем 0,4%. Обычно это линзовобразные и пластовобразные согласно залегавшие тела. Изредка отмечаются небольшие секущие тела штокообразной или неправильной формы. Размеры рудных тел по мощности варьируют от 1 до 25 м при протяженности от 10 до 200 м. В большинстве случаев рудные тела имеют мощность 3-5 м при протяженности 30-50 м. Магнетитовые руды в основном метаморфогенно-осадочного происхождения, образовывались за счет древних (архейских) железистых осадков с последующим воздействием на них инфильтрационно-метасоматических процессов, связанных с магнетитической деятельностью архейских гранитоидов (Наденский, 1953г.).

Все рудопроявления магнетита (8, 10, 13, 15, 16, 21, 22, 23, 24, 27, 29, 30, 31, 32, 33, 39, 40, 41, 43, 45, 47, 48, 51) находятся в приподнято-глыбе оминаковой геологической обстановке, характеризуются близкими содержаниями железа, идентичной формой и размерами рудных тел; поэтому в тексте приводится описание только двух наиболее крупных рудопроявлений, а остальные, показанные на карте полезных ископаемых, перечислены лишь в списке проявлений полезных ископаемых.

Рудопроявление Верхнекутинское (3) находится на правобережье Юкты, в 2 км к юго-востоку от высоты с отметкой 1286,0 м. Рудопроявление представлено магнетит-гиперстезеновыми и кварц-магнетитовыми телами, залегавшими среди силит-гиперстезеновых и силитовых гнейсов и гранат-гиперстезеновых кристаллических сланцев кюринанской свиты. Перечисленные разности пород на юго-востоке участка митвагизированы и инфильтрованы архейскими аляскитовыми гранитами. Профилирование магнитометром М-8 показало, что максимум суммарного вектора магнитного поля тяготеет к кварц-магнетитовым и гиперстезен-магнетитовым разностям пород и к наиболее темным пироксенитов. Суммарный вектор магнитного поля на участке достигает 8000 гамм. Всего на участке в 10 км обнаружено 16 рудных тел суммарной протяженности 50-60 м. Рудные тела спорадически встречаются по всей площади участка. Содержание железа, по данным химического анализа, в кварц-магнетитовых рудах до 36,82%.

Рудопроявление Амарражское (13) расположено в долине р. Амарраж. На участке развиты магнетит-гиперстезеновые и гранат-гиперстезеновые кристаллические сланцы нижнекутинской свиты. Простирание рудных тел, представленных линзами кварц-магнетитовых и кварц-магнетит-гиперстезеновых пород, северо-западное. Рудные тела скрыты почти нацело под четвергичными отложениями и фиксируются магнитометрическим профилированием. Мощности их установлены ориентировочно, не превышают 20 м при длине до 50 м. Протяженность двух наиболее крупных рудных тел около 200 м. Суммарный вектор магнитного поля на отдельных участках достигает 11000 гамм. Содержание железа колеблется от 28 до 53,9%. В настоящее время все рудопроявления магнетита на территории участка не могут представлять практического интереса из-за разобщенности рудных тел, малых размеров и незначительного содержания железа. Так как все крупные аномалии были проверены наземными работами и все установленные проявления магнетита признаны неперспективными (Калтанов, 1961г.), на площади листа вряд ли можно ожидать обнаружение промышленных месторождений железа.

Титан

Россыши ильменита, по данным шихового опробования, локализованы в аллювиальных отложениях, в области сноса выносятся площади развития метаморфических пород архея и нижнего протерозоя. Максимальные содержания ильменита до 8 кг/м³ встречаются в единичных пробах из руслового аллювия по р. Юкте. Обычно количество ильменита в шихвах менее 100 г/м³.

Две небольшие россыпи ильменита с содержанием минерала 3-5 кг/м³ расположены в северо-западном углу листа по р. Бутам (1,2). Россыпи на титан перспективны из-за убогих содержаний в них ильменита и из-за малых масштабов рудопроявлений. Рудит не образует повышенных концентраций, но дает довольно четкий шиховой ореол (единичные знаки) в среднем течении р. Юкты, приуроченный к выходу пород кюринанской свиты (4).

В целом территория листа перспективна для образования промышленных россыпей ильменита и рудита, так как в районе нет крупных рек с хорошо разработанными долинами, благоприятными для накопления аллювия.

Хром

При шиховом опробовании в аллювиальных отложениях в значительных количествах встречается хромит. Несколько большее его количество (до нескольких грамм на м³) отмечается в аллювиальных отложениях двух правых притоков р. Нуям, где он, по-видимому,

генетически связан с небольшими телами архейских пироксенитов. Территория листа неперспективна на хром из-за отсутствия в районе крупных ультраосновных и основных интрузий с повышенными содержаниями элемента.

Б л а т о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

Область сочленения Алданского шита и зоны Становой ниже-промерозойской складчатости считается и считается в настоящее время перспективной на золото, поэтому поиски его на этой территории начались еще в середине прошлого столетия. Поиски золота на территории листа проводил А.И.Кукс (1953 г.), который в бассейне р.Бадис обнаружил два коренных проявления.

А.И.Куксом были опробованы актинолитовые и хлоритовые сланцы с пиритом в нижнем течении р.Бадис, которые показали содержание золота до 2,8 г/т и серебра до 13,2 г/т (50). Кроме того, в верховьях р.Бадис им были опробованы ожелезненные и интенси-но пиритизированные кварцевые порфиры, которые дали содержание золота до 0,8 г/т и серебра до 7,6 г/т (35).

Вторичное опробование, проведенное на этих точках Е.Н.Кадановым (1961 г.), не подтвердило приведенные выше данные. Все пробы показали только следы золота. По-видимому, золото в диафторитах и кварцевых порфирах с сульфидной минерализацией встречается спорадически, поэтому для оценки перспектив района на коренное золото требуется провести более детальные поисково-оценочные работы.

В алмазительных отложенных района единичные знаки золота в шлихах были обнаружены по долине р.Мутикта и в ее левых притоках, по рекам Бадис, Налдандя, в низовьях р.Омнурак и по р.Нуям как, по устью р.Омнурак. В единичных шлихах золота отмечается в бассейнах рек Муджугта, Угугей и в верховьях р.Нуям. Золото в выщелоченных реках содержится как в русловом и пойменном аллювии, так и в отложенных первой надпойменной террасе.

Довольно четкий шлиховой ореол золота отмечается в алмазительных отложенных р.Мутикта и ее левых притоков (6). Здесь золото, по-видимому, связано с крупными региональными разломом субширотного прослеживания. Породы в зоне разлома интенсивно хлоритизированы, пиритизированы, катаклизированы и частично окварцованы. Золото по кличам в шлихах отмечается обычно непосредственно ниже этого разлома. Крупные золотинки (до 3 мм в диаметре),

как правило, полуокатанные. Обычно встречается от одного до пяти знаков золота на шлик.

Долины р.Мутикта и ее левых притоков, как правило, узкие, антецедентные с крупным уклоном ложа, малоагломеритные для накопления значительных концентраций золота, но в верховьях второго левого притока р.Мутикта на участке четковидного расширения долины создается более благоприятная обстановка для накопления золота. Здесь можно найти следы старых старательских разведок, материалы по которым не сохранились. В пределах этого участка следует провести более крупномасштабные поисковые работы.

Довольно крупный шлиховой ореол золота выделяется по р.Нуям ниже устья р.Бадис (25), где оно встречается в единичных знаках, но довольно часто. Коренными источниками сноса являются зоны хлоритизации, пиритизации и окварцевания, сопровождающие крупный разлом по р.Бадис. Особенно интересен на россыпное золото участок р.Нуям от устья р.Бадис вниз по течению на 3 км до устья р.Мутэгла-Биракан. Здесь целесообразно поставить более детальные поисковые работы.

Река Нуям в верхнем течении обладает очень небольшим пологим уклоном ложа, поэтому здесь не создаются условия для аккумуляции алмазительных отложений и, следовательно, выноса золота на косы, хотя, возможно, золото в россыпях существует. В среднем течении р.Нуям ниже устья р.Мутэгла-Биракан на отрезке, характеризирующемся весьма большим продольным уклоном и наличием бурных перепадов без четковидных расширений долин, создаются весьма неблагоприятные условия для накопления золота, хотя в шлихах золота встречается. Район в целом на россыпное золото не перспективен, за исключением двух указанных участков по долинам рек Мутикта и Бадис.

Серебро

Коренные проявления серебра отмечаются совместно с золотом (50, 35) в верхнем и нижнем течении р.Бадис в интенсивно хлоритизированных, ожелезненных и пиритизированных породах архейского метаморфического комплекса и в пиритизированных кварцевых порфирах нижнемегелового возраста. Содержание серебра в этих породах достигает 13,2 г/т. Из-за отсутствия достаточного количества фактического материала перспективны рудопробылания в настоящее время не выяснены. Здесь следует провести комплексные поисковые работы на золото и серебро. Солоной ореол серебра был обнаружен в бассейне р.Длта (62) на слабо обнаженном участке, где он,

по-видимому, приурочен к зонам пиритизации в разломах северо-западного простирания. Содержание серебра в пробах не превышает первых тысячных долей процента.

Р е д к и е м е т а л л и

Молибден

Проявления молибдена отмечены в среднем и верхнем течении р. Бачан. В среднем течении р. Бачан (60), по руслу ручья на участке 2х5 м² отмечаются выщелачивания молибдена в виде чешуек, листочков и примазок в раннемоловых гранодиоритах по трещинам отделимости. В верхнем течении р. Бачан (57) молибденит встречен в эвдидимных гнейсах гранодиоритов. Оба рудопроявления приурочены к небольшому разлому северо-восточного простирания. Тип ротореального изменения пород по разлому почти не наблюдается. Содержание молибдена в пробах, по данным химического анализа, колеблется от следов до 0,48%. Содержание 0,48% показало только две наиболее богатые пробы. Учитывая общие условия содержания молибдена и незначительные масштабы рудных участков, можно считать указанные рудопроявления неперспективными.

В верхнем течении р. Бадис (34) на интервале в 2 км в шихтах содержится молибденит в количестве от трех до восьми знаков, что говорит о близости коренного источника молибдена (7). В единичных шихтах молибденит встречается в верховьях р. Окурак и р. Бачан. Металлометрическое опробование, проведенное в бассейне р. Бадис, дало широкий солевой ореол молибдена (26), в пределах которого находятесь описанные выше рудопроявления. Благотворителю геологическая обстановка — наличие зон диафореза, катаклизмов, пиритизации и непосредственная близость интрузии мезозойских гранодиоритов — позволяет считать этот участок перспективным. Очевидно, молибден здесь связан с гидротермальной деятельностью мезозойских гранодиоритов, к которым, как правило, приурочены рудопроявления молибдена в пределах стыва Алданского шита и Становой складчатой зоны. Солевые ореолы молибдена отмечаются в верховьях р. Кульмуги (49), в верховьях первого левого притока р. Балычага (54) и в бассейне ручья Бачан и Батух (56). В пределах выделенных ореолов содержание молибдена в металлометрических пробах колеблется от 0,001 до 0,02% (при среднем 0,005%).

В целом территория листа М-52-III может быть признана перспективной на молибден несмотря на то, что в настоящее время в районе еще не обнаружено промышленно интересных коренных рудо-

проявлений молибдена.

Редкоземельные элементы

Все проявления редких земель расположены в пределах редкоземельного пояса, приуроченного к зоне сочленения Алданского шита и Становой складчатой области, выделенного в 1959 г. Сковородниковой экспедицией ВАГТА. По своим генетическим особенностям все рудопроявления делятся на два типа.

Редкоземельные перламуты, перламутовые граниты и ортогелиты. К данному типу относятся рудопроявления Большедурское, Юкта-II, Юкта-III, Ольбугинское и Суганское.

Рудопроявление Большедурское (42) расположено в верховьях первого правого притока р. Большая Дурка на водораздельной гряде у вершины с отметкой 1248 м. Здесь зафиксировано шесть остатков перламутовых крупнозернистых архейских алескиловых гранитов и ортогелитов не более 10х10 м² каждый, расположенных среди двупироксеновых, магнетит-двупироксеновых, обычно меланократовых кристаллических сланцев верхнесундигинской свиты. Простирание пород северо-восточное 300-320°, падение юго-западное 40°. Породы интенсивно мигматизированы и на отдельных участках превращены в теневые мигматиты. Перламутовые граниты и ортогелиты отмечаются, как правило, в наиболее мигматизированных участках. Это небольшие неправильной или шлокообразной формы тела, несколько вытянутые согласно простиранию пород. Контакты их с вмещающими породами четкие, измененный в экзоконтактах рудных тел не наблюдается. Перламутовые граниты и ортогелиты обычно крупнозернистые, реже среднезернистые и разновозрастные; встречаются порфиroidные разновидности. Минералогический состав их следующий: кварц — 20-30%, микроклин — 40-50%, плагиоклаз — 20-30%, биотит — 1-5%. Кроме того, присутствуют рудные и акцессорные минералы: ильменит, монацит, циркон, анатит, пирит, молибденит, гранат и очень редко ортит и рутил. Перламутовые граниты и ортогелиты обладают радиоактивностью до 300 мкр/час при средней 80-150 мкр/час, мигматизированные разновидности вмещающих пород до 30 мкр/час. Содержание суммы редких земель, в основном пермиевой группы, в перламутовых гранитах и ортогелитах колеблется от следов до 0,68%, тория до 0,06%. Повышенное содержание редких земель и тория связано с присутствием в породе монацита.

Рудопроявление Юкта-II (37) расположено в верховьях небольшого ключа, являющегося правым притоком первого крупного левого притока р. Юкты. Редкоземельная минерализация здесь обнаружена

в нескольких небольших (до 10 м) маломощных (до 1 м) перматитовых жилах, расположенных в мезанократовых амфиболовых, хлорит-амфиболовых гнейсах корриканской свиты в непосредственной близости от довольно крупного разлома субширотного просиранья. Состав перматитовых жил: микроклин - 50-70% и кварц - 20-30%, из акцессорных и рудных минералов присутствуют монацит, циркон, ильменит и молибденит. Содержание редких земель в перматитах 0,01%, тория - 0,014%. Перматитовые жилы, аналогичные по составу и содержанию полезных компонентов, встречаются в источках того же класса (46).

Рудопроявление Юкта-Ш (38) расположено на водоразделе рек Юкта и Б.Дабурка. Здесь в многоочисленных дельтавидных свалах средин сильно микматизированных гиперстеновых и двупироксеновых кристаллических сланцев отмечаются обломки перматитовых жил. По составу жилы просеживаются на 5-10 м, мощность их от 10 см до 1-1,5 м. Величина радиоактивности в перматитах 30-50, в отдельных случаях - 210 мкР/час. Повышенная радиоактивность связана с присутствием циркона и монацита. Содержание редких земель в жилах 0,01%.

Рудопроявление Ондутинское (28) расположено на восточном склоне водораздела между р.Нуям и р.Ольбути (левый приток р.Чопо). Здесь среди интенсивно микматизированных гиперстеновых, двупироксеновых и гиперстен-гранатовых кристаллических сланцев улучинской свиты встречаются небольшие перматитовые жилы мощностью от 10 см до 3,5 м при протяженности до 20 м. Из рудных минералов в жилах в очень незначительных количествах присутствуют циркон, ортит, магнетит. Содержание сумм редких земель в жилах от следов до 0,33%, тория до 0,21%.

Рудопроявление Бутамское (3) находится в правом борту долины р.Бутам, в 2 км северо-восточнее устья р.Мутикта. Здесь у устья реки в скальных выходах слабо микматизированных мезо- и мезанократовых двупироксеновых и магнетит-двупироксеновых кристаллических сланцев верхнесунагинской свиты было обнаружено несколько перматитовых жил мощностью до одного метра и протяженностью до 10-20 м. Редкоземельными минералами в них выделяется ортит. Содержание сумм редких земель в перматитовых жилах - первые сотые доли процента.

Микматизированные паратейсы и кристаллические сланцы с редкоземельной минерализацией. Рудопроявление Нуямское (20) расположено в среднем течении р.Нуям, в 3 км выше устья р.Кучу.

Здесь в левом борту долины реки обнажаются чередующиеся гиперстеновые гнейсы, гиперстеновые и амфиболовые кристаллические

сланцы, гранатовые гнейсы, траундиты и кальцифиды улучинской свиты. Породы улучинской свиты микматизированы и индифицированы серыми алекситовыми гранитами. Здесь же отмечаются чешуре небольшие выходы перматитовых гранитов и ортоектитов. Участки с повышенной радиоактивностью до 200 мкР/час приурочены в основном к микматизированным разностям пород, а также к перматитовым гранитам и ортоектитам. Радиоактивность связана с присутствием в породе монацита. Форма тел изометричная, несколько вытянутая согласно простиранию пород, размеры их колеблются от 10 до 30 м. Участки с повышенной содержанием редких земель тяготеют к зоне разлома северо-западного простирания мощностью около 15 м и прослеженной протяженностью 500 м. Содержание сумм редких земель существенно передней группы в микматитах и перматитовых гранитах по отдельным обогащенным пробам достигает 0,5-0,6%, тория - 0,1%.

Рудопроявление Нижнекулчинское (19) расположено в нижнем течении р.Кучу, в 300 м выше ее устья. Участки с повышенным содержанием редких земель мощностью 30-50 см и протяженностью 10-20 м, отстоящие друг от друга на 5-7 м, приурочены к сильно микматизированным гиперстеновым, гранат-гиперстеновым и гранатовым гнейсам и кристаллическим сланцам улучинской свиты и, как правило, вытянуты согласно простиранию пород или тяготеют к зоне разлома. Редкоземельные минералы представлены монацитом и цирконом. Содержание сумм редких земель в зонах с повышенной активностью не превышает первых сотых долей процента. Аналогичное по составу и содержанию рудопроявление встречено также в среднем течении р.Кучу (18).

Рудопроявление Юктинское (36) расположено между первым и вторым левыми притоками р.Юкты на расстоянии 500-700 м к востоку от русла и локализовано в зоне разлома, простирание которого в субширотном направлении. Рудопроявление приурочено к катаклизированным гнейсам и кристаллическим сланцам корриканской свиты, которые, как правило, индифицированы кварц-полезновыводящими и пет-магонидными жилами небольшой мощности. Породы нарушены разломом, катаклизированы, ожелезнены, слегка хлоритизированы, окварцованы и обдают активностью от 40 до 150 мкР/час и более. Мощность зоны разлома-первая десятка метров при прослеженной протяженности около 1500 м. Из редкоземельных минералов отмечаются монацит и циркон. Содержание сумм редких земель колеблется от 0,01 до 0,1%.

Кроме указанных коренных рудопроявлений, в шихах были обнаружены минералы, содержащие редкие земли: ортит, монацит,

циркон и оранжит. Ортит довольно равномерно распространен по всей территории. Несколько повышенное его содержание (до 30-50 г/м³) притручено к площадям развитых мезозойских и протерозойских гранитоидов, в которых ортит является акцессорным минералом. Монатит в знаковых содержаниях довольно равномерно распределен по всей площади листа, но типичнее обычно к метаморфическим образованиям архея и протерозоя. Ортит совместно с оранжитом образует три шликтовых ореола: 1) в бассейне р. Утасси-Утаннак (53); 2) в верховьях клича Ялта на юго-востоке территории (63); 3) в бассейне р. Нельги (55). Во всех трех случаях ортит и оранжит связаны с мезозойскими гранитоидитами и их дайковыми фадами, в которых он встречается как акцессорный минерал. Оранжит, как и монацит и ортит, не дает значительных концентраций и практического интереса не представляет.

Незначительные размеры рудных тел, убогие содержания редких земель, преобладание в них элементов периевой группы над иттриевой и принадлежность их к генетическим типам, не давшим промышленных месторождений, не позволяет считать территорию листа перспективной на редкие земли.

Ртуть

Киноварь была установлена как в аллювиальных, так и в элювиально-делювиальных отложениях. Шлиховой ореол киновари, по данным съемки масштаба 1:200 000, отмечается в элювиально-делювиальных отложениях в верховьях рек Мутликта и Кыча (5). В единичных шлихах киноварь встречается в русловом аллювии в среднем и верхнем течении руч. Муннакати-Дяк, в верховьях р. Даур-Качан и в среднем течении руч. Мутгил-Биракан.

Рудопроявление киновари Верхняя Мутликта (17) расположено в бассейне первого левого притока р. Мутликта. Долина клича имеет асимметричную форму, правый ее борт крутой, левый пологий. На водоразделах выходят два довольно крупных массива протерозойских гранитов. В долине клича и по ее склону поперечной ориентации протягиваются метаморфические образования кюринанской свиты, представляющие здесь гипертеноны, магнетит-дупирок-свинцы, представленные здесь гипертенонами, кварцитами. Проявление расположено на сопряжении Нуньского и Станового разломов. Многочисленные более мелкие разрывы, оперыющие как те, так и другие разломы, создают довольно сложную сеть тектонических трещин, сопровождающуюся зонами хлоритизации, пиритизации, окисления и окварцевания.

По кличу от его устья до истоков на пятикилометровом интервале примерно через 150-200 м были отобраны из руслового аллювия шлихи, которые показали содержание киновари от 10 до 207 знаков при среднем содержании 55 знаков на шлик. Объем шлиховой пробы 0,01 м³. Из элювиально-делювиальных отложений были отобраны и промывки две пробы, которые показали одна 11, другая - 104 знака киновари. Киноварь в шлихах мелкая, зерна ее размером до 1мм в диаметре часто в сростках с кварцем, иногда киноварь заполняет пустоты в более крупных зернах кварца или отлагается в виде налетов на зернах других минералов.

По всей вероятности, рудопроявляющимися каналами являются многочисленные разломы северо-западного и, частично, северо-восточного простирания. Рудопроявляющей толщей, по-видимому, являются кварциты, образующие линзы в отложениях кюринанской свиты.

Работами Сквородинской экспедиции Вальта-Фяло установлено, что в пределах южного обрамления Алданского шиа наиболее перспективными участками для локализации киновари являются пересечения глубинных региональных разломов северо-западного простирания со Становым разломом. Наличие перспективного рудопроявления киновари Верхняя Мутликта, присутствие в аллювиальных отложениях рек Муннакати-Дяк, Даур-Качан и Мутгил-Биракан знаков киновари, а также положение рудопроявления Верхняя Мутликта и шлихового ореола киновари на сопряжении Станового и Нуньского глубинных разломов позволяет ожидать в пределах площади шлиховых ореолов обнаружение промышленных концентраций киновари, а вся территория листа (в особенности его северную половину) считать перспективной на ртуть.

Висмут

Разовисмутит в шлихах широко распространен на юте района. Крупные шлиховые ореолы с единичными знаками разовисмутита отмечаются в верховьях рек Мудльмута, Бильчага и ручьев Мунмургань-Макип, Бачан и Батуш (52), в верховьях кл. Олдонды (59), кл. Утан (61) и р. Утутей (44). Во всех случаях разовисмутит проследственно приурочен к полям мезозойских даек, что указывает на связь висмутового оруденения с гидротермами завершающих фаз внедрения раннемеловых гранитоидов.

ПЕРМАТЛИВЫЕ ИСКЛАПЫ

Горный хрусталь

Небольшое проявление горного хрусталя (?) встречено в верховьях второго от устья левого притока р. Мушкет. Здесь в 400 м к югу от слияния двух небольших ручьев на очень пологом склоне горы отменяются редкие девальвные свалы зеленоватого-серых хлорит-полевонатовых и амфибол-полевонатовых измененных табор-анортозитов, интрузивных кварцевых и кварц-полевонатовых жилками. Здесь же в большом количестве встречаются многочисленные жилы кварца размером от 30 до 40 см, реже до 1 м. Кварц молочно-белый с небольшими пустотками, стенки пустоток выполенены шелками непрозрачных, полупрозрачных и мелких прозрачных кристаллов кварца. Размер кристаллов непрозрачного кварца достигает 5 см в поперечнике при длине до 10 см, прозрачного до 0,5 см в диаметре и до 2 см по длине оси. Многочисленные обломки и высыпки кварцевых и кварц-полевонатовых жил пространными пророчены к зоне крупного разлома субширотного пространны. Вмешанные раннепротерозойские табор-анортозиты здесь интенсивно разветвлены, иногда развалены. На отдельных участках отменяется пиритизация и окварцевание.

Небольшие размеры прозрачных кристаллов и незначительное распространение глыб кварца не дают оснований считать данное проявление горного хрусталя интересным в промышленном отношении, однако не исключена возможность, что при постановке более детальных поисковых работ будут обнаружены существенные концентрации кондиционных кристаллов преемственного сырья.

Мусковит

Проявление мусковита обнаружено в правом борту р. Нуям, в покое террасы (58). Коренные обнажения серых амфибол-сиенитовых кристаллических сланцев верхней подовити кудуликанской свиты прослеживаются здесь вдоль реки на 50 м, сланцы ксенолит в раннепротерозойских гранитах. Сланцы сильно катаклизированы, мусковитизированы и участками пиритизированы. Азимут простирания сланцев 300°, угол падения юго-западный 60°. Среди кристаллических сланцев встречаются многочисленные согласно залегающие кварц-полевонатовые интрузии и раннепротерозойские перматлитовые жилы обычно четковидной или линзовидной формы. Мощность жил не превышает 0,5 м при протяженности не более 10-15 м.

Мусковит в перматлитовых жилах встречается в виде спорадических гнезд и редкой включенности в центральной их части, мощность которой не превышает 10 см. Мусковит образует пластины восьмигранной формы размером от 1х1 до 5х5 см. Пластины образуют паучью толщину до 5 см. В залежках жил преобладает мелкозернистый мусковит и сиенит. Мусковит во вмешанных амфибол-сиенитовых гнейсах мелкозернистый, размер кристаллов 0,5х1,5 см и меньше. Малая мощность жил и незначительные концентрации крупнозернистого мусковита не позволяют считать данное проявление интересным в промышленном отношении, а отсутствию в районе перматлитовых полей со смежными перматлитовыми жилами не дает оснований считать территорию листа в целом перспективной на мусковит.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняк породы

Граниты

Раннемеловые граниты, гранодиориты и их порфиритовые разности обладают сложой трещиноватостью, развиты трещинами отдельности на крупные (более 1 м³) блоки, поэтому могут быть использованы как облицовочный камень, а также в качестве бутового материала. Запасы гранитов практически неучеряваемы.

Обломочные породы

Песок строительный

Песок строительный часто встречается среди аллювиальных отложений крупных рек района. Это полимиктовые разнозернистые пески мощностью 1-3 м, залегающие с поверхности и пророченные обычно к высокой пойме рек Нуям и Сулам.

Кварцит

Линзы кварцитов довольно широко развиты среди образований крикканской свиты. Мощность линз от 5 до 50 м, протяженность от первых сотен метров до 3-4 км. Наиболее крупные линзы кварцитов расположены на водоразделе первого левого крупного притока рек Дкта и Налдандя, а также на левом склоне долины р. Мушкет.

та в ее верхнем течении.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Территория листа М-52-III и в особенности его северная половина, является перспективной на ртуть, коренное золото, молибден^У.

1. Наличие на исследованной площади зоны пересечения ртепловального разлома (Нугийский разлом) северо-западного простирания с субширотным Становым разломом, широкое развитие зон дробления, наличие пластов кварцитов, мутуших служить коллектором руды, установленное большое содержание кинозера как в аллювии (до 207 знаков на пробу), так и в элювиально-делювиальных отложениях, позволяет рекомендовать площадь шихового ореола расценивать в верховьях р. Мугиты для постановки поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000 и ожидать обнаружение промышленных концентратий руды.

2. Благоприятными структурами для локализации месторождений коренного золота и серебра являются разломы восток-северо-восточного и субширотного направлений, сопровождающиеся зонами днафтореза и пиритизации. Именно в таких зонах установлены повышенные концентрации золота (2,8 г/т) и серебра (13,2 г/т) в бассейне р. Бадис. Знаковые содержания золота установлены также в шиховых пробах из аллювия этой реки. Однако масштабы обнаружения и распределение повышенных концентраций металлов в рудных телах остались невыявленными. Поэтому в бассейне р. Бадис необходимо проведение детальных поисковых работ.

На большей части района не известны возможные коренные источники золота и не встречено золото в аллювии. По геоморфологическим же предположкам ряд участков района является благоприятным для образования и сохранения россыпей. Такими являются долины р. Бадис и среднего течения р. Нуги, где наблюдается четко-видное расширение долины перед антецидентными участком и установка ливневых золото в аллювии. Золото обнаружено в шихвах также в верховьях р. Мугиты, однако этот участок находится в зоне энергичной регрессивной эрозии, и здесь возможно только локальное накопление золота на отдельных отрезках долины.

В целом площадь листа не представляется перспективной на россыльное золото, за исключением двух указанных участков.

У/ Оценка перопектив территории на другие элементы дана при описании соответствующих проявлений.

3. Наличие коренных проявлений молибдена в бассейне р. Бадис, локализовавшихся в зоне разлома северо-восточного простирания, шиховой ореол молибдена в бассейне р. Бадис, подтвержденный металлометрическим опробованием, установленная связь молибденового оруденения с интрузией раннемоловых гранодиоритов позволяют оценить площадь перспективной на молибден.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Территория листа М-52-III расположена в зоне многолетней мерзлоты. По данным бурения, проведенного в Чуйманской котловине (Архангельская, 1954г.), нижняя граница мерзлоты наблюдается на глубине 80-150 м. Максимальная глубина оттаивания деятельного слоя достигает 6 м на безлесных склонах южной экспозиции, а на маревых склонах 0,2-0,4 м.

Надмерзлотные воды делются на воды рыхлых отложений и трещинные. Воды рыхлых отложений приурочены к аллювиальным и элювиально-делювиальным четвертичным образованиям. Они циркулируют на интервале глубины до 5 м. Более водообильные аллювиальные отложения речных долин питаются главным образом за счет атмосферных осадков и в меньшей степени за счет таяния верхних слоев мерзлоты, вследствие чего воды рыхлых аллювиальных отложений характеризуются сезонностью и резкими колебаниями уровня. Они являются единственным источником питания гидросети в сухое время года.

Дебит источников из подрусловых и пойменных вод составляет 0,5-1 л/сек, резко сокращаясь в зимний период. Воды четвертичных отложений имеют гидрокарбонатно-кальциевый состав и слабую минерализацию (минимальную весной и максимальную осенью и зимой), по своим физико-химическим свойствам вполне пригодны для питья и технических целей.

Значительно меньшим дебитом и большим непостоянством режима отличаются надмерзлотные воды элювиально-делювиальных отложений. Мощность деятельного слоя на водоразделе и склонах колеблется от 0,3 до 5 м. Разгрузка этого типа вод приводит к заоблачиванию пологих склонов и бортовых частей долины.

В верхней предциноватой зоне коренных пород приурочены надмерзлотные воды, физико-химические свойства которых тесно связаны с составом вмещающих пород. По данным анализов проб, воды на соседней с запада территории (Глуховский, 1963), надмерзлотные воды, приуроченные к зоне развития архейских и протерозойских метаморфических пород, являются по условиям образования

водами выщелачивания сульфидно-гидрокарбонатно-кальциевыми, $pH = 6,3$, содержание $CO_2 - 3,0$ мг/л. В области развития раннемерзлотных интрузий воды сульфатно-натриевые с несколько повышенным содержанием CO_2 , равным 11 мг/л.

Межмерзлотные воды представлены водами таликов.

О наличии подмерзлотных вод свидетельствуют наледы, отеченные в верховьях реки р. Нугам, а также в верховьях рек Мулги-та и Б. Дурка. Подмерзлотные воды являются преимущественно пластово-трещинными и характеризуются более постоянным режимом. Питание подмерзлотных вод происходит за счет инфильтрации надмерзлотных и поверхностных вод, что облегчается благодаря наличию таликов.

При постановке рекомендуемых поисково-разведочных работ в пределах северной половины территории листа М-52-III необходимо иметь в виду, что большинство рек района зимой промерзает до дна, ввиду чего остро стоит вопрос о зимнем водоснабжении. Водоток сохраняется лишь в придонной части наиболее крупной р. Сулам. Практическое использование подмерзлотных вод возможно заложением неглубоких скважин в местах образования наледей. Что касается надмерзлотных вод, то могут использоваться подручные и подповерхностные грунтовые воды широких разрабатанных долин, где благодаря довольно значительной мощности аллювиальных циркуляции их не прекращается даже в зимнее время.

ЛИТЕРАТУРА

О П У Б Л И К О В А Н Н А Я

А н е р т З.З. Маршрутные геологосъемочные работы в бассейне р.Зем. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Вып.Х, 1909-1910.

В е л ь м и н а Н.А., У з е м б л о В.В. Гидрогеология центральной части Южной Якутии. Изд.АН СССР, институт мерзлотоведения, 1959.

В и н о г р а д о в А.П., Т у т а р и н о в А.И. О возросте горных пород Алданского шита. "Геохимия", № 7, 1960.

В и н о г р а д о в А.П., Т у т а р и н о в А.И. Возраст петматодов Станового комплекса. "Геохимия", № 5, 1960.

Г л у х о в с к и й М.З. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-52-П. Объяснительная записка, 1963.

Д з е в а н о в с к и й Ю.К. Мезозойские гранитоиды хр. Станового и их структурное положение (информационный сб., № 7). ВСЕГЕИ, 1959.

Д з е в а н о в с к и й Ю.К., У ш а к о в а З.Г. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:1 000 000, лист О-52 (Якутия). Геолтехиздат, 1947.

Д з е в а н о в с к и й Ю.К., С у д о в и н о в Н.Г. Докладный докладный конгресс, XXI сессия. Изд-во АН СССР. Об. "Стратиграфия и корреляция докембрия", 1960.

Д о л г и х Т.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Алданская, лист О-52-XXXIV. Объяснительная записка. Геолтехиздат, 1959.

К а д е н с к и й А.А. Геологическая характеристика и магнетитовые руды Суламского района. Проблема черной металлургии на базе каменных углей Южной Якутии. Об. статей АН СССР, 1955.

К а з м и н Ю.Б. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-52-IV. Объяснительная записка, 1963.

К а ц А.Г. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист М-52-I. Объяснительная записка, 1963.

К о р ж и н с к и й Д.С. Геология и полезные ископаемые Южной Якутии. Тр. СОПГ АН СССР, вып.2, 1938.

К о р ж и н с к и й Д.С. Археинские мраморы Алданской плиты и проблемы фаций глубинности. Тр. ЦНИПРИ, вып.71, 1936.

К о р ж и н с к и й Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Тр. ЦНИПРИ, вып.86, 1936.

К о р ж и н с к и й Д.С. Докладный докладный конгресс хребта Станового. "Стратиграфия СССР", т.1, 1939.

К о р ж и н с к и й Д.С. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. "Стратиграфия СССР", т.1, 1939.

К о р ж и н с к и й Д.С. Закономерности ассоциации минералов в породах архей Восточной Сибири. Тр. Инст. геод. наук АН СССР, вып.61, петр.сер. № 21, 1945.

М о ш к и н В.Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Дудуткура. ВСЕГЕИ, т.59, 1961.

Ф О Н Д О В А Я

А р х а н г е л ь с к а я В.В. и др. Отчет о работе партии № 4 экспедиции № 2 ВАГТА за 1953 г., т.1. ВГФ, 1954г.

Архангельская В.В. Отчет о работе партии № 5 за 1954 г. Геологическое строение района среднего течения р. Лонам. ВГФ, 1955 г.

Гамалея Ю.Н., Амирова А.В., Скотарецко В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Куя-Манья (жизная часть листа М-53-1), 1960 г.

Гимельфарб Г.Б. и др. Материалы к Государственной геологической карте СССР М-6а 1:200 000. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Саргаканда, Идум, Десс (северная половина листа М-52-У1). Фонды ВАГГ, 1960 г.

Гимельфарб Г.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Нуям, Мульмути и Б.Дуржи. Фонды ВАГГ, 1962 г.

Гольденберг В.И. и др. Отчет партии № 2 по работе лета 1954 г. ВГФ, 1955 г.

Гусоян Г.О. Отчет о результатах работ взорпартии № 31. ВГФ, 1961 г.

Дзевановский Н.К. Геология Алданской плыжи. Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. ВГФ, 1950 г.

Зверев В.Н. Золотоносные районы Якутской республики. ВГФ, 1928 г.

Зубков В.Ф. Геологическое строение бассейнов рек Мульмути, Мульмуткаяна, Кожини, верховьев Утуген и Брянты миссива. 1:1 000 000. ВГФ, 1953 г.

Каденский А.А. Геологическая характеристика и магнетитовые месторождения Суямынского железорудного района. Геологический отчет по работам 1951-1952 гг. Фонды СОПС, 1953 г.

Казмин Ю.Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые восточной части Станового хребта (бассейн р. Утук и верховьев Луксани), северная половина листа М-52-У. Фонды ВАГГ, 1960 г.

Калганов Е.Н. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Нуям и водораздела рек Нуям и Сутам, северная часть листа М-52-Ш. Фонды ВАГГ, 1961 г.

Куко А.И. Геологическая карта бассейна р. Сутам масштаба 1:200 000. ВГФ, 1936 г.

Куко А.И. Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Сутам и Лонам в 1938-1939 гг. Фонды труппы Якутзолото, 1939-1940 г.

Куко А.И. Материалы о монаципоносности юго-восточной части Якутской АССР (бассейн рек Лонам, Сутам и др.). ВГФ, 1946 г.

Куко А.И. Геология и полезные ископаемые бассейна верхнего течения рек Алтомы и Нуям. Фонды Якутзолото, г. Алдан, 1953 г.

Ларионов Н.А., Долгих Т.С. Предварительный отчет по полевым работам за 1952 г. Фонды ВАГГ, 1953 г.

Лебедев М.М., Демьянов В.М. и др. Геологическое строение верхних течений рек Сутам, Тилхи, Унаха и Десс. ВГФ, 1957 г.

Мошкин В.Н., Альбов Ю.А., Борисов В.М., Заморцев В.В. Геологическое строение и полезные ископаемые р. Уджолт и бассейна верхнего течения р. Май-Половинной. ВГФ, 1956 г.

Сушков П.А., Левченко В.А. Отчет о геологических исследованиях в бассейнах верхнего течения рек Алтомы, Тона, Окнона (восточная часть Станового хребта) и в междуречье Зей-Кушурди в 1950-1952 гг. ВГФ, 1952 г.

Швак Н.С. и др. Геологическое строение района нижнего течения р. Сутам. Отчет по работам партии № 3-4 за 1954 г. Фонды ВАГГ, 1955 г.

СПИСОК
МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЪЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА
ЛИСТЕ N-52-III КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ п/п	Фамилии и инициалы авторов	Название районов	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондирование номер или место издания	МЕДИЦИНСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
					№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления ископаемого	Характеристика проявления	№ использования материала по списку (прилож. I)
1	Тимельфарб Г.Б., Катянов Е.Н., Федоров Е.Е.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов верхних течений рек Нуяма, Мульмуги и Б. Даурки, лист N-52-III	1962	ВФ, № 0239008	1	2	3	4	5
2	Катянов Е.Н. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Нуям и водораздела рек Нуям и Сутым, северная часть листа N-52-III	1961	ВФ, № 0229691	13	I-2	Ампардакское	То же	2
3	Кукс А.И.	Материалы о монационности впадо-точной части Якутской АССР (бассейн рек Тонам, Сутым и др.)	1946	ВФ, № 00212047	16	I-2	Даур-Качан и Ампардак (водораздел рек)	"	2
					30	I-4	То же	"	2
					31	I-4	"	"	2
					32	I-4	"	"	2
					33	I-4	"	"	2
					8	I-1	Верхнеякутское	"	2
					10	I-2	Даур-Качан и Ампардак	"	2
					16	I-2	Даур-Качан и Ампардак (водораздел рек)	"	2
					51	II-4	р. Алгома (верховье)	Кварц-магнетитовые и гиперстен-кварц-магнетитовые тела в кристаллических сланцах и гнейсах архей	2
					29	I-4	р. Бадис (верховья притоков)	То же	2

МЕДИЦИНСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ
Черные металлы
Магнетитовые руды

1	2	3	4	5
15	I-2	р. Кучу (верховье)	Кварц-магнетитовые и гиперстен-кварц-магнетитовые тела в кристаллических сланцах архей	2
22	I-3	р. Нуям (среднее течение)	То же	2
21	I-3	То же	"	2
23	I-3	"	"	2
24	I-3	"	"	2
27	I-4	"	"	2
40	II-1	Реки Джета и Б. Даярка (водораздел)	"	2
41	II-1	То же	"	2
43	II-1	"	"	2
45	II-2	"	"	2
47	II-2	"	"	2
48	II-2	"	"	2
39	II-1	"	"	2
Титан				
I	I-I	р. Сулям (лево-бережье)	Россыши ильменита с содержанием минерала 1200-2200 г/т	2
2	I-I	То же	То же	2
4	I-I	р. Кюта (Овассейн)	Шлиховой оруд рутила с содержанием минерала в шлихах менее 100 г/т	2

1	2	3	4	5
---	---	---	---	---

Б л а г о р о д н н е м е т а л л н

Золото

50	II-3	р. Бадис (нижнее течение)	Коренное золото в зоне пиритизации среди актинолитовых и хлоритовых сланцев	3
35	I-4	р. Бадис (верхнее течение)	Коренное золото в интенсивно пиритизированных и ожелезненных кварцевых порфирах	3
6	I-I	р. Муликта (бассейн)	Шлиховой оруд золота	2
25	I-3	р. Омнурак (устье)	То же	2

Серебро

62	IУ-4	р. Ялта (бассейн)	Солевой оруд серебра	1
----	------	-------------------	----------------------	---

Р е д к и е м е т а л л н

Молибден

34	II-4	р. Бадис (верховья)	Шлиховой оруд молибдена	2
57	III-3	р. Бачан (верхнее течение)	Этравидальные развалан транодоритов с редкой вкрапленностью молибдена	1
60	IУ-3	р. Бачан (среднее течение)	Коренные выходы мезозойских гранодиоритов с отдельными листочками молибдена по трещинам отделимости	1
56	III-2	р. Бачан и Бастун (бассейн)	Солевой оруд молибдена	2

1	2	3	4	5
54	Ш-2	р. Билычага (верховья правого притока)	Солевой ореол молибдена	1
49	П-2	р. Мульмугти (верховья)	То же	1
26	П-4	р. Чапо (бассейн) и р. Бадис (верховья)	"	1

Редкие земли

18	П-3	р. Кучу (среднее течение)	Мигматизированные гнейсы с монацитом, перматитовые граниты, ортогекситы	2
19	П-3	Нижнекучинское	То же	2
20	П-3	Нурьское, левый берег р. Нуньм	"	2
55	Ш-2	р. Нельга (бассейн)	"	1
28	П-4	р. Ольбугти (бассейн)	Перматитовые жилы с ортитоном и цирконом	2
3	П-1	Сутамское. Правый берег р. Сутам	То же	2
53	Ш-1	р. Утаски-Утаннак	Шлиховой ореол монацита и оранжита	1
36	П-1	Юктинское. Левый берег	Мигматизированные гнейсы и кристаллические сланцы с монацитом, перматитовые граниты, ортогекситы	2
37	П-1	Юкта П. Первый левый приток р. Юкты	Перматитовые жилы с цирконом и монацитом	2

1	2	3	4	5
46	П-2	Юкта П. Первый левый приток р. Юкты	Перматитовые жилы с цирконом и монацитом	2
38	П-1	Юкта Ш. Водораздел рек Юкта и Б. Даурка	То же	2
63	П-4	кл. Ялта (верховья)	Шлиховой ореол свинца и цинка	1

Ртуть

17	П-2	Верхняя Мулгикта	Киноварь в количестве от II до 207 знаков в шлихах из алюмопяти- и из эрбияльно-дельмидельных оглождений	2
5	П-1	Реки Мулгикта и Юкта (верховья)	Шлиховой ореол кино-варя	2

Висмут

52	Ш-2	р. Мульмугта (бассейн)	Шлиховой ореол висмута	1
59	П-1	кл. Олдыңа (верховья)	То же	1
61	П-4	кл. Учан (верховья)	"	1
44	П-1	р. Утутай (верховья)	"	1

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Горный хрусталь

7	П-1	Левобережье р. Мулгикты	Мелкие кристаллы горного хрусталя в кварцевых жилах	1
---	-----	-------------------------	-----------------------------------------------------	---

I	2	3	4	5
---	---	---	---	---

Мусковит

58	Ш-4	р. Нурм, правый берег	Перчатковне жили с Мусковитом	I
----	-----	-----------------------	-------------------------------	---

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	3
Стратиграфия	11
Интрузивные образования	25
Тектоника	41
Геоморфология	48
Полезные ископаемые	55
Подземные воды	69
Литература	70
Приложения	74

Технический редактор Ц.С.Левитан
 Корректоры М.Г.Лулина и Р.Н.Дарченко

Стано в печать 27/II 1969 г. Подписано в печати 6/У 1969 г.
 Тираж 100 экз. Формат 60x90/16 Печ. л. 5,25 Заказ 680
 Копировально-картографическое предприятие
 Всесоюзного геологического фонда