

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНОЕ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАУЧНО-ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ  
ОБЪЕДИНЕНИЕ «АЭРОГЕОЛОГИЯ»

Уч. № 041

9

ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ  
КАРТА СССР

Масштаба 1:200000

*Серия Бодайбинская*

Лист О-50-XXXXIII

Объяснительная записка

Составили Ю. Б. Дешко, Н. В. Столбичка  
Редактор А. Л. Стацев

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
28 мая 1970 г., протокол № 13

МОСКВА 1978

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-50-XXXXIII относится к Каларскому району Читинской области и ограничена координатами:  $56^{\circ} 00' - 56^{\circ} 40'$  с. ш. и  $116^{\circ} - 117^{\circ}$  в. д. Она расположена в пределах Олекмо-Витимской горной страны, в бассейне среднего течения р. Витим. Северную половину территории занимают юго-восточные отроги Северо-Муйского хребта и отделенные от них долиной р. Кудда-Малая юго-западные отроги хр. Кодар. На юге располагаются восточное окончание Южно-Муйского хребта и юго-западные отроги хр. Удокан.

Центральную часть площади листа занимают широкие и глубокие долины рек Куанда и Сюльбан, протекающих с востока на запад. В западной части площади эти долины, а также долина р. Кудда-Малая сливаются в Куандинскую впадину. Абсолютные высоты водоразделов отрогов Северо-Муйского хребта  $1200 - 2300$  м, а отрогов хр. Кодар —  $1600 - 2400$  м. Водоразделы относительно плоские, прорезающие их долины глубоки и крутосклонны.

Южно-Муйский хребет имеет абсолютные высоты  $1200 - 1700$  м. Строение его асимметрично; северный склон с узкими крутопадающими долинами и скалистыми гребнями отрогов круто обрывается в Муйскую котловину, с которой западная часть сливается Куандинская впадина. Отроги южного склона имеют плоские, плавные понижающиеся в южном направлении водоразделы, разделенные глубокими и крутосклонными долинами.

Водораздельная часть хр. Удокан, имея на юго-востоке территории абсолютные высоты  $2200 - 2400$  м, плавно понижается в западном направлении до  $1400 - 1600$  м. В своей средней части хребет прорезан глубокой узкой широтной ориентированной долиной р. Тундак. Северные отроги, простираясь неравномерно осевой части хребта, имеют асимметричную форму. Их северные склоны, обрываясь в долины рек Куанда и Нама-ракиг, имеют крутизну в  $20 - 30^{\circ}$ , а крутизна южных не более  $10^{\circ}$ .

Все реки района принадлежат бассейну р. Витим и текут в основном с востока на запад в широтном направлении. Самая

крупная из них — р. Куанда со своими притоками Кудда-Магая, Сюльбан и Намараakit. Долина ее имеет ширину 4—6 км, а при выходе в Муйскую котловину расширяется до 20 км. Долины крупных притоков этих рек в верховьях и среднем течении имеют ширину 1—3 км. Здесь часто встречаются участки с крутыми, почти отвесными склонами, водопадами и порогами. Долина р. Таксима в верховье широкая (до 6 км), а ниже по течению, там где река прорезает Южно-Муйский хребет, сужается до 300 м и имеет форму каньона. Эти наиболее крупные реки района имеют каменистое русло и ширину 40—60 м при глубине 1—5 м. Течение их бурное и быстрое — 1—1,8 м/с. Лишь в пределах Муйской котловины течение рек более спокойное 0,6—0,8 м/с и на значительных участках их русло песчаное.

В расширенных долин главные русла иногда разбиваются на многочисленные протоки. Более мелкие реки (Тундак, Намараakit, Джоронкан, Делали и др.) имеют труднопроходимые, глубокие долины с частыми каньонами, водопадами и порогами. Течение в них бурное, скорость его достигает 2 м/с. Питание рек смешанное. Основной сток идет за счет летних дождей. Осетальную часть стока дает таяние снегов и активного слоя многолетней мерзлоты. В районе имеются два крупных озера тектонического происхождения: Бол. Намараakit (4—Х6 км) и Мал. Намараakit (2×3 км) и множество мелких озер, расположенных в Муйской котловине.

Климат района резко континентальный. По данным метеостанции Муя (в 30 км к западу от границы территории листа, выс. 400 м), среднегодовая температура — 4°. Зима мало-снежная продолжительная (октябрь—апрель); средняя температура января — 33,9°, минимальная — 48°. Лето короткое теплое и дождливое; средняя температура июля +17°, максимальная +30,9°. Среднегодовое количество осадков достигает 400 мм, из них на лето приходится до 80%. Отрицательная среднегодовая температура обуславливает повсеместное распространение многолетней мерзлоты, мощность активного слоя которой 0,3—0,6, изредка 2 м.

Долины и склоны гор до высоты 1400—1600 м покрыты влажной тайгой с кустарниковой березкой в подлеске. В долинах на небольших высотах и в таликовых участках встречаются береза, тополь, осина; на песках — сосновые роши. Выше высоты 1400—1600 м наблюдаются почти сплошные заросли кедрового стланика и кустарниковой березки. Еще выше располагается зона голых и высокогорной тундры.

Животный мир: медведи, лоси, изюбри, северные олени, козули; много белки, соболь, встречаются глухари, рябчики, куropатки, дятлы, кедровки. В реках много рыбы: хариус, ленок. Летом много гнуса.

Район совершенно не населен. Ближайшие населенные пункты (пос. Муя и Нелять) располагаются на р. Витим соответственно в 30 и 20 км от западной границы территории. В пос. Муя имеется постоянно действующий аэродром, который принимает самолеты Ан-2 и вертолеты. По долинам почти всех крупных рек имеются вырубные тропы.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые отрывочные данные о геологии бассейна среднего течения р. Витим получены в результате маршрутных исследований А. К. Мейстера в 1909 г. (опубликованы в 1931 г.).

В 1938 г. А. А. Арсеньев [1] при маршрутных исследованиях правобережья р. Витим расценил метаморфические образования на нижнеархейскую толщу гнейсов и гранито-гнейсов и верхнеархейскую толщу кристаллических сланцев и выделит нижнепротерозойские и каледонские гранитоидные интрузии. Эти исследования интересны тщательно собранным фактическим материалом, частично сохранившим интерес и до настоящего времени. С 1941 г. в бассейне среднего течения р. Витим проводились геологопоисковые работы Баргузинской экспедицией треста «Золоторазведка». В результате этих работ в 1947 г. Н. П. Михно была составлена геологическая карта «Средне-Витимской горной страны» м-ба 1:500 000. Позднейшие работы внесли большие поправки в предложенную Н. П. Михно стратиграфическую схему. Выяснилось, что к архею на значительной площади были отнесены протерозойские образования, к верхнему протерозою — большая часть кембрия, неверно закартированы и датированы некоторые интрузивные комплексы, ошибочно выделены отложения ордовика. В 1947 г. издан лист О-50 геологической карты СССР м-ба 1:1 000 000 (автор В. Г. Дитмар), почти полностью устаревший в настоящее время.

В 1950—1951 гг. Сосновской (Песной) экспедицией МГНОН на отдельных участках территории листа О-50-XXXXIII (а также на соседних площадях) производились специальные геологопоисковые работы м-ба 1:100 000 и крупнее. В верховьях р. Бактарнак [38] проводились геологопоисковые работы м-ба 1:100 000. При этом были выделены две свиты (верхне- и нижнепалайинские), достаточно детально расчлененные на ряд пачек и горизонтов, и две группы интрузивных образований (гранитоидов и основных пород). Авторы обобщили вопрос о возрас-те выделенных подразделений, ограничившись лишь попыткой установления последовательности их образования.

Такого же рода работы проводились партией М. М. Катунина [26] в верховьях р. Кудда-Магая. Была составлена очень схематическая геологическая карта м-ба 1:100 000, на которой показаны гранитизированные породы нижнего протерозоя.

В 1951 г. на правобережье р. Сюльбан, в верховьях р. Саку Д. М. Шилиным [37] проводились специальные геологопоисковые работы м-ба 1:50 000. При этом была составлена схематическая геологическая карта, на которой среди широкого поля развигтия «инъекционных гнейсов» очень приблизительно\* откартированы отдельные горизонты мраморов и тела гранитов, гранито-гнейсов и метасоматитов — диопсид-амфибол-полевцшатовых пород.

Принимая, по аналогии с соседними районами, нижнепротерозойский возраст метаморфических пород, Д. М. Шилин и М. М. Катунин не приводят никаких доказательств и указывают, что для них неясны даже возрастные соотношения выделенных на их картах толщ и пачек. В 1955—1956 гг. Куандинской партией ЦГУ под руководством В. А. Баранова [19] в бассейне обследованы два проявления горного хрусталя, и район был признан перспективным. Кроме того, была составлена некондиционная схематическая геологическая карта м-ба 1:50 000, на которой выделены метаморфический комплекс протерозоя, расчлененный без достаточных оснований на толщу гранито-гнейсов и лейкократовых гранитов и вышележащую толщу кристаллических сланцев и гнейсов, и два комплекса гранитоидов (хангурские и «молодые» интрузии).

В 1958 г. в бассейне р. Куанда работала тематическая Тельмамская партия ВСЕГЕИ под руководством Е. Л. Шаляк [36]. Эти работы проводились в соответствии с планом многолетних тематических работ ВСЕГЕИ, основной целью которых являлась подготовка к составлению и изданию металогенической карты Байкальской горной области м-ба 1:500 000. Была составлена довольно схематичная маршрутная геологическая карта м-ба 1:300 000 и выделено несколько разновозрастных интрузивных комплексов (нижнепротерозойские — муйский, куандинский; верхнепротерозойский — тельмамский и послекембрийский — витимканский) и кильнянская толща нижнего протерозоя. Результаты всех этих многочисленных разновозрастных и разнохарактерных исследований ВСЕГЕИ, Сосновской экспедиции и др. были обобщены и в значительной степени переработаны Л. И. Салопом [10, 11, 30]. В 1952 г. им была составлена сводная геологическая карта большей части Олекмо-Витимской горной страны м-ба 1:200 000. Эта первая сводная работа, не включающая территорию листа О-50-XXXXIII, как показала последующие исследования, при всех своих несомненных достоинствах имела ряд существенных недостатков, например, в части выделений, расчленения и картирования метаморфических комплексов архея и протерозоя, выделения и определения возра-

ста интрузивных комплексов и т. п. Многие из этих недостатков были устранены Л. И. Салопом в последующих его работах, в частности, в изданной под его редакцией в 1958 г. геологической карте Байкальской горной области м-ба 1:500 000, геологической карте этого же региона м-ба 1:150 000, составленной им в 1962 г., и в вышедшей в 1964—1967 гг. монографии «Геология Байкальской горной области».

В 1958 г. на междуречье Сюльбана и Куанды проводил геологические маршрутные исследования А. М. Лейтес [5, 6]. Установление им в одном из участков на основании анализа парагенетических ассоциаций минералов гранулитовой фации метаморфизма позволило ему отнести к архею комплекс метаморфических пород, считающийся большинством исследователей нижнепротерозойским.

В 1958 г. на территории листа О-50-XXXXIII Западнобирским геофизическим трестом [33] проводилась аэромагнитная съемка, в результате которой была составлена карта магнитного поля (графика ДТ) м-ба 1:200 000.

В 1961—1962 гг. сейсмологами Института земной коры СО АН СССР под руководством В. П. Солоненко [12, 13], работавшими над составлением карты сейсмического районирования Монголо-Байкальского сейсмического пояса, на территории листа О-50-XXXXIII изучался ряд сеймотектонических структур. В 1961—1964 гг. [25] на севере Читинской обл., включая территорию листа О-50-XXXXIII, проводилась гравиметрическая съемка м-ба 1:200 000—1:100 000.

С 1961 г. в пределах Олекмо-Витимского нагорья производят геологосъемочные работы м-ба 1:200 000 экспедиция № 8 ВАГТ, Читинское и Иркутское ГУ. В 1966—1968 гг. подготовлены к изданию геологические карты м-ба 1:200 000: лист О-50-XXXXIV [27], лист N-50-III [32], лист О-50-XXVII [24]. На территории листа О-50-XXXXII геологосъемочные работы не завершены.

При подготовке к изданию предлагаемой карты уязвка с картой листа О-50-XXXXIV пронзведена полностью. С листом О-50-XXVII существует несбивка по индексам. Отложения, условно отнесенные в настоящей работе к нижней подсвяте джадагунской свиты нижней подсерии патомской серии, показаны там, как джадагунская свита нерасчлененная.

С листом N-50-III, издаваемой в Прибайкальской серии, также существует несбивка. Метаморфические породы, отнесенные в настоящей работе к сюльбанской серии нижнего протерозоя, там помещены в верхнюю часть разреза молшного комплекса метаморфических пород, датируемого археем, и более подробно расчленены. Относительная возрастная последовательность выделенных на обонх листах подразделений совпадает. Читинской свите, описываемой в настоящей работе, соответствуют нижняя и средняя подсвиты витимской свиты; куандама-

\* Неточность карты, кроме всего прочего, обусловлена также очень низким качеством топоосновы, которой были вынуждены пользоваться исследователи.

линской и Джоронканской свитам — верхняя подсвита витимской свиты и октокигская свита. Таллинская свита, по-видимому, не имеет аналога на листе N-50-III. Развита там сама кульская свита, резко огничаась по составу и степени метаморфизма от подстилающих отложений и залегающая на них с несогласием, относится к более молодым, чем сюльбанских серия, образованиям, и отложения, коррелятивные ей, на листе O-50-XXXXIII отсутствуют.

В западной части границы листа имеет место резкая несбивка геологических контуров. Рисовка карты этого участка листа N-50-III недостаточно обоснована фактическим материалом (глохая обнаженность) и дисгармонирует с общей геологической ситуацией, изображенной в этой части обеих листов. Несбивка по индексам гранитов на этом же участке вызвана различной детальностью расчленения палеозойских интрузивных комплексов в легендах серий, в которых представлены листы. Несбивка контуров четвертичных отложений обусловлена менее подробным их расчленением на листе N-50-III.

В основу геологической карты СССР листа O-50-XXXXIII масштаба 1:200 000 легли материалы геологических съемок этого же масштаба, проводившиеся в 1962—1965 гг. [14, 15, 16, 17], она составлена в полном соответствии со сводной легендой Бодябинской серии, утвержденной НРС ВСЕГЕИ 7/У 1968 г. При проведении геологосъемочных работ широко использовалось дешифрирование аэрофотоснимков, особенно эффективное при изучении разрывной тектоники, четвертичных образований, ноющей тектоники и геоморфологии. Хорошо дешифрируются молодые и омоложенные древние разломы, различные генетические типы четвертичных образований и их взаимоотношения, чешкие типы рельефа, элементы новейшей тектоники.

Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию на 1 июня 1969 г.

## СТРАТИГРАФИЯ

### НИЖНИИ ПРОТЕРОЗОИ

Выходы нижнепротерозойских отложений занимают около трех четвертей всей площади листа. Они представляют сюльбанской серией и лишь на небольшом участке — муйской серией.

### Сюльбанская серия

Сюльбанская серия впервые была выделена под названием Сюльбанская толща Л. И. Салопом [30]. В дальнейшем [14, 15, 16, 17, 24, 28, 34] были уточнены состав и стратиграфическое положение этой толщи и произведено ее расчленение на четыре свиты, связанные постепенными переходами и объединяемые в

сюльбанскую серию нижнего протерозоя (?). Стратотипические разрезы этих свит прослеживаются в бассейне среднего течения р. Сюльбан и в бассейне р. Таллан. На описываемой территории сюльбанская серия представлена породами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации, почти повсеместно интенсивно мигматизированными и нередко фельдшпатизированными.

**Чипоктинская свита** (Pt<sub>2</sub>сr) обнажается в центральной и южной частях описываемой территории. Она сложена биотитовыми, амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами и в подчиненном количестве биотитовыми и амфибол-биотитовыми кристаллическими сланцами. В редких простоях и пачках присутствуют пироксен-биотитовые плагиогнейсы, микронейсы и амфиболовые, биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Кроме того, встречаются редкие прослои и линзы мраморов с графитом и единичные линзы амфиболитов. Плагиогнейсы и сланцы часто содержат графит, изредка — ромбический пироксен.

Разрез свиты довольно однообразен. Нижняя, более мощная часть свиты (около 3000 м) характеризуется преобладанием биотитовых плагиогнейсов, группирующихся в пачки мощностью до нескольких сотен метров. Кристаллические сланцы, главным образом биотитовые и амфибол-биотитовые, встречаются сравнительно редко, образуя пачки мощностью не более 40—60 м. К этой части разреза приурочены единичные прослои амфиболитов. В верхней части разреза, также гнейсовой, кристаллические сланцы играют несколько большую роль, образуя как маломощные (10—15 м), так и более мощные (до 200 м) пачки. В этой части разреза чаще встречаются микрогнейсы. Мощность ее около 1000 м. Редкие прослои мраморов мощностью до 20 м находятся в разных частях разреза, но встречаются лишь в юго-восточной части листа, на хр. Удокан.

Стратотипический разрез нижней части свиты изучен в бассейне среднего течения р. Сюльбан и ее притока р. Чипокто. По левому борту долины р. Сюльбан снизу вверх обнажаются (в м):

1. Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с отдельными маломощными прослоями биотит-роговообманковых сланцев. Видная мощность	120
2. Биотитовые сланцы	60
3. Роговообманково-биотитовые гнейсы	240
4. Биотитовые сланцы с гранатом	40
5. Биотитовые гнейсы, содержащие редкие маломощные (5—7 м) прослои биотитовых сланцев	380
6. Роговообманковые сланцы	40
7. Биотитовые плагиогнейсы с отдельными пачками роговообманковых плагиогнейсов	260
8. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы, часто перемежающиеся с биотитовыми и роговообманково-биотитовыми сланцами	120
9. Биотитовые плагиогнейсы	260

10. Биогитовые плагиогнейсы с гранатом . . . . . 60
11. Однообразное переслаивание биогитовых плагиогнейсов и сланцев. Мощность пачек плагиогнейсов 40—120 м, сланцев 2—8 м (редко—до 20 м). Несколько 10—20-метровых прослоев амфиболитов . . . . . 1200

Верхняя часть свиты хорошо обнажена в долине правого притока р. Сюльбан, соседнего к западу от р. Джоронкан. Здесь на мощной пачке переслаивающихся плагиогнейсов и кристаллических сланцев залегает (в м):

1. Биогитовые плагиогнейсы . . . . . 60
2. Переслаивающиеся биогитовые плагиогнейсы и роговообманково-биогитовые сланцы. Мощность слоев 8—15 м . . . . . 240
3. Биогитовые плагиогнейсы, содержащие единичные прослои биогитовых сланцев и микрогнейсы мощностью 10—15 м . . . . . 140
4. Роговообманково-биогитовые плагиогнейсы с редкими маломощными (1—3 м) прослоями пироксен-биогитовых сланцев . . . . . 89
5. Биогитовые гнейсы, содержащие редкие маломощные (до 2 м) прослои биогитовых и биогит-роговообманковых сланцев . . . . . 110
6. Биогитовые и роговообманково-биогитовые сланцы с прослоями биогитовых плагиогнейсов и микрогнейсов мощностью 3—5 м . . . . . 180
7. Биогитовые плагиогнейсы с редкими прослоями роговообманковых и биогит-роговообманковых сланцев мощностью 0,5—3 м . . . . . 160
8. Биогит-роговообманковые сланцы с единичными прослоями роговообманково-биогитовых плагиогнейсов и микрогнейсов мощностью 1—8 м . . . . . 80
9. Биогитовые плагиогнейсы . . . . . 60

Выше залегают роговообманковые сланцы кудамалинской свиты.

Мощность приведенного разреза около 1100 м.

Общая видимая мощность свиты составляет примерно 4000 м.

Среди плагиогнейсов в зависимости от состава и содержания цветных компонентов выделяются биогитовые (нередко с гранатом и редко с пироксеном моноклиным и ромбическим), роговообманково-биогитовые и биогит-роговообманковые (иногда с гранатом) разновидности. Плагиогнейсы состоят из плагиоклаз-олигоклаза № 16—22 и олигоклаз-андезина № 25—30—всего 35—60%; микроглина—от 0 до 20% (в мигматизированных разновидях), кварца (35—45%), биогита (0—20%), роговой обманки (0,15%), граната (0—15%), моноклиного пироксена (0—15%) и гиперстена (0—5%). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен, эпидот, циркон, ортит. Структура—от мелко-до среднезернистой, часто неравномернопозернистая, гранобластовая или лепидогранобластовая, иногда бластоцсаммитовая; текстура—тонкополосчатая, реже линзовидно-полосчатая.

Кристаллические сланцы представлены плагиоклаз-роговообманковыми, кварц-плагиоклаз-биогитовыми и кварц-плагиоклаз-роговообманково-биогитовыми разновидями состава: плагиоклаз (10—50%) — олигоклаз-андезин № 22—40, андезин-лабрадор № 38—56, в порфиroidных выделениях, составляющих 5—30%, — олигоклаз-андезин № 25—42, кварц (0—20%), биогит

(0—50%), роговая обманка (0—80%); гранат (0—10%), пироксен (0—10%) — моноклиный (диопсид) и ромбический (гиперстен); в мигматизированных разновидях — микроклин (0—15%). Акцессорные минералы те же, что и в гнейсах. Структура лепидогранобластовая, гранолепидобластовая и гранобластовая, для порфиroidных разновидей — биостопорфировая; текстура полосчатая и плоскопараллельная.

Мраморы, обычно содержащие неравномерную вкрапленность графита, имеют гранобластовую и гетерогранобластовую структуру. Кальцит составляет в них 85—95%, моноклиный пироксен (диопсид) — 10—15%, оливин и графит — 5—7%. Амфиболиты состоят из роговой обманки (70—95%), плагиоклаза (андезин № 45—55) — до 25%, магнетита (до 3%), иногда присутствуют кварц (до 5%). Структура нематограубластовая.

Для пород характерны парагенетические ассоциации: плагиоклаз — микроклин — биогит — кварц — (гранат); роговая обманка — плагиоклаз — (моноклиный пироксен — гиперстен); кальцит — диопсид — (оливин).

Кудамалинская свита (Pt<sub>1</sub>zkt) распространена главным образом на севере и юге территории листа, в бассейнах рек Кудамалай, Тундак и Таксима и также сложена плагиогнейсами и кристаллическими сланцами, последние играют здесь большую роль, чем в чипоктинской свите. Гнейсы и сланцы представляют преимущественно роговообманковыми разновидями. Кроме того, в разрезе присутствуют отдельные прослои и линзы мраморов.

В основании свиты залегает мощная (200 м) пачка роговообманковых и биогит-роговообманковых кристаллических сланцев с редкими прослоями плагиогнейсов и мраморов. По подолу этой пачки проводится граница между чипоктинской и кудамалинской свитами. Выше располагается толща плагиогнейсов и кристаллических сланцев мощностью около 600 м с некоторым преобладанием плагиогнейсов, преимущественно роговообманково-биогитовых и биогитовых. Иногда они образуют прослои и пачки мощностью до 100—150 м, нередко более или менее тонко переслаиваются (0,5—5 м) с кристаллическими сланцами, среди которых наиболее распространены роговообманково-биогитовые и роговообманковые разновидности.

Верхняя часть свиты мощностью 900 м содержит большее количество кристаллических сланцев и характеризуется частой перемежаемостью маломощных (от десятков сантиметров до первых метров) прослоев существенно роговообманковых кристаллических сланцев и плагиогнейсов. К этой части разреза приурочены в основном пироксен-амфиболовые разновидности.

Прослои и линзы мраморов нередко отмечаются по всему разрезу и имеют мощность 5—30 м.

Наиболее полные разрезы свиты известны в бассейне р. Кудамалай. На водоразделе рек Кудамалай и Эвкта на мигматизированных гнейсах чипоктинской свиты залегает (в м):

1. Роговообманковые сланцы, содержащие несколько пачек (10—20 м) биотитовых и роговообманковых плагиогнейсов и редкие линзы слонистых мраморов мощностью 5—15 м . . . . .	170
2. Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы . . . . .	120
3. Роговообманковые и биотит-роговообманковые сланцы . . . . .	60
4. Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы . . . . .	70
5. Чертование пачек (20—60 м) роговообманково-биотитовых плагиогнейсов и пачек (до 20 м) биотит-роговообманковых сланцев	350
6. Биотит-роговообманковые сланцы . . . . .	90
7. Биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы, часто перемежающиеся с биотит-роговообманковыми и роговообманковыми сланцами. Мощность слоев 1—8 м. В этой пачке присутствуют отдельные прослои пироксен-роговообманковых сланцев (первые метры) . . . . .	180
8. Роговообманково-биотитовые сланцы . . . . .	30
9. Роговообманковые сланцы, тонко переслаиваются (0,8—2 м) с роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами . . . . .	180
10. Биотит-роговообманковые и роговообманковые сланцы с двумя пачками роговообманково-биотитовых плагиогнейсов мощностью соответственно 20 и 15 м . . . . .	160
11. Биотитовые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с частыми маломощными (1—2 м) прослоями роговообманковых сланцев	200
12. Роговообманково-биотитовые плагиогнейсы с редкими маломощными (до первых метров) прослоями роговообманковых сланцев	100

Выше залегает пачка переслаивающихся кристаллических сланцев и плагиогнейсов, принадлежащая уже Джоронканской свите.

Мощность кудамалинской свиты в этом разрезе составляет 1700 м, что по-видимому, и является максимальной ее мощностью.

Разрезы свиты в верховьях р. Кудда-Малая и в бассейне р. Таксима очень сходны с приведенным.

По составу, минеральным ассоциациям и текстурно-структурным особенностям плагиогнейсы и кристаллические сланцы кудамалинской свиты аналогичны плагиогнейсам и кристаллическим сланцам чипоктинской свиты. Здесь только чаще встречаются породы с blastopсаммитовыми и blastoporфирными структурами.

**Джоронканская свита** (*Pt<sub>1</sub>?**dg*) на площади листа известна только в бассейнах рек Кудда-Малая и Таксима. Стратотипический разрез свиты установлен в верховьях р. Джоронкан [15]. Джоронканская свита сложена часто чередующимися биотит-амфиболовыми, биотитовыми, реже амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, пироксен-амфиболовыми плагиогнейсами и биотит-амфиболовыми, амфиболовыми, реже амфибол-биотитовыми, биотитовыми кристаллическими сланцами. Мощности чередующихся прослоев до 10, редко 15—30 м. В разрезе также присутствуют прослои и линзы мраморов, микрогнейсов и кварцитов.

В нижней части свиты заметно преобладают кристаллические сланцы, причем встречаются очень характерные грубошершавчатые роговообманково-биотитовые разновидности. По их поведению и проводится нижняя граница свиты. Кристаллические

сланцы представлены в основном биотит-роговообманковыми, роговообманково-биотитовыми и биотитовыми разновидностями. Плагиогнейсы преимущественно биотитовые. К этой части разреза приурочены и наиболее мощные пачки и прослои мраморов. Верхняя часть разреза отливается некоторыми преобладанием плагиогнейсов и микрогнейсов над кристаллическими сланцами. Здесь присутствуют отдельные прослои кварцитов и маломощные пачки и линзы мраморов. Плагиогнейсы и микрогнейсы представлены главным образом биотит-роговообманковыми и пироксен (диопсид)-роговообманковыми разновидностями. Среди них нередко встречаются различия с реликтами первичноосадочных, слонистых (инотда даже ритмичнослонистых) текстур. Кристаллические сланцы преимущественно роговообманковые, биотит-роговообманковые.

Наиболее представительный разрез свиты приведен в верховьях р. Джоронкан. Здесь на роговообманково-биотитовых плагиогнейсах кудамалинской свиты залегают (в м):

1. Пачка переслаивания роговообманково-биотитовых и роговообманковых сланцев с биотитовыми и роговообманково-биотитовыми плагиогнейсами; мощность переслаивающихся слоев 1—10 м. Отдельные прослои (2—5 м) грубошершавчатых роговообманково-биотитовых сланцев	180
2. Сланцы биотит-роговообманковые грубошершавчатые, тонко переслаиваются с роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми	150
3. Биотитовые сланцы с единичными прослоями биотитовых плагиогнейсов мощностью 10—15 м . . . . .	100
4. Лейкокраповые биотитовые и диопсид-роговообманковые плагиогнейсы с редкими прослоями (5—15 м) биотитовых и роговообманковых сланцев . . . . .	200
5. Мраморы, чередующиеся с диопсид-роговообманковыми плагиогнейсами. Мощность слоев мраморов 10—15 м, плагиогнейсов — 1—40 м . . . . .	200
6. Биотит-роговообманковые и диопсид-роговообманковые плагиогнейсы, чередующиеся с лейкокраповыми микрогнейсами. Мощность слоев плагиогнейсов 15—20 м; микрогнейсов — 5—10 м . . . . .	80
7. Мраморы, содержащие редкие прослои (0,5—2 м) диопсид-роговообманковых гнейсов . . . . .	20
8. Кварциты мономинеральные . . . . .	12
9. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы, чередующиеся с лейкокраповыми микрогнейсами. Мощность слоев 10—15 м . . . . .	180
10. Мраморы разноварьные . . . . .	12
11. Диопсид-роговообманковые плагиогнейсы; частые прослои микрогнейсов и роговообманковых плагиогнейсов мощностью 3—8 м . . . . .	70
12. Биотит-роговообманковые сланцы и биотит-роговообманковые плагиогнейсы с реликтами первичных слонистых текстур. Мощность слоев 1—10 м. Редкие прослои и линзы мраморов и кварцитов мощностью до 7 м . . . . .	170
13. Лейкокраповые микрогнейсы . . . . .	40
14. Кварциты мономинеральные . . . . .	15
15. Биотит-роговообманковые плагиогнейсы (с реликтами первичных слонистых текстур); редкая слои (до 12 м) микрогнейсов и биотит-роговообманковых сланцев; редкие прослои и линзы мраморов (2—5 м) . . . . .	90
16. Часто чередующиеся биотит-роговообманковые, биотитовые и диопсид-роговообманковые плагиогнейсы. Мощность слоев — первые ме-	

тры, редкие прослои (до 10 м) лейкократовых микрогнейсов. Видимая мощность . . . . . 110  
Общая мощность разреза около 1600 м.

Разрез Джоронканской свиты на левобережье среднего течения р. Кудда-Малая более однообразен. Здесь значительно меньше микрогнейсов и мраморов, нет кварцитов, кристаллические сланцы (преимущественно амфиболовые) играют большую роль, причем в верхах разреза наряду с роговообманковыми кристаллическими сланцами присутствуют актинолитовые разности. Разрез Джоронканской свиты в бассейне р. Таксима почти не отличается от приведенного разреза в верховьях р. Джоронкан. В нем только отсутствуют мощные папки мраморов и значительно меньше диопсид-роговообманковых разностей плагиогнейсов.

Мощность свиты, установленная по разрезам, 1800 м. Плагиогнейсы и кристаллические сланцы Джоронканской свиты не отличаются от аналогичных пород описанных ранее мраморов. Микрогнейсы обычно лейкократовые тонкопеллощчатые или реже массивные. Состав (в %): плагиоклаз — альбит-олигоклаз № 10—15—до 70, кварц — 20—30, реже микролит — до 40, биотит — 0—15, роговая обманка — 0—15, диопсид — 0—25. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, эпидот, апатит. Структура гранобластовая, участками мозаичная. Мраморы имеют четкую слоистую текстуру. Кальцит составляет в них до 95%, диопсид — 0—15%, кварц — до 10%, плагиоклаз — до 5%; структура grano-, гетеробластовая.

В составе актинолитовых сланцев (в %): актинолит — до 90, эпидот — 0—30, роговая обманка (бледно-зеленая, развивающаяся по актинолиту) — до 25, кварц — до 10, плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 10) — до 5, кальцит — 0—5. Акцессорные минералы: сфен, циркон, магнетит, присутствует вторичный хлорит; структура граномагматобластовая. Для них типична парагенетическая ассоциация: актинолит — эпидот — альбит — (сфен — кварц).

Кварциты (в %): кварц — до 90, плагиоклаз (андезин № 38—40) — до 15, биотит — 0—15, мусковит — 0—10. Акцессорные минералы: эпидот, турмалин, апатит, магнетит, циркон. Структура гранобластовая, редко лепидогранобластовая. Характерная парагенетическая ассоциация: кварц — мусковит — плагиоклаз — (биотит).

**Талланская свита**, стратотипический разрез которой описан в бассейне р. Таллан [28], в пределах листа О-50-XXXXIII представлена лишь своей нижней частью, выделяемой в нижнюю подсвиту.

Нижняя подсвита (Pt<sub>2</sub>tl) известна на двух небольших участках: по правому борту долины р. Кудда-Малая и на левобережье р. Таксима. В долине р. Кудда-Малая подсвита

представлена светло- и темно-серыми тонкослоистыми мраморами и песчанистыми мраморизованными известняками с многочисленными тонкими (миллиметры — сантиметры) прослоями кварц-серпичитовых известковистых сланцев и с редкими прослоями биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. В верхах разреза появляются темно-серые, почти черные «углистые» разновидности мраморов. Видимая мощность подсвита, подсчитанная по разрезу, составляет 800 м, она малочисленна на территории листа.

На левобережье р. Таксима нижняя подсвита талланской свиты также представлена мраморами и мраморизованными песчанистыми известняками. В ее нижней части мощностью 250 м располагаются тонкослоистые серые и светло-серые разности. Выше залегают массивные, реже грубослоистые, прерывистые светло-серые мраморы мощностью около 400 м, особенно редкие прослои (до 1,5 м) биотитовых и биотит-роговообманковых кристаллических сланцев. В самых верхах разреза залегают папка тонкослоистых кварц-полевощитовых кварцитов видимой мощностью 15—20 м. Общая видимая мощность разреза 650 м.

Мраморы состоят из кальцита (80—95%), кварца (до 20% в песчанистых разностях), диопсид (0—10%), плагиоклаз-альбита (0—5%), биотита и мусковита (до 1%); в некоторых разностях присутствует тонкораспыленное углистое вещество. Структура гетерогранобластовая. Кварц-серпичитовые известковистые сланцы имеют в своем составе кварц (до 50%), серпичит (до 45%), кальцит (5—40%), плагиоклаз-олигоклаз (0—1%). Акцессорные минералы: магнетит, эпидот, циркон, сфен. Структура микролепидогранобластовая. Биотитовые и биотит-роговообманковые кристаллические сланцы не отличаются от подобных пород Джоронканской свиты.

Парагенетические ассоциации минералов, состав и структура парагенетические особенности пород сольбанской серии указывают на то, что они претерпели прогрессивный контактово-региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, в широком диапазоне от низкотемпературных до наиболее высокого температурных ее субфаций. Так, на водоразделе рек Куанда и Сюльбан и на левобережье р. Куанда метаморфизм достиг самых высоких ступеней амфиболитовой фации, что при определенных условиях привело к образованию парагенетических ассоциаций с железистым гиперстеном, а на левобережье р. Кудда-Малая породы Джоронканской свиты соответствуют высокотемпературным субфациям фации зеленых сланцев с характерной парагенетической ассоциацией: актинолит — эпидот — альбит. Метаморфизму в условиях этой фации широко подверглись породы верхней части сольбанской серии непосредственно к северу, на сопредельной территории, в бассейне р. Таллан [24]. Состав и строение сольбанской серии, текстурно-структур-



ные особенности и минеральный состав слагающих ее породы позволяют предполагать, что она первоначально представляла собой карбонатно-терригенную толщу со значительным количеством вулканогенных образований.

Наряду с региональным метаморфизмом породы сюрьбанской серии почти повсеместно претерпели шелочной (калийный) метасоматоз и местами значительно гранитизацию. Наболее широко распространены тонко- и грубополюсчатые мигматиты и фельдшпатизированные (микроклинизированные) породы; значительно меньше теневых мигматитов (последние описаны в разделе «Интерзивные образования»). В мигматитах, несомненно полюсчатую текстуру, отсутствует резкая дифференциация привнесенного материала и субстрата и наблюдается интенсивное замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом как в лейкократовых, так и в меланократовых частях породы. Количество калиевого полевого шпата (обычно микроклина) иногда достигает 50% объема всей породы. Кроме того, при мигматизации происходит интенсивная коррозия цветных минералов, за счет чего увеличивается количество кварца, рудных и акцессорных минералов; наблюдается некоторое раскисление плагиоклазов. Типичные инъекционные мигматиты встречаются очень редко. Фельдшпатизированные породы содержат порфиробласты калиевого полевого шпата (микроклин и микроклин-пертит) — от единичных до составляющих 50% объема породы. Обычно фельдшпатизации подвергаются гнейсы и сланцы, имеющие бластопорфировую структуру, и порфиробласты микроклина являются псевдоморфозами замещения по плагиоклазу. Таким образом, и фельдшпатизация, и мигматизация происходят в результате рассеянного межгранулярного движения, привносимого в зависимости от структурно-текстурных особенностей подтверждающихся изменений пород. Судя по структурным особенностям пород, эти процессы явились наложенными ным особенностям пород, эти процессы явились наложенными по отношению к региональному метаморфизму, но не были известны оторваны во времени и как бы завершили его.

По вопросу о возрасте сюрьбанской серии единого мнения не существует. Одни исследователи (Т. И. Салот, В. С. Федоровский) относят ее к нижнему протерозою и даже находят какую-то общность разрезов верхней части сюрьбанской серии и низов удоканской серии нижнего протерозоя. Другие (А. М. Дейтес) считают ее архейской и сопоставляют с рядом оговорок, с чарской серией архея.

Однако значительные отличия разрезов сюрьбанской серии от разрезов как нижнепротерозойской удоканской, так и архейской чарской серий, а также более низкая в целом, чем в чарской серии, степень регионального метаморфизма ее пород позволяют предполагать ее стратиграфическую самостоятельность, которая заключается в том, что рассматриваемая серия, по нашему мнению, занимает в разрезе промежуточное положение

между удоканской и чарской сериями и, возможно, отделяет от них структурными несогласиями.

До надежных радиохимических определений абсолютного возраста пород сюрьбанской серии и выявления в регионе более четких ее структурных взаимоотношений возраст сюрьбанской серии принимается условно как нижнепротерозойский.

Не исключено также, что среди полей выходов сюрьбанской серии в тектонических блоках могут быть встречены архейские породы типа пород чарской серии, переработанные в условиях метаморфизма амфиболитовой фации и поэтому плохо отличимые от пород сюрьбанской серии.

### Муйская серия. Верхняя подсерия (P<sub>1ms2</sub>)

Верхняя подсерия муйской серии выделена на северо-западе территории, где она залегает в тектоническом блоке. Изученная толща, по-видимому, соответствует средней части подсерии. Она представлена часто чередующимися кварц-хлорит-серпичитовыми, эпидиот-актинолитовыми, хлорит-актинолитовыми и эпидиот-кварц-биотитовыми сланцами. Однообразное чередование этих пород нарушается несколькими мощными (до 70 м) пачками эпидиот-актинолитовых, хлорит-актинолитовых или эпидиот-кварц-биотитовых сланцев. Кроме того, в разрезе присутствуют редкие прослои и линзы мраморов.

Разрез, составленный в верховьях р. Бахтарнак, иллюстрирует строение нижней части изученных отложений. Здесь (снизу вверх) обнажаются (в м):

1. Серпичит-кварцевые и кварц-хлорит-серпичитовые сланцы с редкими прослоями эпидиот-актинолитовых сланцев мощностью 12—15 м. Видимая мощность . . . . . 185
  2. Эпидиот-кварц-биотитовые сланцы, переставляющиеся с кварц-серпичитовыми и кварц-хлорит-серпичитовыми сланцами. Мощность чередующихся прослоев 5—10 м . . . . . 210
  3. Эпидиот-кварц-биотитовые сланцы; единичные маломощные (до 1,5 м) прослои кварц-серпичитовых сланцев . . . . . 70
  4. Эпидиот-кварц-биотитовые сланцы, переставляющиеся с кварц-серпичитовыми и эпидиот-актинолитовыми сланцами. Мощности переставляющихся слоев 2—12 м . . . . . 130
  5. Эпидиот-актинолитовые и хлорит-актинолитовые сланцы с единичными маломощными (до 2 м) прослоями кварц-хлорит-серпичитовых сланцев . . . . . 55
- Видимая мощность приведенного разреза около 650 м.

Выше залегает пачка чередующихся слоев мощностью 5—40 м эпидиот-актинолитовых и эпидиот-кварц-биотитовых сланцев. Периодически через 40—80 м в разрезе появляются прослои кварц-хлорит-серпичитовых сланцев мощностью 10—12 м, а в единичных случаях — до 60 м. К этой части разреза приурочены

редкие прослои и линзы мраморов мощностью до 5 м. Мощность пачки около 500 м.

Породы верхней части голши располагаются в экзоконтактовой зоне и провесах кровли крупного раннепротерозойского Бахтарнакского массива габброидов и представлены однообразными роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми кристаллическими сланцами с редкими слоями кварц-мусковитовых сланцев мощностью до 15 м.

Общая мощность изученной части разреза верхней подсерии, определенная графически и по разрезам, 1700—1900 м.

В составе сланцев в разных количествах присутствуют серицит, актинолит, биотит, эпидот, хлорит, кварц, плагиоклаз (альбит-олигоклаз). Структура микро- и мелкозернистая, лепидогранобластовая и лепидобластовая, граномагматобластовая, часто порфириовидная. Последняя обусловлена присутствием отдельных порфириовидных выделений плагиоклаза, реже кварца и тонкозернистого агрегата эпидота.

Основная роль в составе кристаллических сланцев принадлежит роговой обманке, биотиту, плагиоклазу (андезин № 35—40) и мусковиту. Цветные минералы составляют до 80% всего объема породы; мусковит — до 50% (в кварц-мусковитовых разновидностях). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, сфен, эпидот, оргит. Структура кристаллических сланцев гранобластовая, граномагматобластовая, иногда порфириовидная.

Мраморы содержат кальцит (до 95%), кварц (до 15%), оливин и диопсид (до 10% каждый). Структура их грано- и гетерогранобластовая.

Нижепротерозойский возраст муйской серии устанавливается определенно в смежных районах. Она трансгрессивно и с крупным угловым несогласием залегает на метаморфическом комплексе архея Северо-Муйской глыбы, а в бассейне р. Бол. Падра перекрывается среднепротерозойскими образованиями [11]. Многими исследователями она считается фациальным аналогом удоканской серии ирги, точнее, двух ее нижних подсерий.

**ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ**

**Патомская серия. Нижняя подсерия**

**Джаллагунская свита.** Нижняя подсвита (?) (Paldgl<sup>1</sup>?). Отложения, условно относимые к нижней подвите джаллагунской свиты, развиты на небольшом участке на водоразделе рек Кудда-Малая и Бахтарнак, где они залегают в тектоническом блоке. В их составе широко распространены актинолитовые, эпидот-актинолитовые, серицит-кварцевые, эпидот-кварц-биотитовые сланцы; меньше — полимиктовые и туфоген-

ные песчаники, алевролиты, мраморизованные известняки и углисто-сланцисто-кварцевые сланцы. Нижняя часть разреза мощностью 500—600 м представлена часто чередующимися разнообразными сланцами, содержащими отдельные прослои полимиктовых и туфогенных песчаников и алевролитов. В верхней части разреза количество прослоев обломочных пород и их мощности значительно возрастают. Редкие маломощные линзы и прослои мраморизованных известняков наблюдаются в разных частях разреза.

Разрез на водоразделе рек Кудда-Малая и Бахтарнак (снизу вверх) в м:

1. Актинолитовые и эпидот-актинолитовые сланцы с частыми слоями мощностью 5—15 м эпидот-кварц-биотитовых и серицит-кварцевых сланцев. Видимая мощность . . . . . 180
  2. Часто перемежающиеся актинолитовые и эпидот-кварц-биотитовые сланцы. Редкие прослои мощностью 1—2 м мелкозернистых туфогенных песчаников. Примерно в средней части пачки слой (25 м) мелкозернистые туфогенные песчаники . . . . . 300
  3. Тонкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты; в основании двухметровый слой мраморизованных известняков . . . . . 31
  4. Переслаивающиеся эпидот-кварц-биотитовые и кварц-серицитовые сланцы; редкие слои мелкозернистых туфогенных песчаников. Мощность слоев сланцев и песчаников до 10 м . . . . . 160
  5. Мелкозернистые туфогенные песчаники . . . . . 25
  6. Эпидот-кварц-биотитовые сланцы . . . . . 60
  7. Тонкозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты, средние и мелкозернистые туфогенные песчаники. Мощность слоев 10—15 м. Единичные прослои кварц-серицитовых известняковых сланцев мощностью 2—6 м . . . . . 75
  8. Переслаивающиеся эпидот-кварц-биотитовые и актинолитовые сланцы и мелкозернистые туфогенные песчаники. Мощность слоев — несколько метров. Один метровый прослой мраморизованных известняков . . . . . 170
  9. Средне-, мелкозернистые туфогенные песчаники . . . . . 45
  10. Эпидот-кварц-биотитовые сланцы с редкими прослоями мощностью 1,2—2 м актинолитовых и серицит-кварцевых сланцев . . . . . 62
  11. Мелкозернистые туфогенные песчаники . . . . . 25
- Мощность по разрезу около 1150 м.

К нижней подвите джаллагунской свиты отнесена также пачка (видимой мощностью 200—300 м) темно-серых мелкокристаллических мраморизованных известняков, часто переслаивающихся с углисто-сланцисто-кварцевыми и эпидот-актинолитовыми сланцами. Мощность чередующихся прослоев 0,3—12 м. Эти породы залегают в небольшом тектоническом блоке, расположенном на правобережье р. Кудда-Малая. Они интенсивно рассланцованы, катаклазированы и нередко сульфидизированы. Общая видимая мощность подсвиты, определенная по разрезам, 1300 м.

В составе сланцев (кроме серицит-кварцевых разновидностей) присутствуют актинолит (до 90%), биотит (до 35%), кварц (до 30%), эпидот (15—20%), в незначительном количестве хлорит, плагиоклаз (олигоклаз-андезин). Акцессорные минералы: маг-

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

### Нижний отдел

#### Алданский ярус

Отложения алданского яруса распространены лишь в верховье р. Бахтарнак. Они расчленены на две свиты, имеющие полное литологическое сходство с их стратотипами, которые описаны на левобережье р. Витим, в бассейнах рек Ингуда, Сред. и Прав. Мамакан [11].

#### Падроканская свита делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита (Сп, рд<sub>1</sub>) с угловым несогласием залегает на нижней подосвите (? джаллагунской свиты верхнего протерозоя. Она сложена темно-серыми, зеленоватыми конгломератами; в верхней части присутствуют единичные прослои и линзы гравелитов мощностью 0,2—1 м. Галька в конгломератах составляет 30—40% объема всей породы; насыщенность ею конгломератов уменьшается вверх по разрезу, где ее не более 25%. В составе гальки преобладают кварциты, полимиктовые песчаники, алевролиты, сланцы (выходящих поблизости муйской и падтомской свит), кварц. Изредка встречается галька мраморов и туфов кислого состава. Сортированность обломочного материала плохая. Размер галек варьирует от 1 до 30 см по длине и в поперечнике; преобладает галька размером 4—5 см. Вверх по разрезу подсвиты отмечается уменьшение размера гальки. Окатанность гальки хорошая, и только мелкая галька окатана плохо. Цементом конгломератов является разнозернистый (от грубо- до средне-) полимиктовый песчаник. Обломочный материал в гравелитах имеет тот же состав, что и в конгломератах. Цемент гравелитов — типа соприкосновения или поровый. Максимальная мощность нижней подсвиты 90 м.

Верхняя подсвита (Сп, рд<sub>2</sub>) представлена песчаниками и редкими прослоями алевролитов и линзами гравелитов. Нижняя часть сложена песчурой окрашенными песчаниками, главным образом олигомиктовыми; в верхней преобладают кварцевые песчаники.

В верховьях р. Бахтарнак на конгломератах нижней подсвиты залегает (в м<sup>1</sup>):

1. Мелко- и тонкозернистые темно-серые и зеленовато-серые массивные и тонкослоистые олигомиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов мощностью 0,1—0,2 м . . . . . 135
2. Песчаники светлые мелко- и тонкозернистые олигомиктовые; в подчиненном количестве слонистые полимиктовые и кварцевые . . . . . 60
3. Пестроцветные тонко- и мелкозернистые слонистые олигомикто-вые песчаники с редкими слоями (10—12 м) и линзами гравелитов и прослоями зелено-серых алевролитов мощностью 1—2 м . . . . . 205
4. Пестроцветные средние, мелкозернистые сливные (кварцито-вые) кварцевые песчаники . . . . . 170
5. Серые слоистые кварцевые и олигомиктовые песчаники . . . . . 100

нетит, сфен, циркон, апатит. Структура гранолепидобластовая, лепидобластовая и гранонематобластовая, нередко порфировидная, иногда — бласопсаммитовая. Серпичит-кварцевые сланцы состоят из кварца (до 60%), серпичита (до 45%), небольшого количества плаггиоклаза и хлорита. В известковистых сланцах присутствует кальцит (до 40%); углистые сланцы содержат до 10% углистого вещества. Структура сланцев микролепидогранобластовая, изредка порфировидная. Песчаники характеризуются четко выраженной псаммитовой структурой. В полимиктовых разностях обломочные зерна, составляющие 20—80% объема всей породы, хорошо сортированы и имеют среднюю окатанность. В их составе кварц, плаггиоклаз, реже кварциты, мелкозернистый кварц-серпичитовый агрегат. Цемент представлен агрегатом кварца, хлорита и серпичита; тип — базальный, изредка соприкосновения.

В туфогенных песчаниках обломочный материал составляет не более 60% всего объема породы. Форма зерен неправильная, обычно угловатая, остроугольная. Они состоят из кварца, плаггиоклаза, кварцитов, эффузивов кислого и среднего состава. Цемент — кварц-плаггиоклаз-сосюритовый агрегат. Большая роль в его составе принадлежит тонко распыленному рудному минералу. Алевролиты содержат значительно меньшее количество (до 30%) гораздо хуже окатанных обломочных зерен, чем описанные песчаники. В мраморизованных известняках, кроме кальцита, присутствует незначительная примесь мелких кварцевых зерен.

Непосредственно к северу от территории листа в разрезе подсвиты наряду с описанными отложениями выявляется значительное количество зеленокаменномезозойных эффузивов основного состава, а в его нижней части — кварцитов [24]. Это подтверждает правильность отнесения описанных отложений к нижней подосвите джаллагунской свиты нижней подсвиты патомской свиты, стратотипический разрез которой изучен на р. Витим [11]. Наличие в стратотипическом разрезе нижней подсвиты чередующихся известняков и сланцев, в том числе и углистых, позволяет отнести к нижней подосвите также паучу известняков и сланцев с правобережья р. Кудла-Малая. На сопредельной к северу территории они показаны как нерасчлененная джаллагунская свита [24].

На территории листа, в верховьях р. Бахтарнак, описанные отложения трансгрессивно, с угловым несогласием, перекрываются образующимися нижнего кембрия. Северо-западнее, в бассейне нижнего течения р. Витим (Детон-Уранская зона), нижняя подсвита патомской свиты, с которой сопоставляются описываемые отложения, с несогласием залегает на вулканогенной падринской свиты среднего протерозоя [11]. Все это позволяет отнести патомскую свитку к верхнему протерозою.

6. Светлые, почти белые тонко- и мелкозернистые слонстые кварцевые и олигомиктовые песчаники с редкими маломощными (до 0,5 м) прослоями гравелитов и серых алевролитов . . . . . 105

7. Серовато-зеленые тонкозернистые олигомиктовые песчаники слабовязковистые. Видимая мощность . . . . . 55

Мощность по разрезу 830 м.

Максимальная видимая мощность подсериты 850 м.

Кварцевые песчаники характеризуются хорошей окатанностью обломочного материала, представляющего в основном кварцем. Цемент — серцитовый или серцитит-хлоритовый, типа сопряжения или поровый, составляет несколько процентов объема всей породы. Олигомиктовые песчаники отличаются от кварцевых присутствием платюкклаза (до 15%); цемент их иногда базального типа (до 30%). В известковистых разновидностях в цементе присутствует кальцит (до 10—15% объема породы). Обломочный материал подмиктовых песчаников имеет среднюю окатанность и представлен кварцем, платюкклазом, кварцитами, эффузивами разного состава, в значительном меньшем количестве эпидитом, апатитом, турмалином. Цемент их базального или порового типа, имеет кварц-хлорит-серцитовый состав и почти постоянную примесь гидроокислов железа. Гравелиты отличаются от подмиктовых песчаников лишь большими размерами обломочных зерен и лучшей их окатанностью. Алевролиты характеризуются низким содержанием обломочного материала (не более 40% объема породы) подмиктового состава.

**Сидельтинская свита (St<sub>1</sub>sd)** выходит в узком тектоническом блоке в верховье р. Бахтарьяк и представлена известняками, мраморизованными известняками, хлорит-эпидитовыми, серцитит-хлоритовыми, серцитит-хлорит-кварцевыми известковистыми сланцами; в подчиненном количестве присутствуют доломиты, известковистые песчаники и алевролиты. На соседней к северу территории она согласно, с постепенным переходом, залегает на падроканской свите [24].

Нижняя видимая часть свиты мощностью 400 м сложена часто чередующимися хлорит-эпидитовыми, серцитит-хлоритовыми, серцитит-кварцевыми известковистыми сланцами и в подчиненном количестве известковистыми кварцевыми песчаниками, известняками и мраморизованными известняками. Мощность чередующихся прослоев от нескольких миллиметров до нескольких метров. Выше залегает пачка мощностью 150 м почти черной слонистой известняков, которые перекрываются трехцветной пачкой светлых, почти белых массивных известняков, среди которых иногда встречаются мраморизованные разновидности доломиты.

Видимая мощность сидельтинской свиты 900 м.

Отнесение падроканской и сидельтинской свит к алданскому ярусу нижнего кембрия основано на следующих фактах. Падроканская свита трансгрессивно перекрывает верхнепротерозой-

ские отложения. На определенной к северо-западу территории сидельтинская свита согласно, с постепенным переходом, перекрывается янгудской свитой, нижняя часть которой на основании находок фауны в бассейне р. Янгуд относится к денскому ярусу нижнего кембрия [11].

#### НЕОГЕНОВАЯ — ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

**Плюицен-нижнечетвертичные отложения (N<sub>2</sub>—Q<sub>1</sub>)** встречаются лишь в долине р. Сюльбан (в среднем ее течении), где перекрываются среднечетвертичными и современными отложениями, и представлены толщей аллювиальных песков и супесей с галькой и валунами.

Разрез, вскрытый шурфом на пологой вершине холма, близ устья р. Чипокто (сверху вниз), в см:

1. Почвенный слой (5 см). Супесь с суглинистыми прослоями и линзами, обогащенными галькой и гравием (до 15%) . . . . .	50
2. Песок среднезернистый . . . . .	20
3. Песок мелкозернистый с прослоями, обогащенными глинистым материалом . . . . .	12
4. Песок среднезернистый . . . . .	7
5. Супесь и песок мелкозернистый с прослоями, обогащенными глинистым материалом . . . . .	30
6. Песок среднезернистый . . . . .	5
7. Песок мелкозернистый . . . . .	20
8. Супесь с суглинистыми линзочками . . . . .	6
9. Песок мелкозернистый . . . . .	20
Мощность разреза 176 см.	

На склонах холма среди многочисленных высыпнок мелкозернистого песка и супеси встречается много валунов, гальки и гравия, принадежащих, очевидно, более низким слоям. Окатанность галечно-гравийного материала хорошая (K=41). Преобладает галька гранитидов и метаморфических пород; в незначительном количестве присутствуют валуны и галька плюиценовых базальтов и конгломератов — экзотических пород для бассейна р. Сюльбан.

Спорово-пыльцевые анализы (В. А. Калашникова, ВАГТ) показывают преобладание пылицы древесных пород (80—95%); постоянно присутствует пыльца теплолюбивой флоры: *Tsuga* (до 12%), граба, лещины; много пылицы соеи сибирской и ели. В нижней части приведенного разреза обнаружена пыльца типично третичных древесных пород: *Rododendrus* и *Osmunda*. Литология, спорово-пыльцевой спектр и характер разреза свидетельствуют о том, что отложения накопчивались в условиях теплого влажного климата, относительно спокойного тектонического режима, и материал сносился издалека.

Судя по высоте холма и предполагая, что он полностью сложен плюицен-нижнечетвертичными отложениями, их мощность определяется в 60—65 м. Возраст их устанавливается на осно-

Вани сопоставления приведенного спорово-пыльцевого спектра со спектрами эолейстоцена Прибайкалья [9]. Нижняя возрастная граница подтверждается наличием в этих отложениях гальки плинтоновых базальтов, а верхняя — тем, что на сопредельной к востоку территории образования, полностью сходные с описанными, перекрываются среднечетвертичными отложениями [29].

**Среднечетвертичные отложения (Q<sub>1п</sub>)** представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными песками, водно-ледниковыми песками и песчано-галечно-валунными образованиями и ледниковыми валуно-гравийными супесями.

Аллювиальные и озерно-аллювиальные песчаные отложения приурочены к низовьям долины рек Куанда и Сюльбан (Куандинская впадина), где они слагают выские террасы, а также к межгорным котловинам в бассейнах рек Таксима и Намаракит. В Куандинской впадине эти отложения представлены хорошо сортированными ритмично-слоистыми кварцево-полевшпатовыми песками с плохо окатанным песчаным материалом. Среди четко параллельностойких прослоев встречаются прослой с косою слоистостью, причем мощность серий достигает 1,5 м. Среди песков изредка встречаются прослой и линзы глинистых торфяников. Песчаные отложения в межгорных котловинах и расположенные близ ледниковой области представлены монотонными грубо-среднезернистыми слоистыми мелко- и среднезернистыми песками. Своеобразно для них здесь наличие в разрезах редких не выдержанных прослоев и мощности (до 10 см) прослоев среднезернистого песка с гравийными зернами, отделенными гальками и мелкими плохо окатанными ( $K=22-26$ ) валунами, представленными местными породами. Описанные отложения обычно лишены пыльцы, что связано с холодным климатом, при котором они отлагались. Литология и характер разреза свидетельствуют о том, что песчаный материал, выносимый, очевидно, ледниковыми водами, накапливался в условиях проточных вод (долины рек) или водного бассейна (Куандинская впадина).

Максимальная видимая мощность описанных отложений достигает 120 м.

Ледниковые отложения известны в бассейне р. Бахтарнак, где они покрывают водоразделы, и в долинах рек Куды-Малая, Сюльбан и Мокруя. Они представлены несортированными рыжеватого-серыми валуно-гравийными супесями. Валунные представленные местными породами, составляют 20—40% всей массы породы. Размер их достигает 30 см в диаметре. Галечно-гравийный материал (60—80% породы без валунов) слабо окатан ( $K=27-35$ ) и представлен местными породами. Содержание супесчаного заполнителя 20—40%, и песчаная составляющая представлена преимущественно мелкозернистым песком. Максимальную видимую мощность (14 м) описываемые

отложения имеют в долине р. Куды-Малая. На водоразделах их мощность 2—4 м.

Водно-ледниковые отложения распространены на небольших участках в долинах рек Куды-Малая и Сюльбан. Это палево-желтые разнозернистые пески, в разной степени обогащенные валуно-галечным материалом. В разрезе в долине р. Куды-Малая, где они залегают на ледниковых отложениях, заметно увеличение грубости материала сверху вниз: от песков гравийными прослоями и редкими валунами до песчано-валуно-галечных отложений. Окатанность галечного материала невысокая ( $K=29-33$ ); петрографический состав такой же, как и у ледниковых отложений. Максимальная мощность водно-ледниковых отложений определяется в разрезе по р. Куды-Малая в 33,5 м. Как ледниковые, так и водно-ледниковые отложения пыльцы и спор не содержат.

Среднечетвертичный возраст всех вышеописанных отложений устанавливается на том основании, что они вложены в плинто-нижнечетвертичные отложения и перекрываются верхнечетвертичными аллювиальными, ледниковыми и водно-ледниковыми отложениями.

**Верхнечетвертичные отложения.** Нижняя часть (Q<sub>1пн</sub>). Эти отложения представлены аллювиальными фанями и распространены в Куандинской впадине и в среднем течении рек Сюльбан, Намаракит и Тундак. В Куандинской впадине они залегают на размытой поверхности среднечетвертичных отложений и представлены средне-, мелкозернистыми сортированными слоистыми песками с прослоями и линзами супесей и огорфяненных песков. Спорово-пыльцевой спектр их отвечает сравнительно теплomu климату межледниковья и содержит пыльцу таких теплолюбивых видов, как лещина, ореховые, граб, вересковые, полынь, осоковые. В низовьях р. Куды-Малая эти отложения мощностью 25 м залегают на среднечетвертичной морене и перекрываются верхнечетвертичной мореной. Они также представлены слоистыми мелкозернистыми песками, но отличаются наличием прослоев, обогащенных галькой и валунами. Спорово-пыльцевой спектр также содержит теплолюбивые формы, отличаясь лишь более бедным их содержанием. Такой же характер имеют описываемые отложения в среднем течении долины рек Сюльбан, Намаракит и Тундак. Мощность их 3—70 м (р. Сюльбан).

Стратиграфическое положение и спорово-пыльцевая характеристика описанных отложений позволяют считать, что время их образования соответствует Казанцевскому межледниковью — первой половине верхнечетвертичного времени.

Верхняя часть (Q<sub>2пн</sub>). Водно-ледниковые и ледниковые отложения довольно широко распространены в долинах почти всех крупных рек района и в Куандинской впадине. В ряде мест (долина р. Куды-Малая, р. Сюльбан) наблюдается

их залегание на ледниковых или водно-ледниковых среднечет-верстных отложениях или отложениях Казанцевского межледниковья ( $Q^{1III}$ ).

Ледниковые отложения представлены несортированными палево-желтыми и пепельно-серыми валуно-галечно-гравийными супесями и суглинками. Валуны, достигая 2 м в поперечнике, состоят до 40% объема всей породы. Не считая валунов, порода состоит из гальки (10—25%), гравия (10—38%), песка разноразмерного (35—70%), мелкозема (8—15%). Коэффициент окатанности галечно-гравийного материала 29—35. В разрезе ледниковых отложений встречаются линзы мощностью до 2 м, в которых галечно-гравийный материал составляет всего 2—5%, а мелкозем — 70%. Валуно-галечно-гравийный материал представлен местными породами. Мощность ледниковых отложений 10—15 м, достигаая 30 м в валах конечных морен.

Водно-ледниковые отложения пространственно связаны с ледниковыми и широко распространены в низовьях долины рек Куанда, Сюльбан и Кудда-Малая. Их состав очень разнообразен (от песков до валуно-галечных отложений) и варьирует от их положения по отношению к ледниковым отложениям. Так, в среднем течении рек Кудда-Малая и Сюльбан они представлены нечеткослоистыми валуно-галечно-песчаными образованиями, в разной степени насыщенными валунами и галькой (40—80%). Коэффициент окатанности включений 33—39. Видимая мощность этих отложений в долине р. Кудда-Малая 45 м. В нижнем течении долины этих рек водно-ледниковые отложения содержат значительно меньше валуно-галечного материала, который уступает гравийному (30—40%) и песчаному (до 70%). Коэффициент окатанности включений достигает 44; видимая мощность составляет 3—4 м. На междуречье Кудда-Малая — Мокруя разрез водно-ледниковых отложений имеет двучленное строение: на галечно-гравийных образованиях видимой мощностью до 2 м залегает разноразмерные, преимущественно средне-, мелкозернистые пески, в разной степени обогащенные валуно-галечно-гравийным материалом (но не более 25%). Видимая мощность песков 0,5—2 м.

Нагегане описанные ледниковых и водно-ледниковых образований на аллювиальные отложения первой половины верхнечетвертного времени, а также залегание на них современных отложений позволяют отнести их ко второй половине верхнечетвертного времени.

**Современные отложения.** Нижняя часть ( $Q^{IV}$ ). Эти отложения слагают I надпойменную террасу высотой 3—6 м, широко распространяющуюся в долинах крупных рек и в Куандинской впадине. Они представлены аллювиальными сiltстыми песками и суглинками, содержащими маломощные линзы и прослои торфяников. Песчаные прослои тяготеют к нижней

части разреза, где иногда залегает песчано-галечные отложения с валунами, представляющими собой перемытые (коэффициент окатанности 50—55%) ледниковые и водно-ледниковые отложения. В южной части Куандинской впадины в разрезе этих отложений резко преобладают суглинки с прослоями и линзами торфяников.

Первые надпойменные террасы вложены в верхнечетвертные отложения, а в них в свою очередь вложена пойма. В аллювиальных отложениях I надпойменной террасы в соседнем районе были обнаружены остатки палеолитической культуры [20]. Исходя из всего этого, вполне достоверно устанавливается современный ( $Q^{IV}$ ) возраст описанных отложений.

Верхняя часть ( $Q^{IV}$ ). Эти отложения слагают высокую и низкую поймы и русла крупных рек. Они представлены аллювиальными галечниками, песками и валуно-галечно-песчаными образованиями. Коэффициент окатанности галечного материала 40—50. Высота поймы (3 м) сложена в основном песками с примесью суглинка, причем четко заметно погружение материала сверху вниз по разрезу. Низкая пойма преимущественно валуно-галечно-песчаная с маломощными горизонтальными песками и супесями в самом верху. Русловой аллювий валуно-галечный и лишь в Куандинской впадине, где размываются широко распространяющиеся там средне- и верхнечетвертные пески, песчаный. Мощность пойменных и русловых отложений составляет несколько метров. Аллювий поймы и русла вложен в современную I надпойменную террасу.

**Современные отложения нерасчлененные ( $Q^{IV}$ )** представлены пролювиальными и делювиально-пролювиальными щебнисто-глыбовыми супесями и суглинками, слагающими конуса выносов и шлейфы подножий. Крупнообломочный материал представлен местными породами и составляет 20—60% всего объема породы. Мощность этих отложений достигает 25 м. Формирование их происходит со времени расчленения древней поверхности выравнивания в течение всего четвертного периода и продолжается в настоящее время.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

### РАННЕПРОТЕРОЗОИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

#### Тепраканский комплекс

**Метабазо** ( $Pr^{1tr}$ ) слагают два мелких (по 2 км<sup>2</sup> в плане) массива, расположенных на правобережье р. Кудда-Малая, в ее верхнем течении, и на водоразделе рек Куанда и Таклама. Первое из них представляет собой скалистый удлиненной формы срединно-гранитизированный пород куандинского комплекса. Второе имеет вытянутую в плане форму и залегает согласно с вмещаю-

шими породами сюльбанской серии, однако, имея с ними на отдельных участках секущие контакты. Оба тела сложены дн-нообразными метабро-темными мелкозернистыми породами. Они представляются пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми разновидностями состава: пироксен (диопсид) — 5—10%, роговая обманка — 20—50%, плагиоклаз (андезин-лабрадор № 48—50) \* — 40—50%. Породы несут следы гранитизации, связанной с раннепротерозойским куандинским комплексом гранитоидов: часто в них содержится кварц, микроклин, средний и кислый плагиоклаз, пироксен интенсивно замещается роговой обманкой; эти новообразования равномерно распределены по всей породе или группируются в полосы, обуславливающие нечеткополосчатую текстуру пород. Структура неизмененных участков — габ-бровая, габбро-офитовая.

Нижняя возрастная граница габброидов теппаканского комплекса определяется их залеганием среди пород сюльбанской серии нижнего протерозоя, верхняя — воздействием на них гранитоидов раннепротерозойского куандинского комплекса.

#### Куандинский комплекс \*\*

**Гранито-гнейсы, плагиогранито-гнейсы (урт, ки), гранитизированные породы (gp—y)** занимают около 15% площади листа. Как правило, они образуют небольшие (1—15 км<sup>2</sup>) линейно вытянутые тела. Исключение составляют крупные массивы, расположенные на водоразделе рек Куанда и Намаракит (200 км<sup>2</sup>). и в верховьях р. Кудда-Малая (80 км<sup>2</sup>). Массивы и тела куандинского комплекса конкордантны. Являясь палингено-метасоматическими синкладчатными образованиями, гранито-гнейсы разбиваются по нижнепротерозойским породам сюльбанской серии и имеют с ними распылчатые, постепенные контакты. Часто в телах гранито-гнейсов заключены многочисленные склалиты мигматизированных, а иногда и совсем малозначительных кристаллических сланцев и гнейсов, сохранивших ориентировку, согласную с вмещающими гранито-гнейсы породами.

Гранито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы — лейкократовые серые, розоватые мелко- и среднезернистые породы, имеющие гнейсовидную плоскопараллельную ориентированную текстуру. Они состоят из плагиоклаза № 20—26, каллевого полевого шпата — гнейсахна) — олигоклаза № 30—40%, до 60% в плагиогранито-микроклина, микроклин-пертита (5—30%), кварца (до 30%), биотита (до 10%). На тех участках, где гранито-гнейсы разбиваются по роговообманковым породам, в их составе до 15% ро-

говой обманки. Структура пород гранобластовая, гетерогранобластовая, участками порфиробластовая. Характерно замещение микроклинном почти всех пороодообразующих минералов.

Гранитизированные породы (gp—y) проследительно и генетически связаны с гранито-гнейсами и широко распространены на территории листа. Наиболее крупное поле их расположено в верховьях р. Кудда-Малая. Гранитизированные породы очень близки к гранито-гнейсам, но их первичный состав и строение обычно можно условить. Типичная разнородность пород этой группы — теневые мигматиты.

Химический состав\* пород куандинского комплекса и их основные характеристики (по А. Н. Заварицкому) приведены в табл. 1 (а — гранито-гнейс биотитовый, Верховье р. Кудда-Малая; б — плагиогранито-гнейс биотитовый, Лёво-Терекье р. Сюльбан, близ зим. Валбухта; в — гранитизированная порода. Верховье р. Кудда-Малая).

Таблица 1

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	н. п. н.	φ
а	71,5	0,15	14,03	0,17	2,29	0,02	0,42	1,83	3,21	4,97	—	0,05	0,54	99,18
б	72,8	0,10	14,67	0,30	1,30	0,01	0,72	3,53	4,46	1,68	0,1	0,06	0,06	99,79
в	73,8	0,10	13,00	0,39	2,51	0,01	0,48	2,76	2,94	3,89	—	0,07	0,07	100,02
s	a	b	c	Q	a/c	a'	c'	m'	f'	n	t	φ		
а	80,7	14,1	3,0	2,2	31,0	6,4	—	1,0	22,5	76,5	50,0	0,2	4,5	
б	81,2	12,0	3,8	3,0	35,2	4,0	31,0	—	31,0	38,0	80,0	0,1	7,0	
в	81,6	11,7	4,5	2,2	39,3	5,3	—	23,3	17,3	59,4	53,1	0,1	8,7	

Гранитоиды куандинского комплекса относятся к группе пород, умеренно богатых и бедных щелочами, в которых саленческие компоненты резко преобладают. В несколько повышенных количествах в них присутствуют никель, кобальт, медь, галлий — 0,001%, титан, стронций, барий, свинец, цинк, ванадий, лантан, широконий — 0,01%.

Сравнение петрологических особенностей вмещающих пород и описываемых гранитоидов позволяет утверждать, что последние, так же как и мигматиты, образовались в результате кварцево-щелочного метасоматоза, на степень и характер которого значительно влияли состав и структурно-текстурные особенности пород, ему подвергшихся.

\* Здесь и далее плагиоклазы определены методом наибольшего симметричного утасания или методом Бекке и Беккера.  
\*\* Впервые выделен Л. И. Сапоном [30]. Впоследствии его объем был уточнен [22, 36].

**Жильная фаза. Пегматиты** ( $\text{Prt, Kln}$ ) широко распространены как в полях развития раннепротерозойских гранитоидов, так и среди мигматизированных пород. Наряду с четкими секущими и пологими жилами, мощность которых составляет 0,2—1,2 м, отмечаются своеобразные пегматитовые обособления, неправильной или линзовидной формы размером 0,2—0,8 м по наиболее крупной изрезке. Контакты их с вмещающими породами как четкие, резкие, так и постепенные, расщепляемые. Пегматиты состоят из микроклина, плагиоклаза (альбит-олигоклаза), кварца, биотита, редко роговой обманки. Акцессорные минералы: ортит, монацит, сфен, апатит, циркон. Структура пород грубо- и гигантокристаллическая, нередко графическая.

Гранитоиды куандинского комплекса развиваются по породам съельбанской серии, а за пределами листа — и удоканской серии [20]. В свою очередь, они сами прорываются гранитами раннепротерозойского чуйско-кадарского комплекса (водопад рек Эвкта — Куду-Малай), а восточнее (бассейн р. Чукчуду) — габброидами раннепротерозойского кадарского комплекса [20]. Раннепротерозойский возраст куандинского комплекса подтверждается также радиологическими определениями: 1770—1900 млн. лет (калий-аргоновым методом по биотиту) [22].

#### Муйский комплекс \*

**II фаза. Габбро-диориты** ( $\text{v}_2\text{Prt, ms}$ ), **габбро** ( $\text{v}_2$ ), **диориты** ( $\text{d}_2$ ), **пироксениты** ( $\text{p}_2$ ) слагают крупный Бахтарнакский массив, расположенный в бассейне р. Бахтарнак (в пределах листа входит его юго-восточная часть). Его восточный секущий контакт с вмещающими породами муйской серии очень пологий с многочисленными апофизами. В строении массива участвуют все характерные для II фазы комплексы разнообразности — от диоритов до пироксенитов. Главная фация представлена габбро-диоритами и габбро. Первые преобладают на севере изученной части массива, вторые — на юге. К эндоконтактовой зоне приурочены мелкозернистые габбро и диориты. Там же встречаются небольшие (до 1 км<sup>2</sup>) участки, сложенные пироксенитами. Они обычно имеют постепенные переходы с габброидами, но в ряде случаев слагают шпировые скопления с четкими контактами. Кроме того, в массиве наблюдаются многочисленные ксенолиты метаморфизованных вмещающих пород муйской серии, размеры которых колеблются от первых квадратных метров до квадратных километров.

Габбро-диориты — средне- и мелкозернистые темно-зеленые породы с массивной текстурой. Их состав: плагиоклаз (андезин-

лабрадор) — 50—70%; роговая обманка (20—50%)  $C: Ng = 29$ ;  $2V = -71^\circ$ ; кварц — 0,10%; очень мало биотита, актинолита. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, пирит, апатит. Структура габбро-офитовая, гломерозернистая, нередко порфиroidная.

Среди габбро, с которыми габбро-диориты связаны постепенным переходом, выделяются двупироксеновые и роговообманковые разновидности. Это темно-зеленые среднезернистые (мелкозернистые в эндоконтакте) породы, состоящие из пироксенов (от 30% в лейкократовых разновидностях до 70% в мелапократовых) — гинерстена и диопсида ( $C: Ng = 37$ ;  $2V = 58^\circ$ ), плагиоклаза — лабрадор № 50—70 (20—70%), роговой обманки (40—50% в роговообманковых разновидностях ( $C: Ng = 30$ ;  $2V = -70^\circ$ ), акцессорные минералы — магнетит, шпинель, апатит. Структура габбровая, иногда гломерозернистая.

Пироксениты — среднезернистые, реже крупнозернистые породы почти черного цвета с массивной текстурой. Состав: пироксен (до 95%) — гиперстен и диопсид ( $C: Ng = 37$ ;  $2V = 58^\circ$ ); плагиоклаз (до 5%) — андезин № 40—50; биотит (до 5%). Структура — панидиоморфнозернистая.

Диориты — среднезернистые массивные породы, состоящие из плагиоклаза — андезин № 35—40 (90—60%), роговой обманки (25%), биотита (20%), кварца (до 5%). Акцессорные минералы: магнетит, апатит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая.

В описываемых породах широко развиты вторичные замещения: по пироксенам интенсивно развиваются амфиболы и серпентин; по буро-зеленой роговой обманке — бледно-зеленая роговая обманка и актинолит; плагиоклазы сосюритизированы. Химический состав и числовые характеристики (по А. Н. Заваричкову) пород II фазы муйского комплекса из Бахтарнакского массива приводятся в табл. 2 (а — роговообманковый габбро-диорит, б — роговообманковое габбро, в — пироксенит).

Таблица 2

	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	п.п.п.	$\Sigma$
а	51,86	0,52	18,62	2,23	6,89	0,11	5,31	8,95	2,45	0,48	0,12	1,32	98,86
б	46,96	0,52	18,86	3,60	6,85	0,14	5,70	10,57	2,43	0,15	0,12	1,20	99,10
в	48,84	0,20	4,74	5,70	8,61	0,06	22,71	2,68	0,09	0,14	0,09	1,99	98,85
<i>s</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>	<i>d</i>	<i>a/c</i>	<i>c'</i>	<i>m'</i>	<i>y'</i>	<i>n</i>	<i>l</i>			<i>q</i>
а	63,2	6,5	20,3	10,0	2,4	0,70	8,0	47,2	44,8	88,8	0,7		10,0
б	58,7	6,0	24,6	10,7	—5,4	0,60	13,7	42,9	43,4	96,3	0,8		14,0
в	50,2	0,4	46,5	2,9	—3,3	0,14	0,0	74,6	25,4	57,1	0,4		9,5

\* Впервые выделен Л. И. Салопом в 1952 г. в пределах Муйской структурно-фашиальной зоны; название дано по р. Муге [11].



В габброидах муйского комплекса спектральным анализом определены (в %): никель и хром — до 0,03, кобальт — до 0,02, ванадий, цинк — до 0,01, медь, бор, галлий — до 0,006, молибден, бериллий, иттрий, циркон — до 0,001.

Эндоконтактовые изменения проявлены слабо и выражаются в развитии мелкозернистых разновидностей габбро и линейно-параллельных текстур; кроме того к эндоконтакту приурочены и диориты. В эндоконтактовой зоне Бахтарнакского массива местами наблюдаются проявления натрового метасоматоза, связанного с заключительными этапами формирования интрузии. На этих участках габброиды и частично вмещающие роговообманковые кристаллические сланцы муйской серии насыщены метабластами андезина и иногда превращаются в андезиты.

Эзоконтактовая зона Бахтарнакского массива в связи с пологим контактом имеет ширину 1,5—2 км. В этой зоне в породах муйской серии довольно широко проявились процессы базификации, выражающиеся в появлении многочисленных порфиробласт роговой обманки и основного плагиоклаза (табродора № 50—60).

**Жильная фаза. Диабазовые порфириты** ( $Vu_2Pt_1ms$ ) прорывают описанные габброиды и, как правило, не выходят за пределы интрузивных тел. Мощность даек — от долей метра до нескольких метров, протяженность — до десятков метров. Простирания их субширотные или субмеридиональные, падения крутые. Диабазовые порфириты — мелкозернистые темно-зеленые породы с редкими порфиrowыми вкрапленниками плагиоклаза и роговой обманки.

Габброиды муйского комплекса прорывают муйскую серию нижнего протерозоя и в свою очередь за пределами района прорываются гранитоидами более поздних фаз комплекса. Их галька присутствует в конгломератах среднего протерозоя [11]. Все это и определяет нижнепротерозойский возраст муйского комплекса.

По геологическим и петрологическим особенностям породы описанной фазы муйского комплекса хорошо сопоставляются с породами раннепротерозойского кагарского комплекса, по-видимому, являющегося синхронным аналогом этой фазы в Кодаро-Удоканской зоне.

#### Кагарский комплекс \*

**Габбро, габбро-диориты** ( $VPr_1Kl$ ) слатают ряд очень мелких штокообразных тел в южной части района. Они имеют резкие секущие крутопадающие контакты с вмещающими породами сольбанской серии и сложены в основном габбро. Габбро-диориты, связанные с габбро постепенным переходом, приурочены к эндоконтактовым зонам.

\* Впервые выделен Л. И. Салопом [30] в бассейне р. Кагар.

Габбро — темно-зеленые средне- и мелкозернистые породы, иногда порфировидные за счет наличия сравнительно крупных кристаллов роговой обманки; среди них выделяются двупроксовые и роговообманково-двупроксовые разновидности. Состав: пироксен — гиперстен, диопсид ( $C: Mg = 39$ ;  $2V = 59-60$ ) и авгит ( $C: Mg = 44-53$ ;  $2V = 80$ ) — 40—50%; роговая обманка ( $C: Mg = 24$ ;  $2V = 88$ ) — 20—30%; плагиоклаз — табродор № 55—67 — до 30%. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит. Структурная — габбро-офитовая, в отдельных случаях порфировидная.

Габбро-диориты — средне- и мелкозернистые массивные породы, состоящие из плагиоклаза — андезин-табродор № 47—55 (50—60%); роговой обманки (30%); пироксенов — оптически орицательный гиперстен и диопсид (20%); изредка присутствуют биотит и кварц (до 5%). Акцессорные минералы: магнетит, циркон, монацит. Структурная аллотриноморфнозернистая.

Химический состав габбро-диоритов (среднее течение р. Таксима), в %:  $SiO_2$  — 51,94;  $TiO_2$  — 1,92;  $Al_2O_3$  — 14,02;  $Fe_2O_3$  — 9,05;  $FeO$  — 7,71;  $MnO$  — 0,30;  $MgO$  — 2,18;  $CaO$  — 6,21;  $Na_2O$  — 3,64;  $K_2O$  — 1,72;  $P_2O_5$  — 0,64;  $SO_3$  — сл.;  $H_2O$  — 0,26; п. п. — 0,54;  $\Sigma$  — 99,87. Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому):  $s = 62,1$ ;  $a = 10,7$ ;  $b = 23,0$ ;  $c = 4,2$ ;  $Q = -1,4$ ;  $a/c = -2,5$ ;  $c' = 15,0$ ;  $m' = 16,8$ ;  $f = 68,2$ ;  $n = 76,4$ ;  $t = 2,7$ ;  $\varphi = 37,8$ .

В габброидах кагарского комплекса содержится (в %): никель, кобальт, хром, ванадий — до 0,03; цирконий, стронций — до 0,02; цинк, медь, лантан — до 0,01; галлий, свинец, иттрий — до 0,002; молибден, бериллий, цирконий, скандий — до 0,001. Эндоконтактовые изменения выражаются в появлении в узкой зоне (до 100 м) мелкозернистых разновидностей пород Эзоконтактовые изменения вокруг тел кагарского комплекса прорывающихся высокометаморфизованные породы сольбанской серии, незаметны.

Габброиды кагарского комплекса местами (правобережье р. Таксима) подверглись фельдшпатизации, связанной с ранней фазой чуйско-кодарского комплекса; в них появляются порфиробласты калиевого полевое шпата, кварц; пироксен замещается биотитом и роговой обманкой.

**Жильная фаза. Диабазовые порфириты** ( $VPr_1Kl$ ) слатают мелкозернистые дайки, встречающиеся иногда на значительном расстоянии от основных интрузивных тел. Мощность их варьирует от десятков сантиметров до 2 м; протяженность достигает десятков метров. Дайки выдержаны по мощности и имеют крутое падение. Диабазовые порфириты — плотные мелкозернистые породы, содержащие редкие порфиrowые вкрапленники роговой обманки и плагиоклаза.

Раннепротерозойский возраст интрузии кагарского комплекса устанавливается исходя из следующего: они прорывают ниж-

непротерозойскую сюльбанскую серию, а на соседних к востоку территориях и гранитоиды раннепротерозойского куандинского комплекса [20, 27] испытывают контактовое воздействие гранитондов раннепротерозойского чуйско-кодарского комплекса.

#### Чуйско-кодарский комплекс \*

**Ранняя фаза. Мегасоматические очковые гранодиориты** ( $\gamma_0$ Рt $\delta$ к), граниты ( $\gamma_0$ ) слатают несколько небольших массивов площадью 1—20 км<sup>2</sup> в верховьях р. Тундак и на левобережье р. Куда-Малая. Форма их в плане удлиненная или удлиненно неправильная, согласная с общим простиранием вмещающих пород сюльбанской серии. Контакты четкие, очевидно, крутые, но в ряде случаев отмечаются постепенные переходы к гранитизированным и микроглинизированным породам. В пределах массивов нередко наблюдаются небольшие (сотни квадратных метров) скиалиты с распыляемыми гранитами, в которых простирание кристаллических сланцев и гнейсов совпадает с простиранием вмещающих пород. Очень часто гранитонды катаклазированы, а иногда даже превращены в биастомитониты.

Массивы, расположенные в верховье р. Тундак, сложены в основном очковыми роговообманково-биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранодиоритами. Это темно-серые среднезернистые порфиroidные породы, иногда имеющие гнейсовидную текстуру. Порфиroidные вкрапления составляют 15—40% всего объема породы и имеют размеры 1—2 см (редко 5 см) по наибольшему измерению. В состав гранодиоритов входят: плагиоклаз (30—50%) — олигоклаз-андезин № 26—33; калиевый полевой шпат (10—35%) — микроклин (10—25%); биотит (5—25%); роговая обманка (5—15%). Акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит. Структура пород гипидоморфнозернистая.

Очковые граниты слатают несколько массивов на левобережье р. Куда-Малая. Это светлые среднезернистые, разнозернистые породы, иногда с гнейсовидной текстурой, содержащие крупные (1—1,5, реже 3 см по наибольшему измерению) порфиroidные калиевого полевого шпата, которые составляют 30%, редко до 50% объема породы. В составе гранитов: калиевый полевой шпат (30—35%) — микроклин (2V=78—82° — в порфиroidных породах); кварц (до 25%); биотит (5—30%) — олигоклаз № 27—35; кварц (до 25%); циркон (до 15%). Акцессорные минералы: сфен (до 12 г/т), циркон (до 5 г/т), ортит, магнетит, монацит, гранат. Структура порфиroidная с гранобластовой, редко гипидоморфнозернистой структурой промежуточной массы; в катаклазированных разно-

\* Впервые выделен Л. И. Сапогом [30]. Последствиями его объем был уточнен в результате работ экспедиции № 8 ВАГГ [22].

стях — бластокластическая, бластоцементная и бластомитонитовая. Химический состав и числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому) описываемых гранитондов приведены в табл. 3 (а — очковый биотитовый гранит, Верховья р. Мокруя); в — очковый роговообманково-биотитовый гранодиорит, Верховья р. Тундак).

Таблица 3

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Σ
а	72,90	0,25	12,60	0,09	2,36	0,02	0,93	1,83	0,61	7,05	0,09	0,71	99,44
б	64,76	0,34	15,13	0,65	4,58	0,06	2,78	3,86	3,10	3,35	0,17	1,52	100,32
s	a	b	c	q	alc	a'	c'	m'	f'	n	t	φ	
а	81,7	11,4	4,7	2,2	38,4	5,2	18,6	—	32,8	48,6	11,8	0,2	1,4
б	74,0	11,8	9,9	4,3	20,1	2,7	—	4,9	47,1	48,0	58,1	0,4	5,5

Граниты относятся к нормальному ряду пород, пересыщенных кремнеземом и глиноземом, с повышенной щелочностью и значительным преобладанием калия над натрием. В гранитоидах ранней фазы также содержится (в %): бериллий — до 0,001, никель, кобальт — до 0,03 (в гранодиоритах), свинец, цинк, медь, танган, хром — до 0,01, цирконий, иттрий — до 0,03, стронций, барий — до 0,3.

Эндоконтактовые изменения в гранитоидах ранней фазы проявляются в узкой зоне (первые сотни метров), где отмечается увеличение количества темновесных минералов (в первую очередь роговой обманки) и более интенсивная разлитсованность пород.

Экзоконтактовые изменения проявились в виде интенсивной фельдшпатизации с образованием местами грубонеравномернозернистых грубополюстатых мигматитов, обычно обогащенных акцессорными минералами и распространяющихся главным образом на водоразделе рек Куда-Малая и Сюльбан. В ряде мест к экзоконтактовой зоне приурочены ильекцинные ветвистые мигматиты. Мраморы в зоне экзоконтакта скарпированы (долина р. Тундак).

#### Жильная фаза. Пегматиты (Рt $\delta$ к), аплиты и микрограниты

(1). Пегматитовые жилы приурочены главным образом к телам гранитондов и полям фельдшпатизированных пород (водораздел нижнего течения рек Сюльбан и Куда-Малая). Форма жил ветвистая, мощность — от десятков сантиметров до первых метров. Они быстро выклиниваются по простиранию, часто имеют

раздувы, пережимы. Состав: калиевый полевой шпат, плагио-клиз, кварц, биотит, мусковит. Акцессорные минералы: монацит, ортит, магнетит, циркон. Жилы аплитов и микрогранитов мощностью 0,2—4 м встречаются во вмещающих породах близ массивов. Они характеризуются выдержанными мощностью и простиранием и имеют крутое падение. Акцессорные минералы: магнетит, циркон, ортит, монацит, сфен.

Раннепротерозойский возраст и относительно положение чуйско-кодарского комплекса среди других раннепротерозойских интрузив определяются тем, что он прорывает нижнепротерозойскую скельбанскую серию и воздействует на габброиды кадарского комплекса (правобережье р. Таксима и бассейна р. Кадар) [20, 22]. В верховьях р. Амудиса гранитоиды чуйско-кодарского комплекса перекрываются отложениями верхнего протерозоя [21]. Многочисленные радиологические определения возраста гранитоидов, выполненные калий-аргоновым методом, дают значения 1683—2070 млн. лет.

#### ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

##### Сакунский комплекс \*

В составе сакунского комплекса выделяются четыре фазы [22], из которых на площади листа О-50-XXXIII устанавливаются II, III, IV и жилная фазы. Породами сакунского комплекса сложены три крупных массива и несколько небольших штокообразных тел, прорывающих нижнепротерозойские, верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения, а также образования муйского и куандинского интрузивных комплексов. Кудамалинский массив, расположенный в бассейне низовьев р. Кудамала, имеет площадь 85 км<sup>2</sup>. Таксиминский массив расположен на правобережье р. Таксима. В пределах листа входит только его восточная часть площадью 30 км<sup>2</sup>. Намаракитский массив площадь 100 км<sup>2</sup> расположен в верховьях р. Намаракит.

Все массивы и тела дискордантны и имеют в плане непрямоугольную форму. Кудамалинский и Таксиминский массивы вытянуты в меридиональном направлении, а Намаракитский — в широтном. Контакты их четкие, крутопадающие в сторону от массивов. В пределах массивов, главным образом в краевых и апикальных частях, встречаются мелкие ксенолиты и провезы кровли вмещающих пород. Кудамалинский и Таксиминский массивы имеют зональное строение: краевые части сложенны породами II фазы, а центральные — породами III и IV фаз. В строении Намаракитского массива участвуют породы III и IV фаз. Контакты между фазами четкие, рвушие. Мелкие

тела сложены породами III и IV фаз и лишь одно тело на левобережье р. Таксима — породами II фазы.

**II фаза. Габбро-диориты** ( $v_6, Pz_5$ ), **диориты**, **кварцевые диориты** ( $\delta_2$ ). Биотит-амфиболовые габбро-диориты, слагающие северную часть Кудамалинского массива, представляют собой темные мелкозернистые породы с массивной текстурой. Они состоят из плагиоклаза — андезита № 29—32 и кварца — до 65%; амфибола — 20—35%; биотита — до 10% и кварца — до 10%. Амфиболы представлены обыкновенной роговой обманкой ( $C: Ng = 25-26$ ;  $2V = -65-75^\circ$ ) — до 80%, синезато-зеленой роговой обманкой ( $C: Ng = 15-16^\circ$ ) — 15% и актинолитом — до 10%. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, циркон. Структура габбро-офитовая, офитовая, участками пойкилитовая.

Роговообманковые, биотит-роговообманковые и биотит-пироксен-роговообманковые диориты и кварцевые диориты наряду с габбро-диоритами слагают восточную и южную части Кудамалинского массива и восточную — Таксиминского. Им также сложено небольшое тело на левобережье р. Таксима. Это среднезернистые серые и зеленовато-серые породы с массивной, изредка линейно-параллельной текстурой, состоящие из плагиоклаза — андезита № 36—46, редко лабрадор № 52 (60—70%); роговой обманки ( $2V = -57-59^\circ$ ); гиперстена ( $2V = -67^\circ$ ) и биотита — все цветные — 30—40%; кварца — до 10%, изредка небольшого количества калиевого полевого шпата. Акцессорные: магнетит, сфен (до 48 г/т), циркон (до 9 г/т), апатит, монацит. Структура — призматически зернистая, реже гнипадно-морфнозернистая.

Химический состав габбро-диоритов (Кудамалинский массив) (в %):  $SiO_2$  — 57,6;  $TiO_2$  — 1,49;  $Al_2O_3$  — 15,63;  $Fe_2O_3$  — 0,43;  $FeO$  — 7,57;  $MnO$  — 0,11;  $MgO$  — 4,16;  $CaO$  — 5,07;  $Na_2O$  — 3,26;  $K_2O$  — 2,04;  $P_2O_5$  — 0,28; п. п. — 1,46;  $\Sigma$  — 99,1. Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому):  $s$  — 69,0;  $a$  — 10,5;  $c$  — 5,0;  $Q$  — 12,0;  $a/c$  — 2,1;  $c'$  — 6,0;  $m'$  — 45,0;  $f'$  — 49,0;  $n$  — 72,0;  $t$  — 2,0;  $\varphi$  — 2,8. Габбро-диориты и диориты содержат повышенное количество молибдена, бериллия, олова (до 0,001%); никеля, иттербия, свинца (до 0,003%); бора (до 0,006%); лантана и цинка (до 0,01%).

Эндоконтактные изменения II фазы выражаются в образовании мелкозернистых разновидностей габбро-диоритового состава иногда с линейно-параллельной текстурой. Ширина зоны эндоконтактных изменений до 0,2 км. Эзоконтактные изменения верхнепротерозойских и нижнекембрийских пород наблюдаются в зоне шириной до 500 м и заключаются в интенсивном ороговении и образовании типичных контактовых биотитовых роговиков. Ширина эзоконтактной зоны в метаморфических породах скельбанской серии не превышает 150 м. Здесь образуются

\* Впервые выделен в 1963 г. Ю. В. Буфревым и М. З. Глуховским (ВАГТ).

ся роговики состава: кварц-лабрадор (№ 55—60) — эпидиот-позит — диопсид, переходящие при удалении от контакта в кристаллические сланцы и гнейсы с торцовой структурой и более основными, чем в неизмененных разностях, плагиоклазом.

**III фаза. Сиенито-диориты** ( $\xi_{83}Pz_s$ ), **граносиениты**, **гранодиориты** ( $\eta_{83}$ ), **граниты** ( $\eta_3$ ). Сиенито-диориты и граносиениты слатают центральные части Кудамалинского и Таксиминского массивов. Это массивные среднезернистые коричнево-серые и темно-серые породы. Различаются биотит-амфиболовые, биотит-пироксеновые и биотит-пироксен-амфиболовые разности. Состав: плагиоклаз — андезин № 36—45 (45—50%); калиевый полевой шпат — 10—15%, в граносиенитах до 30%; амфибол и пироксен — 7—15%; биотит — 5—15%; кварц — до 10%, в граносиенитах до 15%. Акцессорные минералы: циркон (до 22 г/т), магнетит, апатит, сфен, монацит. Из амфиболов преобладает синзеленая роговая обманка ( $C:Ng=11-14^\circ$ ;  $2V=-74-80^\circ$ ); из пироксенов — оптически отрицательный гиперстен ( $2V=-61-67^\circ$ ). Структура призматически зернистая, гипидиоморфнозернистая, участками мондионитовая.

Гранодиоритами и гранитами сложены несколько мелких штокообразных тел в междуречье Куанда — Сюльбан и Тундак — Намаракит и восточная часть Намаракитского массива. Гранодиориты представляют собой серые средне- и крупнозернистые массивные, иногда порфировидные породы. В порфировидных разностях количество порфировых вкрапленников калиевого полевое шпата и плагиоклаза достигает 40% объема породы. Состав: плагиоклаз — олигоклаз-андезин № 27—35 (35—45%); калиевый полевой шпат — микроклин ( $2V=80-85^\circ$ ) — 15—20%; кварц — 25%; роговая обманка и биотит — до 20%. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, апатит. Структура — гипидиоморфнозернистая.

Граниты биотитовые и амфибол-биотитовые — средне-, крупнозернистые светлые массивные породы, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз № 25—27) — 20—30%; микроклина — 40%; кварца — до 30%; биотита — 10—20% и роговой обманки — 0—10%. Акцессорные минералы: магнетит, сфен, циркон, апатит. Структура гипидиоморфнозернистая.

Химический состав кварцевых сиенито-диоритов (Кудамалинский массив), в %:  $SiO_2=63,81$ ;  $TiO_2=0,5$ ;  $Al_2O_3=14,82$ ;  $Fe_2O_3=0,63$ ;  $FeO=4,45$ ;  $MnO=0,06$ ;  $Mg=2,63$ ;  $CaO=5,93$ ;  $Na_2O=2,63$ ;  $K_2O=4,06$ ;  $P_2O_5=0,18$ ; п. п. — 0,56;  $\Sigma=100,56$ . Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому):  $s=73,2$ ;  $a=11,5$ ;  $b=12,3$ ;  $c=4,0$ ;  $Q=18,4$ ;  $a/c=2,9$ ;  $c'=25,3$ ;  $m'=36,2$ ;  $f'=38,5$ ;  $n=50,0$ ;  $t=0,5$ ;  $\varphi=4,4$ . В породах III фазы содержатся также: молибден, олово, бериллий, скандий (0,001%); кобальт, никель, медь, свинец (0,003%); цинк, цирконий (0,01%); хром, барий, фосфор (0,03%).

Эндоконтактовые изменения III фазы проявляются лишь в образовании нечетких линейно-параллельных текстур, обусловленных ориентировкой цветных минералов. Экзоконтактовые изменения проявлены только в метаморфических породах сюльбанской серии и выражаются в образовании торцовых структур.

**IV фаза. Граниты биотитовые лейкократовые, порфировидные** ( $\eta_4Pz_s$ ), **аляскитовые** ( $\alpha\eta$ ). Лейкократовые граниты слатают большую центральную часть Намаракитского массива и ряд тел на водоразделах рек Куанда — Сюльбан и Тундак — Намаракит. Это серые и розоватые массивные породы, иногда содержащие изометричные зерна размером до 3 мм прозрачного голубовато-серого кварца. Состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 20—32) — 25—35%; микроклин — 25—45%; кварц — 25—30%; биотит — 3—7%. Акцессорные минералы: магнетит, апатит, циркон, ортит, сфен. Структура гипидиоморфнозернистая, реже гранитовая.

Порфировидными гранитами сложена центральная часть Кудамалинского и западная часть Намаракитского массивов. Они представляют собой розовато- и желтовато-серые среднезернистые породы, содержащие (до 30%) вкрапленники микроклина и реже плагиоклаза размером до 1,5 см по длинной оси. Состав: плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 22—35) — 25—40%; микроклин — 20—30%; кварц — 20—35% и биотит — 5—10%. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, монацитом, сфеном и апатитом. Структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой структурой основной ткани.

Аляскитовые граниты слатают несколько тел и встречаются в западной части Намаракитского массива. Это светло-серые, средне-, мелкозернистые разномассивные породы. Состав: микроклин — 40—60%, плагиоклаз (олигоклаз № 22—25) — 40—50%; биотит — до 3%. Акцессорные минералы: циркон, ортит, апатит, сфен, магнетит. Структура гранулитовая с участками гипидиоморфнозернистой.

Химический состав биотитового гранита (Кудамалинский массив), в %:  $SiO_2=70,22$ ;  $TiO_2=0,35$ ;  $Al_2O_3=14,34$ ;  $Fe_2O_3=0,75$ ;  $FeO=3,23$ ;  $MnO=0,09$ ;  $MgO=0,85$ ;  $CaO=2,37$ ;  $Na_2O=2,78$ ;  $K_2O=4,69$ ;  $P_2O_5=0,13$ ; п. п. — 0,52;  $\Sigma=100,32$ . Числовые характеристики (по А. Н. Заварицкому):  $s=79,0$ ;  $a=13,0$ ;  $b=5,0$ ;  $c=3,0$ ;  $Q=29,0$ ;  $a/c=4,3$ ;  $a'=5,0$ ;  $m'=27,0$ ;  $f'=68,0$ ;  $n=47,0$ ;  $t=0,45$ ;  $\varphi=10,4$ . В гранитах IV фазы содержатся в повышенных количествах: кобальт, бериллий (до 0,001%); иттрий (до 0,003%); молибден, бор (до 0,006%); никель, цинк, лантан (до 0,01%); стронций (до 0,5%).

В эндоконтактовой зоне, ширина которой не более 0,2 км, уменьшается зернистость пород и происходит обогащение их цветными минералами. Экзоконтактовые изменения в диоритах и гранодиоритах III фазы выражаются в их осветлении и появ-

лени порфиробласт калиевого полевого шпата; ширина зоны изменений — до 20 м. В метаморфических породах сьюльбанской серии экзоконтактовые изменения проявились в зоне шириной до 150 м, в развитии процессов ороговикования и скарирования (Намаракитский массив).

**Жильна фаза. I этап. Аплиты, микрограниты (Pzs), перматиты (р). II этап. Диоритовые порфириты (δц).** Жильная фаза сакунского комплекса имеет незначительное развитие. По взаимоотношениям жильных пород выделяются два этапа их образования. Все дайки приурочены в основном к интрузивным массивам.

Аплиты, микрограниты и перматиты образуют крутонадающие дайки мощностью до 2 м, выдержанные по мощности и простиранию. Дайки диоритовых порфиритов имеют мощность 0,8—1 м, круглое падение; выдержаны по простиранию до нескольких десятков метров.

Нижняя возрастная граница гранитондов сакунского комплекса устанавливается на основании промывания ими нижнекембрийских отложений в верховьях р. Бахтарнак, верхняя — по наличию сиенито-диоритов в конгломератах нижней—средней коры [20]. Многочисленные радиологические определения возраста калий-аргоновым методом по биотиту дают 220—359 млн. лет при наиболее характерной цифре 268 млн. лет, что соответствует перми.

Кварцевые жилы, широко распространенные в районе, не обнаруживают четкой приуроченности к каким-либо интрузивным комплексам. Они не выдержаны по мощности и простиранию, и максимальная мощность их не превышает 4 м.

## ТЕКТОНИКА

Территория листа располагается в области сочленения двух крупных нижнепротерозойских структурно-фациальных зон: Колдари-Удоканской и Витимо-Муйской, принадлежащих Байкальской складчатой системе. Первая зона относится к внешнему (миogeосинклинальному) поясу геосинклинальной системы\*, вторая — к внутреннему (эвгеосинклинальному).

В пределах рассматриваемого района выделяются структуры фундамента эпикавказской платформы, относящиеся к нижнепротерозойскому, верхнепротерозойскому и ниже-среднекембрийскому структурным комплексам, и структурные комплексы более поздних этапов тектонической активизации платформ.

## СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФУНДАМЕНТА ЭПИБАЙКАЛЬСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**Нижний структурный комплекс** сформирован нижнепротерозойскими метаморфическими образованиями нижнепротерозойских сьюльбанской и муйской серий и раннепротерозойскими интрузивными и палингено-метасоматическими образованиями. Нижнепротерозойский структурный план описываемой территории определяется ее положением в области западного нериклинального замыкания огромной антиклинали, имеющей близкое к широтному простирание. В ядре ее залегает наиболее низкие горизонты сьюльбанской серии, а севернее крыло сложено породами удоканской серии [34].

Эта нарушенная многочисленными разломами антиклиналь осложнена крупными линейными складками второго порядка. У многих из них наблюдается вращение осей, и почти все они осложнены множеством разнообразных (от изоклинальных до брахиформных) складок более высоких порядков. Сравнительно слабо проявлена микроскладчатость; плоччатость и гофрировка приурочены в основном к замкам складок, зонам разломов, интрузивным контактам и часто прямо зависит от компетентности пород. Разломы, значительно осложняющие складчатые структуры, очень разнообразны по амплитудам и протяженности, но почти все они имеют близкое к простиранию складок направление.

Одной из самых крупных структур района является сложно построенная Куандинская антиклиналь (рис. 1), ось которой прослеживается с востока по междуречью Сьюльбан — Куанда в широтном направлении, а затем в юго-западном, в бассейне р. Таксима. В ее ядре обнажаются низы чинкотинской свиты, а крылья сложены породами верхних горизонтов этой же свиты. Длина изученной части этой складки 65 км, размах крыльев до 12 км. Падение пород на крыльях 50—85°. Ось антиклинали неоднократно вибрирует благодаря наличию более мелких складок, отвечающих от основной складки. Простирание их осей близко к северо-восточному. Шарпир Куандинской антиклинали, так же как и у ответвляющихся складок, унадулирую, погружается в юго-западном направлении. Осевая плоскость вертикальна; в юго-западной части имеет тенденцию к запрокидыванию на юго-восток.

Крылья антиклинали осложнены рядом крупных линейных, часто изоклинальных складок с размахом крыльев 1—2 км, а также складками более высоких порядков, запрокинутых на ее южном крыле и имеющих вертикальные осевые плоскости на северном. Ядро Куандинской антиклинали, особенно на участках вращение ее осей, осложнено брахиформными складками размером до 2 км в поперечнике с почти горизонтальным (10°) залеганием пород в ядрах и пологим падением (20—30°) на

\* Ряд исследователей [6, 8] рассматривают Колдари-Удоканскую зону как эндопротоплаформенный прогиб.

крыльях. К ядру структуры приурочены наиболее интенсивные проявления гранитизации. Куандинская антиклиналь осложнена также разрывными нарушениями, имеющими близкое с простиранием складки направление и значительные амплитуды.

Сопряженная с Куандинской антиклиналью и расположенная южнее Таксиминская синклиналь, в ядре которой залегают породы тагланнской, а на крыльях — чипоктинской свит, имеет 25 км в длину и 6—8 км в ширину. Ось ее простирается на северо-восток, и в этом же направлении плавно воздымаются шарнир. Осевая плоскость вертикальна; углы падения пород на крыльях непостоянные и изменяются от 30 до 85° при характерных 70—80°. Крылья осложнены узкими крутыми линейными, часто изоклиновыми складками с размахом крыльев до 1,5 км и вертикальной осевой плоскостью на южном крыле и крутопадающей на северо-запад на северном. Залегающие в ядре синклинали мраморы тагланнской свиты сматы в подольные складки с почти вертикальными шарнирами и амплитудой в несколько метров. Образование их связано с крупным разломом северо-восточного направления и некомпетентности мраморов.

Ось расположенной южнее антиклинали плавно изогнута в виде дуги, обращенной выпуклостью к северу. В ядре ее залегают породы нижних горизонтов чипоктинской свиты, а крылья сложены породами верхних ее горизонтов. Падение пород на крыльях 80°, осевая плоскость складки вертикальная, шарнир покружается в юго-западном направлении.

На правобережье р. Таксима располагается несколько складок второго порядка, имеющих северо-восточное простирание осей, значительно нарушенных и осложненных разломами. В ядрах синклиналей залегают породы кудамалинской свиты, в ядрах антиклиналей обнажаются низы чипоктинской свиты. Для них характерно крутое погружение или воздыманье шарниров и крутое падение пород на крыльях. Только в периклиналиных и центроклиналиных замыкающих складок угол падения уменьшается до 45°. Эти складки осложнены множеством мелких (амплитудой в сотни метров) очень узких крутых и подчас изоклиналиных складок.

В бассейне р. Тундак располагается ряд узких линейных складок длиной 15—20 км с размахом крыльев 5—8 км и северо-западным простиранием осей. Углы падения пород на крыльях 50—80°. Крылья почти не осложнены пликативными нарушениями более высоких порядков. Исключение в этом отношении составляет расположенная в верховьях р. Тундак Верхнетундакская антиклиналь. Она имеет асимметричное строение. Углы падения пород на юго-западном крыле ее 50—60°, на северо-восточном — 60—80°. Крылья осложнены мелкими крутыми, часто запрокинутыми складками с амплитудой порядка первых сотен метров. К ее ядру приурочены субконформные тела мета-

соматических гранитоидов первой фазы чуйско-кодарского комплекса.

В северо-восточной части территории, в бассейне р. Джоронкан, располагается ряд узких линейных складок, подольных описанным. Наиболее характерна из них Джоронканская синклиналь (междуречье Джоронкан — Кудамалин), образованная кудамалинской свитой. Ось ее в верховьях р. Джоронкан имеет северо-западное простирание, а к верховьям р. Кудамалин она, плавно изгибаясь, меняет его на широтное, а затем на юго-западное. Падение пород на крыльях: 50—60° на южном и 70—80° на северном. Шарнир воздымается в западном направлении; осевая плоскость вертикальна в северо-западной части складки и запрокинута на юго-запад в восточной. Синклиналь осложнена мелкими складками с быстро погружающимися шарнирами, нередко ориентированными под острым углом к оси синклинали. Джоронканская синклиналь и сопрягающаяся с ней с севера антиклиналь расчленены крупным разломом, ориентированным вкрест их простирания.

Северо-западнее расположена своеобразная структура почти меридиональной простирания — Сакуская синклиналь, западная крыло которой входит в пределы расчленяемой территории. Ядро ее составляет верхняя часть Джоронканской свиты, а крылья — кудамалинская свита. Это широкая брахиформная складка с воздымающимся к югу и северу шарниром. Изученное западное крыло ее осложнено множеством мелких складок с амплитудой порядка десятков метров, углы падения на крыльях которых колеблются от 30 до 80° при характерных 50—60°.

В бассейне среднего течения р. Кудамалинкой синклинали меридиональное крыло крупной Кудамалинской синклинали меридионального простирания. Западное крыло ее срезано субмеридиональным разломом. В ядре складки залегают мраморы тагланнской свиты, шарнир воздымается в южном направлении, центроклиналиное окончание уничтожено массивом палеозойских гранитоидов сакусского комплекса. Падение пород на крыльях этой складки 50—70°, крылья осложнены узкими линейными, часто изоклиновыми и опрокинутыми складками амплитудой в сотни метров. Еще более нарушены разломами несколькими крупными линейными складками, оси которых совпадают с долинами рек Куанда и Солыбан. От них в узких тектонических блоках, образованных системами крупных разломов северо-восточного простирания, сохранились лишь отдельные части, по которым их реконструкция весьма затруднительна. В ядрах некоторых из них залегают кудамалинская свита; углы падения пород на крыльях 70—80°, осевая плоскость обычно круто запрокинута на юго-восток; шарниры воздымаются или погружаются в юго-западном направлении.

В низовье р. Тундак располагается Нижнетундакская антиклиналь. Эта узкая линейная складка, образованная чипоктин-

ской свитой, отличающейся от вышеописанных широким простиранием оси. Крылья ее также осложнены крутыми изоклиналильными складками более высоких порядков. Кроме описанных структур, на изученной территории имеется ряд более мелких поперечных, тоже линейных складок второго и третьего порядков, имеющих субмеридиональное простирание, оси которых расположены почти под прямым углом к осям главных структур. Несколько таких складок расположено на правобережье р. Таксима в центральной части территории и на левобережье верховьев р. Кудда-Малая на севере. Они образованы чипоктинской свитой, имеют быстро воздымающиеся или погружающиеся шарниры и сильно нарушены многочисленными разломами, которые обычно рассекают их поперек. Для этих структур характерны осложняющие их изоклиналильные, часто запрокинутые складки многих порядков, вплоть до пloidчатости и гофрировки.

Тектонический блок на северо-западе района, в пределах которого выходит муйская серия, является, по-видимому, фрагментом восточного крыла линейной синклинальной складки меридионального простирания, западное крыло и ядро которой уничтожены Бахтарнакским интрузивным массивом. Моноклиналильное крутое (70—85°) с падением на запад залегание пород здесь осложнено множеством мелких узких обычно изоклиналильных складок высших порядков. В целом структуры, образованные породами муйской серии, на этом участке ничем не отличаются от структур, образованных сюльбанской серией.

Большое значение в строении нижнепротерозойского структурного комплекса имеют плутонические образования. Наиболее ранние из них доскладчатые согласные тела габброидов теппаканского комплекса (в связи с небольшим масштабом проявлений они не показаны на тектонической схеме). Значительно шире распространены массивы и тела гранито-гнейсов куандинского комплекса. Намечается их некоторая приуроченность к нижним частям сюльбанской серии. Форма этих тел, их строение и взаимоотношения с вмещающими породами свидетельствуют о том, что это складчатые образования, возникшие в результате гранитизации, происходящей в эпоху раннепротерозойского тектогенеза.

Описанные складчатые структуры прорваны небольшими дискордантными массивами габброидов второй фазы муйского и каларского комплексов. Своеобразную тектоническую позицию занимает крупный Бахтарнакский массив муйского комплекса. Он также дискордантен и является одним из «печочки» массивов основных пород, протгивающейся вдоль области сочленения Кодаро-Удоканской и Витимо-Муйской структурных зон. Изученные восточный и юго-восточный контакты его пологие.

Имеющиеся в районе небольшие конформные тела и массивы метасоматических гранитоидов ранней фазы внедрения чуйско-кодарского комплекса своей формой обязаны главным образом метасоматическому протектогенезу. Как габброиды, так и эти гранитоиды являются посткладчатыми образованиями, нарушающими складчатые структуры, сформировавшиеся в результате главной фазы раннепротерозойского тектогенеза.

**Средний (верхнепротерозойский) структурный комплекс**  
Сложен породами нижней подсвиты джалатаунской свиты верхнего протерозоя. На правобережье р. Кудда-Малая они слагают несколько складок меридионального простирания, южные части которых уничтожены массивом палеозойских гранитоидов сакунского комплекса. Это широкие линейные складки с размахом крыльев 4—5 км и длиной изученной части 5—7 км. Осевая плоскость их вертикальна. Крылья сравнительно пологие (50—60°) и осложнены мелкими (амплитудой до 200 м) часто запрокинутыми на запад складками. Структуры нарушены разломами двух направлений: субмеридиональными, но направленно близкими к простиранию складок, и северо-восточными — поперечными.

К верхнему (нижне-среднекембрийскому) структурному комплексу относится Бахтарнакская грабен-синклиналь, протягивающаяся в виде узкой полосы с севера, из бассейна р. Талдан. В пределах района входит лишь южная часть ее, расположенная в верховьях р. Бахтарнак и в значительной степени поглощенная массивом палеозойских гранитоидов сакунского комплекса. Длина изученной части структуры примерно 5 км, ширина 2 км. Это довольно простая линейная синклинальная складка с сорванным по разлому меридионального простирания и запрокинутым на восток западным крылом и вздернутым по разлому, проходящему примерно по оси складки, восточным крылом. Залегание в этом крыле породы надконтрактной свиты нижнего кембрия имеют крутые углы падения (70—80°). Породы сидельтинской свиты, слагающие западное крыло и ядерную часть структуры, падают положе, под углами 35—50°. Шарнир погружается в северном направлении, осевая плоскость вертикальна. Близ зон разломов отмечаются мелкие (амплитудой в несколько десятков метров), часто запрокинутые складки с большим диапазоном падения пород на крыльях (35—85°).

#### СТРУКТУРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВЗАЦИИ ЭПИВАИКАЛЬСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С палеозойским этапом связаны дисконформные массивы палеозойских гранитоидов сакунского комплекса. Все они имеют овальную в плане форму и крутые контакты. В экзоконтактовых

зонах видны сложные деформации вмещающих пород. Массивы приурочены к остаточным и тектонически напряженным зонам разломов. Намаракитский массив на юго-востоке территории приурочен к Намаракитской системе разломов восток-северо-восточного простирания. Массив, расположенный на водоразделе рек Бахтарнак и Кудда-Мадаг, связан с меридиональными разломами, ограничивающими верхнепротерозойские отложения и Бахтарнакскую грабен-синклиналь. Таксиминский массив тяготеет к мощной зоне меридиональных разломов, проходящих западнее, в непосредственной близости от границы листа.

Структурами кайнозойского этапа являются Куандинская и Верхнетаксиминская впадины, части которых на западе и юге входят в пределы района. Куандинская впадина представляет собой восточное окончание расположенной западнее, почти широтно ориентированной Муйской котловины. Ограничивают впадину эрозивно-тектонические уступы, возвышающиеся над ее днищем на высоту до 1200 м. Заполнена она четвертичными отложениями. Глубина ее и мощность рыхлых отложений неизвестны. Верхнетаксиминская впадина представляет собой грабен, ориентированный в северо-восточном направлении. Общая протяженность ее 50—60 км при ширине 15—18 км. В пределах площади листа входит лишь небольшая часть ее северного окончания. Размеры изученной части ее: длина 10 км, ширина 5—6 км. Впадина также ограничена эрозивно-тектоническими уступами высотой 400 м (в пределах листа) и заложена четвертичными отложениями. Мощность их и глубина впадины также неизвестны. К структурам такого же рода можно отнести низовья долин рек Куанда и Сюльбан, представляющие собой молды грабен.

Разрывные нарушения играют очень важную роль в структуре описываемой территории. Все они имеют характер крутых сбросов или взбросов. Наиболее широко распространены крупные разломы древнего заложения, неоднократно обновлявшиеся в более поздние этапы тектонической активизации платформ, включая и кайнозойский. Определяются два основных направления таких разломов: северо-восточное и север-северо-западное. Ориентировка их в отношении пликтивных структур согласная или близкая к ней. Эти разломы обычно не представляют собой единого тектонического шва, выражаются в виде ряда близко расположенных параллельных и кудлисообразных разломов и осложнены многочисленными оперяющимися мелкими разломами и трещинами. В их мощных (100—300 м) зонах обычно наблюдается расщепление и катаклаз пород.

Местами породы превращены в милониты, часто обохренны гидроксидами железа или осветлены и несут следы гидротермальной переработки, обычно выражающейся в окварцевании. К ним нередко приурочены маломощные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы. Характерно для этих зон наличие в них

крупных линз и чешуй нематематических, почти не расщепленных пород. Все это часто дополняется напряженными мелкими складками, пloyчастью и гофрировкой в горах более широких зонах. Осевые плоскости этих складок ориентированы беспорядочно, нередко запрокинутые и лежатне складки. Плоскости сместителя таких разломов вертикальные и нередко крутопадающие. Почти все они рельефообразующие и четко выражены в рельефе, некоторые из них смещают четвертичные отложения. Это свидетельствует об их обновлении в кайнозое.

Один из таких разломов, принадлежащий Сюльбанской системе, проходит в центральной части территории по северному фазу Южно-Муйского хребта и вдоль южного борта долины р. Сюльбан. Простирание его северо-восточное, близкое к простиранию пород сюльбанской серии, но на отдельных участках пласты пород утыкаются в него под углами 30—45°. В зоне разлома, местами достигающей 300 м, породы кудамалинской и чипоктинской свит интенсивно катаклазированы, расщеплены, обохренны гидроксидами железа и окварцованы. Залегание плоскостей сбрасывателей близко к вертикальному с крутым падением на север. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений блоков по этому разлому достигает 2000 м. Только в кайнозое она составляет 800—1000 м. Благодаря этому описываемый разлом хорошо выражен в рельефе в виде крутого, ступенчатого на западе уступа. Ступени образовались благодаря еще трем параллельным разломам, сопровождающим вышеописанный и отступающим от него меньшей амплитудой и шириной зоны измененных пород. Смещение границ в плане по этим разломам достигает нескольких сотен метров.

Подобный же характер имеют и разломы Куандинской системы, прослеживающиеся с юго-запада территории в северо-восточном направлении, в долину р. Куанда. Максимальная амплитуда (суммарная) одного из них, проходящего вдоль южного борта долины р. Куанда, достигает 2000 м. В юго-западной части территории эти разломы затухают, и амплитуда их здесь составляет 500—700 м. Плоскости сбрасывателей разломов этой системы вертикальны или очень круто падают на северо-запад. Ширина зоны измененных (выглоть до милонитов) пород местами превышает 100 м. К этой системе разломов приурочена интенсивная фельдшпатизация пород сюльбанской серии на левобережье р. Куанда.

Южнее располагается Намаракитская система разломов, огибая район Верхнетаксиминскую впадину и проходящая с юго-запада района в северо-восточном направлении, вдоль левого борта долины р. Намаракит. Максимальную амплитуду, достигающую 3000 м (амплитуда движений в кайнозое 1400 м), основной разлом этой системы имеет на левобережье р. Намаракит. Плоскость сбрасывателя его вертикальна, местами очень круто падает на север.



В зоне разломов отмечаются интенсивные изменения допалеозойских пород. Палеозойские гранитоиды сакунского комплекса залегивают эти разломы. С более поздними подвижками по ним связано рассланцевание гранитоидов в узких зонах шириной первые десятки метров. Движения блоков в кайнозое по разломам Куандинской и Намаракитской систем были шарнирными: в юго-западной части территории воздымались северные блоки, и суммарные амплитуды здесь не превышали 300 м. На востоке района относительные поднятия со значительными амплитудами (до 1500 м) испытывали южные блоки, и разломы образовали обращенные к северу уступы.

Еще одна система разломов северо-восточного простирания расположена в северной части территории и проходит от низовья р. Кудда-Магая к верховьям р. Джоронкан. Основной разлом этой системы, совпадающий с долиной р. Делакхи, нарушает ряд пликативных структур и значительно смещает (до 3 км) их в плане. Амплитуда (суммарная) вертикальных перемещений по этому разлому не менее 3000 м. Поверхность сбрасывателя вертикальная. Разломы характеризуются широкими зонами дислоцированных и измененных пород.

На севере района имеется еще ряд отдельных разломов северо-восточного направления. От описанных они отгичаются значительно меньшей амплитудой, протяженностью и шириной зон измененных пород.

Разломы северо-западного направления значительно менее распространены, чем северо-восточного, и смещаются последними. По форме своего проявления и параметрам они не отличаются от вышеописанных. Наиболее значительны из них два разлома, расположенные в центральной части района, в низовьях рек Сюльбан и Кудда-Магая, к которым приурочены широкие зоны интенсивной фельдшпатизации.

Кроме вышеописанных древних, активных вплоть до новейшего времени, имеются разломы, тектоническая активность которых органичивалась сравнительно небольшим промежуток геологического времени. Это преимущественно разломы меридионального и близкого к нему направления. Такие разломы на севере территории ограничивают верхнепротерозойские и нижне-среднекембрийские структуры. Это тоже крутые сбросы и взбросы со значительными амплитудами (иногда более 1000 м). Некоторые из крутых взбросов переходят к северу, уже за пределами района, в крутые надыги. Часть из них, затухая, переходит в зоны рассланцевания и катаклаза в палеозойских гранитоидах сакунского комплекса, а большинство залегивает оперяющимися, еще более мелкими разломами и трещинами. Эти разломы ориентированы согласно простиранию складчатых структур. Иногда они сопровождаются оперяющимися, еще более мелкими разломами и трещинами.

На описываемой территории выделяется еще небольшая группа разломов, заложение которых произошло в кайнозое.

Они обычно четко выражены в рельефе в виде ложбин, больших уступов, прямолинейных участков долин, хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках и представляют собой вертикальные малоамплитудные сравнительно небольшой протяженности (до 10 км) сбросы и взбросы, по которым смещаются четвертичные отложения. В зонах этих разломов в коренных породах наблюдается лишь незначительное рассланцевание или повышенная трещиноватость. Такие разломы отмечаются в долине р. Куанда, где они смещают отложения I надпойменной террасы, в верховьях р. Тундак, где по разлому взброшены верхне-четвертичные ледниковые отложения, в верховьях р. Кудда-Магая и других местах.

И, наконец, в бассейне верхнего течения р. Намаракит отмечаются современные разрывные нарушения, связанные с недавними (1957 г.) землетрясениями, главным образом с десятибалльным Муйским землетрясением (1957 г.), эпицентр которого находился в 17 км к ЮЗ от оз. Бол. Намаракит. Они представлены сбросами с амплитудой в первые метры или трещинами разрыва и выражены небольшими уступами и неглубокими (до 1,5 м) рвами и канавами. Наибольшая протяженность сброса, прослеженного по левому борту долины р. Намаракит, около 10 км. Он проходит вдоль основного разлома Намаракитской системы. Протяженность трещин достигает 600 м. Часто они располжены кулисобразно.

Проведенное опробование зон древних и обновленных разломов показало, что содержание полезных элементов в них не превышает средних по району и в большинстве случаев даже значительно ниже.

**Интерпретация карты магнитного поля (рис. 2).** Площадь района характеризуется неоднородным магнитным полем с колебаниями значений интенсивности полного вектора от —300 до +2400 гамм. По положительным значениям вектора выделяется несколько аномальных участков. Один из таких, имеющий удлиненную форму, отмечен над Бахтарнакским массивом. Значения полного вектора здесь достигают 2000 гамм при среднем 600—700 гамм. Четко отбиваются контуры массива, местами даже скрытые под рыхлыми отложениями. Участок со значениями полного вектора 500—800 гамм отмечается над водоразделом рек Куанда и Намаракит, где расположен большой массив гранито-гнейсов куандинского комплекса. Над водоразделом рек Таксима и Куанда тоже отмечается участок значительного вектора до 2400 гамм при средних 600—800 гамм, приуроченный к выходам самых нижних горизонтов сюльбанской серии и мелких тел основных пород тепраканского и каларского комплексов.

Орициательными значениями полного вектора магнитного поля характеризуются гранитоиды чуйко-кодарского и сакунского комплексов и участки интенсивной гранитизации пород, а

также участки с мощным чехлом рыхлых отложений. Зоны крупных разрывных нарушений (Куандинская, Сюльбанская и Намаракитская системы) фиксируются резким изменением значе- ний полного вектора от положительных к отрицательным.

История геологического развития восстанавливается начи- ная с раннепротерозойского этапа — эпохи заложения геосин- клинальной системы. В описываемом районе, находящемся в об- ласти сочленения эвгеосинклинальной и миеосинклинальной структурно-фациальных зон, наряду с накоплением терригенных осадков в значительном количестве накапливались вулканоген- ные образования. Осадконакопление сопровождалось интенсив- ным неравномерным прогибанием. Одновременно с этим проис- ходило образование линейных складок, группирующихся в ду- гообразные системы, и развивались процессы гранитизации, ко- нечным проявлением которых явилось образование гранитоидов Куандинского комплекса.

Раннепротерозойский этап завершился мощной фазой склад- чатости, сопровождаемой внедрением основных (каларский ком- плекс) и гранитоидных (чуйско-кодарский комплекс) интрузий. Последним предшествовала проявившаяся локально интенсив- ная гранитизация (ранняя фаза чуйско-кодарского комплекса). Этот этап, в результате которого был сформирован нижнепротерозойский структурный комплекс, явился решающим в разви- тии описываемого района и всей восточной части геосинкли- нальной системы, краевые зоны которой консолидировались.

В среднем и позднем протерозое, в эпоху резкой дифферен- циации геосинклинальной системы на зоны с различным текто- ническим режимом, описываемая территория находилась в гео- антиклинальных условиях, принадлежала возникшему Байкало-Витимскому поднятию. В позднем протерозое в бассейне сред- него течения р. Витим сформировалась Делтон-Уранская зона Бодайбинского внутреннего прогиба, юго-восточная часть кото- рой расположена на севере района [11]. В этой зоне происходи- ло накопление вулканогенно-терригенных образований.

Ко времени завершения позднепротерозойской складчатости тектонический режим района стал стабильным, произошло за- мыкание Бодайбинского внутреннего прогиба, и большая часть Байкало-Витимского поднятия причислилась к Сибирской плат- форме. Сохранились лишь узкие межгорные прогибы, в которых в ниже-среднекембрийское время происходило накопление до- вольно мощных терригенно-карбонатных толщ. Одна из ветвей такого прогиба входила с севера в пределы описываемой тер- ритории.

После среднекембрийского времени накопление осадков не происходило, и территория представляла собой тектонически стабильную область высокого стояния. В конце палеозоя насту- пил этап тектонической активизации, сопровождающейся раско- лами, движениями по ним и внедрением по ослабленным зонам

гранитоидов сакунского комплекса. На территориях, располо- женных восточнее, тектоническая активизация проявилась и в мезозое, сопровождаясь внедрением интрузий и накоплением мезозойских осадков. Затем, вплоть до плиоцена, вновь насту- пил период тектонического покоя. Расчлененный рельеф, возник- ший в результате мезозойских движений, сглаживался, и территория представляла собой пепеленизированную поверх- ность. Дальнейшая история геологического развития района рассматривается в разделе «Геоморфология».

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Возникновение современного рельефа района обусловлено взаимодействием различных факторов, из которых основное зна- чение имеют интенсивные новейшие движения. Тектоническое расчленение некогда единой поверхности выравнивания привело к образованию контрастного блоково-ступенчатого рельефа с многообразием морфогенетических типов, характеристика кото- рых приводится в возрастной последовательности.

В пределах района, главным образом на водоразделах, со- хранилась **долглиценная эрозивно-денудационная поверх- ность выравнивания I** (рис. 3; 1а, 1б)\*. Ее возникновение свя- зано с доплиоценовым (верхний мел — миоцен) этапом разви- тия рельефа. В то время на всей территории господствовали денудационные процессы. Эта единая поверхность была затем неоднократно деформирована в результате блоковых движений и перемещена на различные гипсометрические уровни. Абсо- лютные отметки поверхности выравнивания на левобережье р. Таксима и в бассейне среднего и нижнего течений р. Кудда- Малая 1000—1600 м, на Южно-Муйском хребте 1600—1800 м, в верховьях р. Кудда-Малая (отроги хр. Кодар) в бассейне р. Тундак (отроги хр. Улокан) — 1800—2400 м.

Рельеф поверхности выравнивания несколько изменен позд- нейшими процессами эрозии и экзарации и местами она пере- крыта покровом четвертичных отложений. Поверхность вырав- нивания представляет собой сглаженную, слегка волнистую водораздельную равнину с отдельными куполообразными или плосковершинными возвышениями. Горизонтальные поверхно- сти отмечаются лишь в осевой части водоразделов. Относитель- ные превышения в пределах поверхности не превышают 150 м. Уклон достигают 8°. Морозное выветривание и солифлюкция, преобладавшие на поверхности в четвертичное время, обуслови- ли образование таких форм микрорельефа, как каменные во- ронки, медальоны, полигональные почвы, тумпы и натровые террасы.

\* Здесь и далее в этом разделе цифры в скобках соответствуют номе- рам в условных обозначениях к геоморфологической схеме.

В северо-восточной части района поверхность выравнивания несет на себе следы оледенения: «бараны лбы» и эрратические валуны. Долиноновый возраст поверхности выравнивания ус-танавливается исходя из следующих данных. В эрозионный врез, нарушающий поверхность выравнивания, вложенный плочен-нижнечетвертичные отложения (долина р. Сюльбан), и на сопредельной к востоку территории поверхность выравнивания бронируется плоченовыми базальтами [27].

**Плочен-нижнечетвертичный рельеф** образовался в результате продолжавшейся тектонической дифференциации древней поверхности выравнивания, развивавшейся в плочене в интенси-вных блоковых движениях, сопровождаемых местами излия-ниями базальтов. Эти движения происходили главным образом по разломам древнего заложения и привели к образованию межгорных впадин (Куандинская и Верхнегаксиминская) и тек-тонических долин — грабен рек Сюльбан и Куанда.

Образовавшиеся в этот период эрозионные полого-склонные долины (2) сохранились главным образом в бассейне р. Таксима. Различная интенсивность блоковых движе-ний сказалась на глубине вреза и крутизне склонов долин. Так, глубина эрозионного вреза левых притоков р. Таксима не пре-вышает 250 м; крутизна склонов долин достигает 12°. Долины правых притоков р. Таксима и притоков р. Намаракит имеют сланцы крутизной 12—18, изредка 20°. Глубина эрозионного вреза здесь достигает 400 м. Сочленение склонов долин с водо-разделами всегда сопровождается заметным перегибом. Склоны часто покрыты курумами и усеяны мелкими солифлюкционными формами (ступенчатыми наплывами и натечными террасами) и значительно переработаны позднейшей эрозией.

Описываемый рельеф может денудационной поверхности выравнивания, в которую врезаны его формы, и не старше вло-женных в него среднечетвертичных отложений (долина р. Так-сима). Эрозионному циклу, создавшему этот рельеф, соответ-ствуют, по-видимому, известные в среднем течении долины р. Сюльбан плочен-нижнечетвертичные отложения, слогаю-щие реликты сильно размытых аллювиальных террас (на схеме не показаны из-за небольших размеров).

**Среднечетвертичный рельеф.** Среднечетвертичное время ха-рактеризуется относительным тектоническим покоем. Предшест-вующее воздымание региона и планетарное похолодание при-вели к тому, что в среднечетвертичное время наступило оледе-нение, имеющее полупочковный характер. Территория листа располагается вне основной области оледенения и лишь в ее северной части устанавливаются слабые следы среднечетвертич-ной экзарации: заглаженные «бараны лбы» и эрратические ва-луны на древней денудационной поверхности. Возможно, что оледенение охватывало и наиболее возвышенную в то время юго-восточную часть района, но его следы там совершенно не

сохранились. Юго-западная часть района, по-видимому, не под-верглась оледенению, и здесь продолжалась слабая эрозия, почти не изменившая ранее созданный рельеф.

Среднечетвертичный аккумулятивный рельеф ледниковых и водно-ледниковых отложений сохранился на небольших участ-ках в бассейне р. Бахтарнак, низовье р. Кудда-Магая и долине р. Сюльбан. Здесь выделяются пологоходимная мо-ренная равнина (8) с невысокими сильно заглаженными холмами и грядами высотой до 5 м (в понижениях между ними кое-где сохранились полузаросшие озера) и плоский пологова-листый рельеф водно-ледниковых отложений (9). Аккумулятивный рельеф, образованный среднечетвертичными аллювиальными отложениями, сохранился в Куандинской впа-дине и представляет собой плоскую слегка всхолмленную по-верхность высотой (100—120 м) аллювиальной террасы (10). Уступ ее имеет сложное ступенчатое строение.

Среднечетвертичный аккумулятивный рельеф сформирован на отложениях среднечетвертичного возраста, и в него вложены верхнечетвертичные отложения.

**Позднечетвертичный рельеф.** В начале верхнечетвертичного времени вновь начались интенсивные тектонические движения. Наступило потепление (Казанцевское межледниковье). Начался общий подъем территории, сопровождающийся еще более диф-ференцированными блоковыми движениями, и в результате это-го окончательно оформились межгорные впадины и тектониче-ские уступы. Все это привело к оживлению эрозионной деятель-ности, причем эрозионные процессы шли повсеместно, даже во впадинах. В это время образовывались крутосклонные долины с U-образными и трапециевидными и поперечными профилями (3), широко распространен-ные в районе. Крутизна их склонов 18—22°, в восточной части района — до 24—26°, как правило, склоны южной экспозиции на несколько градусов круче. Ширина долин обычно не более 3 км. Глубина расчленения колеблется от 100 м в бассейне р. Куанда до 700 м в бассейнах рек Тундак и Таксима.

В позднечетвертичное время отдельные блоки были выведены за уровень снеговой линии. Началось оледенение гор-но-долинного гряда, захватившее значительную часть террито-рии листа. Оно переработало ряд долин (реки Кудда-Магая, пра-вые притоки рек Сюльбан, Тундак), в то же время задержав в них эрозию.

В юго-западной части территории, не затронутой оледене-нием, продолжались эрозионные процессы и снос матернала во-впадины и глубокие долины. Там же шло накопление водно-лед-никовых отложений. При этом образуются эрозионно-лед-никовый рельеф альпийского типа (4) с харак-терными троговыми долинами, ледниковыми карами и гробе-видными скалистыми водоразделами. Ледники, спускавшиеся с

хребтов Кодар (на северо-востоке) и Улокан (на юго-востоке), преобразовали в трюги долины правых притоков р. Сялббан, рек Тундак, Кудда-Магала.

Ледник переработал эрозонные U-образные долины в трюговье и несколько задержал эрозию. Поэтому глубина вреза в трюговых долинах несомненно меньше, чем в долинах, не подвергшихся оледенению. Трюговые долины имеют незначительный наклон тальвегов, крутые склоны, часто скальные, несущие следы движения льда, в некоторых из них днища покрыты морской. Широкая долина 0,5—3 км, глубина 300—500 м. Пирки и кары сохранились в верховьях этих долин, в осевых частях водоразделов. Широкая каров 0,6—3 км, высота почти отвесных стенок около 350—400 м; днища плоские и покрыты несортированной крупноглыбовой мореной. Каровые озера сухие, но их ложе почти всегда хорошо выражено. Кое-где сохранившиеся ригели достигают высоты 20 м. Водоразделы между карами имеют форму острых пикообразных гребней с многочисленными расчленинами. Характерны карлинги.

В юго-западной части территории ледя, не затронутой оледенением, в поздневерхнечетвертичное время продолжалась интенсивная эрозия, местами захватывая даже впадины. Там подверглись размыву аллювиальные террасы, сложенные среднечетвертичными отложениями, и образовались эрозонные террасы высотой 15—30 м (5) с плоской слегка наклонной поверхностью, осложненной плавными вывоображенными возвышениями высотой до 4 м. Во впадинах и глубоких долинах происходила также аккумуляция.

До оледенения в ранневерхнечетвертичное время накопился валис аллювиальные отложения и образовывались террасы высотой 14—25 м (13), сложенные ранневерхнечетвертичными отложениями. Во время оледенения, в поздневерхнечетвертичное время, во впадинах накапливались водно-ледниковые, а в долинах — ледниковые отложения. Плоский слабосклонистый рельеф водно-ледниковых отложений (12) представляет собой плоскую равнину с невысокими (3—5 м) широкими (диаметр у основания 100 м) холмами. Холмисто-рядовой рельеф у основания (11) характеризуется многочисленными глубокими западинами между грядами и холмами. Кроме того, в долинах сохранились невысокие (до 12 м) валы боковых морен, ориентированные почти параллельно бортам.

В низовьях долин рек Кудда-Магала, Тундак, в среднем течении долины р. Сялббан и в других местах типичный холмистогрядовый рельеф образован конечными моренами. Валы здесь имеют длину до 5 км и высоту до 30 м, пологообразную в плане форму и асимметричное строение. Внешние их склоны, обращенные к устью долин, имеют крутизну до 40°, внутренне довольно пологи — до 15°. За валами расположены беспорядочно

разбросанные невысокие (6—10 км) гряды и холмы, вверх по долине переходящие в мелко-бугристую поверхность, над которой вновь возвышается следующая вал стальнойной морены. Позднечетвертичный возраст эрозонного и эрозонно-ледникового рельефа определяется тем, что его формы врезаны в отложения и рельеф среднечетвертичного возраста, а в него в свою очередь вложены современные отложения. Верхнечетвертичный возраст аккумулятивного рельефа определяется возрастом образующих его отложений.

**Современный рельеф.** Блоковые движения продолжались и после ледниковой эпохи. Продолжалась и интенсивная эрозонная деятельность, особенно сильно проявившаяся в долинах, освободившихся ото льда. Шел также размыв рыхлых верхнечетвертичных отложений. Образовались крутосклонные и вертикальные отложения. Образовались долины (6). Часто они образуют каньоны в бортах более древних долин и на эрозонно-тектонических уступах; глубина современного вреза достигает 120 м. Продолжные профили этих долин крутые. В Куандинской впадине и долине р. Таксима на верхнечетвертичных отложениях формировались эрозонные террасы высотой 3—8 м (7).

К современному аккумулятивному рельефу относятся пойма (16) и I надпойменная терраса высотой 3—6 м (15). В течение современного времени у подножии склонов долин и эрозонно-тектонических уступов образовывались делювиально-пролювиальные шлейфы и конуса выноса (14).

В районе наблюдаются уступы, ложбины, цепки седловин, прямолинейные участки долин, приуроченные к разломам, заложившимся и обновленным в кайнозое (20а). Наиболее четко выделяются эрозонно-тектонические уступы (19), делювиальные впадины и по которым смещена древняя пограничивающая впадины и по которым смещена древняя пограничивающая впадины. Район располагается в сейсмически активной зоне, и в нем нередки землетрясения. С одним из них (Муикским) связано образование современных разломов и трещин, выраженных в рельефе в виде небольших уступов, рвов и канав. Несмотря на малые амплитуды, они вызвали подпруживание р. Намаракит и образование озера в ее среднем течении.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории ледя выявлены коренные проявления редких земель и ряд ореолов механического рассеяния минералов молибдена, тантало-ниобатов, редких земель и золота. В отдельных шлифах встречаются хромит, халькопирит, галенит, кинноварь и флюорит, которые не имеют самостоятельного значения. Также минералы в шлихах, как ильменит, шегит, ортит, монацит,

циркон (малакон и циртолит), являясь акцессорными минералами горных пород района, имеют почти повсеместное распространение и на карту полезных ископаемых не вынесены.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Цветные металлы

**Медь** Ореол механического рассеяния халькопирита (I-2-5) располагается в среднем течении р. Кудда-Малая. Халькопирит содержится в шлиховых пробах в количестве единичных знаков. Источником меди являются диориты и кварцевые диориты сакунского комплекса, в которых минералогическим анализом обнаружено присутствие халькопирита. Локализацию ряда шлихов с халькопиритом в низовье р. Тундак следует объяснить наличием здесь кварцевых жил, приуроченных к зонам разломов. Халькопирит в шлихах в верховье р. Кудда-Малая и в долине р. Таксима связан с мелкими телами таббродидов теprakанского и каларского комплексов. Солевые ореолы рассеяния меди с содержанием до 0,01% (при фоновом для района — 0,001%) приурочены к массивам таббродидов теprakанского и каларского комплексов (III-1-19, IV-2-35) или тяготеют к зонам разломов (I-4-14, III-3-26), в которых отмечается гидротермальная переработка пород и кварцевые жилы.

**Свинец.** Галенит встречен в четырех шлихах в среднем течении р. Мокруя и в верховьях р. Тундак. На том и другом участках развиты тела гранитоидов ранней фазы чуйско-кодарского комплекса, в которых минералогическим анализом установлено содержание галенита. Солевые ореолы рассеяния свинца (III-1-21, III-3-25, 30) с содержанием свинца до 0,006% (при фоновом для района — 0,001%) обнаруживают четкую приуроченность к палеозойским гранитоидам сакунского комплекса, которые также содержат галенит.

### Благородные металлы

**Золото.** Ореол механического рассеяния золота (I-1-2) охватывает верховья р. Бахтарнак. Золото встречается (16 шлихов) в количестве единичных знаков в виде неокатанных угловатых и кричковаватых зерен размером до 0,2 мм с неровными краями и порвхностью. Золото, встречаемое в среднем течении р. Бахтарнак (несколько шлихов), представлено окатанными пластинками размером до 0,4 мм. Россыпное золото ассоциирует с монацитом, шегитом, ортитом, цирконом, молибденитом и флюоритом. Коренными источниками золота служат неоднократно фиксирующиеся зоны дробления и гидротермальных изменений (окварцованные и пиритизированные породы), приуроченные к субмеридиональным разломам, и кварцевые жилы

мощностью до 0,7 м, иногда с убогой вкрапленностью пирита, связанные с гранитоидами сакунского комплекса. Ширина зон измененных пород варьирует от первых метров до 300 м. Спектральный анализ ряда штифных проб гидротермально измененных пород и кварцевых жил показал содержание (в %): никеля, кобальта — до 0,02; титана — до 1; хрома — до 0,03; меди — до 0,006; циркония — до 0,01. Содержание остальных элементов не превышает фоновые. Спектрофотометрическим анализом золота в этих породах не обнаружено. Единичные знаки золота встречены еще в 10 шлихах в разных частях территории, обычно в ассоциации с халькопиритом.

### Редкие металлы

**Молибден.** На территории листа выделяются четыре шлиховых ореола молибденита, содержание его в шлиховых пробах — единичные знаки. Ореол, охватывающий бассейн р. Тундак (IV-3-38), и ореол, расположенный на водоразделе рек Куанда и Таксима (III-1-20), протранспортированы и генетически связаны с гранитоидами сакунского комплекса, в пробах из которых почти постоянно обнаруживаются знаки молибденита. Другим источником молибденита в шлихах являются редкоземельные проявления, почти всегда молибденовую минерализацию (до 0,1%, 100 г/т молибденита), приуроченные к участкам проявляющей интенсивной минерализации и к гранитоидам куандинского комплекса. На таких участках и локализуются шлиховые ореолы молибденита, расположенные на водоразделе рек Намаракит и Куанда (III-4-31) и на левобережье р. Таксима (IV-1-33). Отдельные разрозненные шлихи с молибденитом приурочены главным образом к полям развития гранитоидов сакунского комплекса или к редкоземельным проявлениям. Некоторые участки интенсивной гранитизации и редкоземельные проявления фиксируются также солевыми ореолами рассеяния молибдена (I-3-8), I-3-10, III-3-29) с содержанием до 0,005% (при фоновом для района — менее 0,001%), совпадающими с солевыми ореолами рассеяния редких земель.

**Рутль.** Единичные знаки киновари выявлены в двух шлихах в правом третьем сверху, притоке р. Намаракит. Киновари ассоциирует в них с монацитом и сфалеритом. Источниками способа киновари являются, по-видимому, зоны разломов Куандинской системы, дренируемые верховьями притока.

**Висмут.** Вазовисмутит в количестве единичных знаков обнаружен в пяти шлихах в верховьях р. Бахтарнак, в пределах шлихового ореола золота, с которым и имеет, очевидно, общие источники сноса: кварцевые жилы, окварцованные и пиритизированные породы.

**Танталго-ниобаты.** Танталго-ниобаты группы поликраз-эвксенита содержатся в количестве единичных знаков в шлиховых

пробах совместно с монацитом, ортитом, ксенотимом, цирконом (малаконом, цирколитом). Установлены три шлиховых ореола тантало-ниобатов, пространственно приуроченных к участкам развития гранитоидов ранней фазы чуйско-кодарского комплекса. Ореол, охватывающий среднее течение р. Кудла-Малая (1-2-4), совпадает с более обширным ореолом рассеяния ксенотима. В ореолах, расположенных в бассейне р. Мокруя (1-2-6) и р. Тундак (IV-3-39), шлиховые пробы с поликраз-звксенитом содержат ортит и циркон. Источником тантало-ниобатов в шлихах являются, очевидно, гранитоиды ранней фазы чуйско-кодарского комплекса, в которых они обнаружены в качестве акцессориев, мигматиты и перматиты куандинского комплекса с редкоземельной минерализацией, в которых содержание тантало-ниобатов иногда достигает 15 г/т (проявление «Кудла-Малая» — 1-3-7).

**Редкие земли и иттриевая группа.** Все выявленные на территории редкоземельные проявления располагаются в пределах выходов нижних частей солёбанкой серии и относятся к двум морфогенетическим типам. Проявления первого типа локализованы в специфических грубо-неравномерностернистых биотитовых мигматитах, подосчатых, иногда почти массивных, образующих пластовые залежи, линзы и гнезда с чрезвычайно неравномерно распределенной редкоземельной минерализацией. Проявления второго типа приурочены к перматитовым жилам куандинского комплекса, образование которых тоже тесно связано с процессами метасоматоза. Как правило, мигматиты и перматиты с редкоземельной минерализацией характеризуются повышенной гамма-активностью, что и позволяет обычно обнаруживать соответствующие проявления.

Проявление «Делахи» (1-3-11) расположено в верховьях р. Делахи, в устье долины ее левой составляющей и приурочено к интенсивно мигматизированному биотитовым гнейсам и кристаллическим сланцам верхней части чипоктинской свиты, круто падающим на север. На площади 0,8 км<sup>2</sup>, в коренных выходах и элювиальных развалах, встречено девять пунктов редкоземельной минерализации. Они локализованы в грубо-, неравномерностернистых, иногда порфириобластических биотитовых мигматитах, минеральный состав которых отличается от состава широко распространённых в районе мигматитов почти полностью отсутствием калиевого полевого шпата, наличием своеобразного «черного» биотита и обилием акцессорных минералов.

Последние обычно ассоциируют с биотитом (вросстки, вклюдения в биотите) и представлены цирконом, монацитом, ортитом, апатитом, сфеном, а также обнаруживаемыми минералогическим анализом ксенотимом, цирколитом, уранинитом, урановой черной, ураногоритом, тантало-ниобатами (поликраз-звксенит), молибденитом, флюоритом. Мигматиты, обогащенные редкими землями, образуют пластовые тела и линзы очень из-

менчивой мощности с резкими раздубами, расщепляющиеся на более мелкие тела; мощность — от долей метра до нескольких метров; протяженность до 200 м. Иногда встречаются пачки мощностью 50—70 м чередующихся гнейсов, кристаллических сланцев и редкоземельных мигматитов с преобладанием последних.

Со всех пунктов минерализации отобрано 38 штучных проб на полный спектральный анализ, 21 штучная и бороздчатая проба на минералогический анализ и количественный анализ редких земель, проведено детальное гамма-профиглирование и металлометрическое опробование по сетке.

Редкоземельная минерализация во всех выявленных пунктах крайне неравномерная, рассеянная, точечно-гнездовая, приуроченная главным образом к линзовидным скоплениям темного биотита. Участки с редкоземельной минерализацией по площади достигают 10, чаще 3—4 м<sup>2</sup>, а мощность зон минерализации не превышает 1,7 м при характерной 0,7—1,2 м. Размеры же гнезд и скопления редкоземельных минералов — от 1 до 7 см по наибольшему размеру.

Полный спектральный анализ показал следующее содержание редкоземельных элементов и элементов-спутников (в %): торий — до 0,03; иттрий, лантан — до 0,01; иттербий — до 0,003; цирконий — до 0,06; молибден — до 0,1; титан — до 0,6; хром, ванадий и селен — до 0,03; медь — до 0,006. Количественный анализ редкоземельных элементов (три пробы) выявил следующие содержания (в %): торий — до 0,05; иттрий — до 0,018; иттербий — до 0,003; лантан — до 0,053; церий — до 0,1; самарий — 0,008; гадолиний — 0,006; тулий — до 0,0016. Общая сумма редких земель, иттрия и тория составляет 0,17—0,22%. Сумма элементов периевой группы 0,12—0,16%; сумма элементов иттриевой группы 0,016—0,022%. Их соотношение варьирует от 6 до 10. Отношение тория к сумме редких земель (и иттрия) — от 0,2 до 0,36. Содержание радиоактивных элементов, эквивалентное урану, 0,01—0,63%.

Минералогическим анализом обнаружены (в г/т): уранинит — до 800, монацит — до 350, молибденит — до 100, циркон — до 400, цирколит — до 40, поликраз-звксенит, ксенотим, ураногорит, флюорит — знаки. Результаты металлометрического опробования проявления «Делахи» показали, что рыхлые отложения значительно обогащены (по сравнению со всем районом) иттрием, цирконием, молибденом. Кроме того, в двух пробах, взятых близ одного из пунктов минерализации, обнаружены: церий — 0,6—1%; гадолиний — 0,06—0,1% и лантан — 0,18—0,1%; торий и иттербий в пробах не были обнаружены, а остальные элементы присутствуют в количествах, не превышающих фоновые для всей площади.

Проявление «Делахи» имеет метаморфогенно-метасоматический генезис, поскольку минерализация приурочена к мигматит-

там. Однако, хотя на участке проявления широкий распространением пользуются различные типы мигматитов и мигматизированных пород, редкоземельная минерализация локализуется в одной их разновидностей, а именно в грубо-, неравномернозернистых мигматитах кварц-альбит-биотитового состава. Эти мигматиты обычно образуются при гранитизации пород биотитового состава (чередующихся биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов). В пачках роговообманковых пород такие мигматиты отсутствуют.

Проявление «Куда-Малая» (1-3-7) располагается на левом борту долины р. Куда-Малая на севере площади листа и приурочено к участку распространения гранитизированных пород куандинского комплекса: чередующиеся мощные пачки мигматизированных биотитовых сланцев чипоктинской свиты, разнообразных мигматитов и многочисленных согласные тела гранитогнейсов. Здесь же очень много перматитовых послонных жил, линз и гнездовых обособлений и редкие секцине маломощные кварцевые жилы. Перматитовые жилы и линзы имеют мощность от нескольких десятков дециметров до 2—3 м; наибольшая прослеженная длина послонной жилы составляет 100 м при мощности 2 м. Нередко линзовидные перматитовые обособления располагаются кулисообразно. На участке проявления имеет место большая концентрация перматитовых жил, выходы которых занимают около 15% всей площади.

Гамма-активность всех перечисленных пород незначительно превышает обычную для пород всего района, и лишь перматитовые тела, приуроченные к пачкам мигматизированных биотитовых сланцев, имеют резко повышенную (в 2—20 раз) и очень изменчивую в пределах одного и того же тела. Именно они и содержат точечную очень рассеянную редкоземельную минерализацию.

Перматиты представляют собой разнозернистые кварц-полевшпатовые породы с неравномерно распределенными в них скоплениями грубоцелулячатого смоляно-черного биотита, составляющего до 10% объема породы. Перматиты с повышенной гамма-активностью содержат, по данным минералогического анализа (в г/т): уранинита—8, тангало-ниобата (полникрас-эксенит) — до 15, ортита, монацита, ксенотима, ураноторита, молибденита—знаки. Полный спектральный анализ и количественный анализ на редкие земли штучных проб показали содержания (в %): тория—до 0,053; иттрия—0,05; иттербия—до 0,0048; церия—0,016; лантана—0,033; гадолинния—до 0,008; тугия и эрбия—0,0016; самария—0,008; гафния—0,01; циркония—до 0,3; молибдена—до 0,006; ниобия—до 0,003. Сумма редких земель и иттрия составляет 0,13—0,16%.

Размеры исследованной части участка около 0,01 км<sup>2</sup>. Однако площадь проявления несомненно не ограничивается им, так как в юго-западном направлении от него на протяжении 3 км

по коренным выходам и развалам прослежен ряд перматитовых тел с повышенной гамма-активностью и содержанием (в %): тория—0,01; иттрия—0,006; циркония—0,06; ниобия—0,003. В восточном направлении, на интервале 1,5 км от проявления, находки радиоактивных перматитовых тел с редкоземельной минерализацией быстро прекратились. Таким образом, приблизительно оконтуривается перспективная площадь, имеющая ширину около 0,5 км и длину около 4 км. Проявление «Куда-Малая» относится к перматитовому типу. Эти перматиты куандинского комплекса, так же как и мигматиты и гранитогнейсы, образовались в результате широко захватывших район процессов гранитизации. Вероятно, этим объясняется близкий характер минерализации в некоторых телах мигматитов и жилах перматитов. Спецификой образования перматитов также объясняется, по-видимому, локализация редкоземельных перматитов в пачках биотитовых сланцев.

Аналогичные проявления «Куда-Малая» геологическую обстановку, характер минерализации и генезис имеет проявление (1-3-9), расположенное на левом берегу р. Куда-Малая, в 5,5 км к ЮВ от проявления (1-3-7). Здесь имеется коренной выход площадью 15×15 м, в котором обнажаются биотитовые кристаллические сланцы чипоктинской свиты, пересекающиеся выклинивающимися жилами и линзами перматитов куандинского комплекса мощностью 0,2—0,7 м и протяженностью 2—5 м. Гамма-активность перматитов повышена в 2—25 раз по сравнению с вмещающими и окружающими породами и очень не выдержана даже в пределах одной линзы. Перматиты характеризуются наличием единичных крупных гнезд грубо- и крупноцелулячатого биотита. Минералогический анализ штучных проб перматитов (в г/т): монацита—10 000, урановой черны—30, циркона—200, мангетита—500, знаки ортита, ксенотима. Содержание элементов в этих же пробах, по данным полуквалистического анализа (в %): тория—0,03; иттрия—0,3; иттербия—до 0,03; лантана—0,6; церия—0,6; гадолинния—0,06; циркония—0,01.

Проявление (1-3-13) располагается в истоках ручья зим. Валбухта на правобережье р. Сюльбан. Здесь на пологом водоразделе в элювиальных развалах встречены мигматизированные биотитовые гнейсы чипоктинской свиты и грубо-, неравномернозернистые биотитовые мигматиты. Последние несут рассеянную редкоземельную минерализацию. Повышенная гамма-активность пород отмечается на участке 40×20 м. Минералогические и спектральный анализ штучных проб грубозернистых мигматитов дали содержания: монацит—200 г/т, циркон—1000 г/т, рутит—50 г/т, тангала—0,01%, цирконий—0,006%, свинец—0,006%; итрий и иттербий отсутствуют. По характеру и генезису это проявление аналогично проявлению «Делахи», по составу оно отличается отсутствием эле-

ментов иттриевой группы и высоким содержанием элементов цериевой группы.

Четыре проявления редких земель пегматитового типа выявлены на юго-западе района. Три из них (III-2-22, 23, 24) расположены на правобережье среднего течения р. Таксима, а одно (IV-2-36) — на левом берегу, в верховьях этой реки. Все проявления приурочены к маломощным пегматитовым жилам куандинского комплекса, секшим интенсивно мигматизированные биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы чипоктинской свиты. Основные параметры жил и содержания полезных элементов приведены в табл. 4.

Кроме описанных проявлений, на территории листа в коренных выходах и элювиальных развалах обнаружены еще 14 точек редкоземельной минерализации, расположенных в основном неподалеку от уже описанных. Большинство из них приурочено к грубо-, неравномерностным биотитовым мигматитам, меньшая часть — к пегматитам. Эти точки отличаются весьма бедной и очень неравномерной минерализацией, хотя они и содержат весь тот комплекс редкоземельных элементов и элементов-спутников, о котором говорилось выше. Обычно они обладают повышенной гамма-активностью, но иногда не отличаются по гамма-активности от окружающих пород.

При шлиховом и металлотрическом опробовании выявлены ореолы механического рассеяния минералов, содержащих редкие земли, и ореолы солевого рассеяния редкоземельных элементов.

**Иттербий.** Выявлено восемь металлотрических ореолов рассеяния иттербия с содержанием его от 0,001 до 0,003% (при фоновом — 0,0001%). Четыре ореола совпадают с ореолами рассеяния иттрия (I-3-12, II-3-16, III-3-27, IV-4-40), а остальные — с ореолами рассеяния лантана (III-3-28, III-4-32, IV-2-34, IV-3-37).

Ореолы охватывают небольшие площади и приурочены к полям развития интенсивно мигматизированных пород чипоктинской свиты и гранито-гнейсов куандинского комплекса. Спектральный анализ различных горных пород района показывает содержание иттербия в количестве от 0,0003 до 0,003% в 20% всех проб. Максимальные содержания отмечены в мигматитах и пегматитах с редкоземельной минерализацией.

**Лантан и церий.** Из минералов, содержащих редкие земли цериевой группы, на территории листа известны монацит и ортит. Шлиховое опробование показало, что они распространены повсеместно (поэтому не отражены на карте) в количествах: монацит — от единичных знаков до 80 г/т, ортит — до десятков знаков. Четких ореолов рассеяния эти минералы не образуют, но выделяется несколько участков, где в шлиховых пробах обнаруживается повышенное содержание монацита. Первый из

Таблица 4

Номер проявления	Характер минерализации	Мощность жил, м	Глубина залегания, м	Содержание							Содержание до						
				кг/т							%						
				монацит	ортит	ксенотим	широкит	галенит	молибденит	иттрий	иттербий	церий	лантан	гафний	галлий	иридий	
III-2-22	Редкая вкрапленность зерен монацита размером до 5 мм	0,3	3	14	10 зн.	—	3,3	Зн.	—	0,03	0,001	1,0	0,6	0,01	0,1	0,1	
III-2-23	Редкая неравномерная вкрапленность ортита и монацита	0,2—1,7	4	0,06	10	10 зн.	10 зн.	—	Зн.	0,01	0,001	1,0	0,1	—	—	0,03	
III-2-24	Кучные скопления крупных (6 мм) зерен ортита и монацита	0,1—0,35	0,7	0,54	0,65	Зн.	0,18	—	—	0,006	0,001	—	0,06	—	—	—	
IV-2-36	Рассеянная вкрапленность монацита	0,5—1,7	8 м	Не опробовалось							—	0,001	1,0	0,3	—	—	0,1



них совпадает с ореолом рассеяния ксенотима (1-2-3). Содержание монацита в шлиховых пробах здесь 10—80 г/т.

Второй участок с такими же содержаниями охватывает бассейн среднего течения р. Сюльбан и совпадает с металлометрическим ореолом иттрия, иттербия (1-3-12) и лантана (11-3-17). Несколько меньшие содержания монацита (от 5 до 40 г/т) встречаются на правобережье р. Куанда, где расположен металлометрический ореол иттрия, иттербия и лантана (11-3-16). Остальные участки с содержанием монацита в шлиховых пробах до 20 г/т располагаются в бассейне р. Таксима, близ коренных проявлений редких земель. К этим участкам приурочено и большинство шлиховых проб с ортитом. Источником ортитом и ортитом (знаки и единичные знаки в шлиховых пробах) служат разнообразные метаморфические породы и пегматиты. Источником более значительного обогащения монацитом и ортитом, очевидно, служат мигматиты и пегматиты, несущие редкоземельную минерализацию. При металлометрическом опробовании лантан обнаружен в немногочисленных (около 1%) пробах в количестве 0,01—0,1%. Максимальные его содержания (0,06—0,1%) приурочены к участкам с проявленными редкими землями. По пробам с более низкими содержаниями лантана (0,01—0,03%) выявляется ряд ореолов (11-3-16, 17, 11-3-27, 28, 11-4-32, IV-2-34, IV-3-37), совпадающих с ореолами иттрия и иттербия. Эти ореолы связаны с участками интенсивно мигматизированных пород сюльбанской серии, в которых спектральным анализом установлено содержание лантана в количестве 0,01—0,05%. Более высокие его содержания (до 0,6%) отмечаются в пегматитах, несущих редкоземельное оруждение. Церий в количестве 0,6—1% и гадолиний в количестве 0,1% обнаружены в единичных металлометрических пробах с участка редкоземельного проявления «Делахи». В этих же пробах отмечаются повышенные содержания лантана и иттрия. Спектральный анализ выявил церий в количестве до 1%, а гадолиний — до 0,1% в нескольких пробах из пегматитов с редкоземельной минерализацией.

**Иттриевая группа. Иттрий.** При шлиховом опробовании установлены два ореола рассеяния ксенотима. Содержание ксенотима в шлихах — единичные знаки \*. Первый из них охватывает бассейн верхнего течения р. Куда-Магая. В его пределах располагаются два проявления редких земель в долине р. Куда-Магая, близ него расположено проявление «Делахи». Источником

\* Анализ имеющихся данных позволяет утверждать, что количество ксенотима в шлихах и протоочных пробах значительно меньше его действительного содержания в породах, так как при промывке проб ксенотим легко смывается, и обработка проб с ним требует специальной методики, которая не применялась.

ксенотима служат, очевидно, коренные проявления редких земель, часть из которых уже выявлена. Вторым ореол (11-1-18) расположен на северном склоне Южно-Муйского хребта, близ оз. Налетар. Источником сноса здесь служат, по-видимому, пегматитовые жилы куандинского комплекса, широко распространенные на Южно-Муйском хребте.

При металлометрическом и полным опробовании был выявлен ряд ореолов рассеяния иттрия, обычно совпадающих с ореолами других редкоземельных элементов. Содержание иттрия 0,003%, в редких случаях до 0,01%. На севере района, в бассейнах верховьев рек Куда-Магая и Бахтарнак, устанавливается крупный ореол рассеяния иттрия (1-1-1), совпадающий со шлиховым ореолом ксенотима и охватывающий ряд редкоземельных проявлений. К нему приурочены все пробы с максимальным содержанием иттрия.

Ореол рассеяния иттрия, расположенный на водоразделе рек Мокруя и Сюльбан (11-1-15), приурочен к участку интенсивной гранитизации пород чипоктинской свиты. В бассейне среднего течения р. Сюльбан, в районе зим. Балбухта выявлен ореол рассеяния иттрия и иттербия (1-3-12), в пределах которого расположено проявление редких земель. Ореол рассеяния иттрия и иттербия установлен также в верховьях р. Тундак (IV-4-40) на участке интенсивной мигматизации пород сюльбанской серии и развития гранитоидов ранней фазы чуйско-кодарского комплекса. Металлометрический ореол иттрия совместно с иттербием и лантаном выявлен на правобережье р. Куанда (11-3-16), где широко распространены интенсивно мигматизированные породы чипоктинской свиты.

Спектральный анализ различных горных пород района показал неравномерную обогащенность их иттрием — от 0,001 до 0,05%. Наибольшие содержания отмечаются в грубо-, неравномернозернистых мигматитах и пегматитах с редкоземельной минерализацией и в биотитовых кристаллических сланцах и гнейсах чипоктинской свиты нижнего протерозоя.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

##### Изверженные и метаморфические породы

В качестве облицовочного материала могут быть использованы гранитоиды сакунского комплекса. Они обладают красивым внешним видом, выдержанностью внешних свойств на больших площадях, естественной отделенностью, превышающей по объему 0,5 м<sup>3</sup> и достаточной крепостью. Наиболее благоприятны для разработки их выходы на правобережье верховья р. Намаракиг, где сосредоточены значительные их запасы.

Метаморфические породы сюльбанской серии, гранито-гнейсы куандинского и граниты сакунского комплексов могут быть использованы в качестве бутового камня. Две последние группы

пород вместе с гнейсами Сюльбанской серии благодаря отсутствию в них аморфного кварца и пирита и пределу прочности при сжатии 1000—1800 кг/см<sup>2</sup> могут быть использованы для производства щебня, предназначенного для заполнения тяжелых бетонов и балластных дорог. Запасы их практически не ограничены. Наиболее удобные места для работки — борта долины р. Сюльбан.

### Карбонатные породы

Мраморы из-за высокого содержания MgCO<sub>3</sub> (до 20%) и механических примесей в виде зерен кварца, пироксена, амфибола и пирита (до 30%) не удовлетворяют требованиям, предъявляемым к сырью для производства извести и цемента.

### Обломочные породы

Наиболее крупные залежи аллювиальных и озерно-аллювиальных среднетвердых и верхнетвердых песков распространяются на левобережье р. Куанда, близ устьев рек Сюльбан и Кудда-Малак. Площадь их распространения свыше 50 км<sup>2</sup>; мощность — от 30 до 150 м. По гранулометрическому составу они относятся (ГОСТ 8736—62) к мелким, реже средним пескам с модулем крупности (Мк) соответственно 1,5—2 и 2—2,5. При полном остатке на сите с сеткой № 063 от 20 до 40%. По минеральному составу пески относятся к категории кварц-полеволитовых, а по показателю объемного насыпного веса (ГОСТ 9757—61) имеют марки «1000» и «1200». Согласно приведенным характеристикам пески относятся к группе «А» (пески массового использования) и могут быть использованы в качестве наполнителя тяжелых бетонов, для подстилающего слоя автодорог и балласта железных дорог.

Аллювиальные галечники и валуново-галечные песчаные образования слагают поймы и русла главных рек района. Крупные их залежи мощностью до 8 м и шириной в плане до 1 км расположены в низовьях долин рек Сюльбан, Кудда-Малак и в долине р. Куанда. Галечный материал хорошо окатан и сортирован. Содержание зерен пластинчатой формы в них не превышает 15%, а содержание зерен выверелых пород не более 5%; по гранулометрическому составу они относятся к первым двум фракциям (5—10 и 10—20 мм). Их зерновые составы находятся в пределах, установленных ГОСТ 8267—56. Указанные характеристики соответствуют требованиям ГОСТ 8268—62, который распространяется на гравий, предназначенный для использования в качестве наполнителя тяжелых бетонов и для балластного слоя автомобильных и железных дорог. Подобное применение могут найти и ледниковые, и водно-ледниковые ва-

лунно-галечные отложения, еще более широко развитые в районе, но с обязательным условием предварительного их обогащения в связи с повышенным содержанием мелкозема.

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Гидрогеологические особенности района определяются наличием зон разрывных нарушений и сплошной многолетней мерзлоты с долинными таликами. Мощность мерзлоты на хр. Удокан достигает 900—1200 м во впадинах (Верхне-Чарекан) — 500—600 м [7].

Порово-пластовые воды надмерзлотные и таликовые приурочены к рытлым четвертичным отложениям.

Надмерзлотный горизонт имеет мощность до 1 м, смешанное питание, промерзает зимой, образуя бугры пучения. По составу воды ультрапресные очень мягкой, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-кальциевые\*. Их типичный состав (устье р. Сюльбан):



pH=6,1—6,3. Температура воды +0,5—6°. Дебиты источников 0,3—0,5 л/с, падают летом до 0,01 л/с.

Таликовые воды локально распространены в днищах долин на участках развития несквозных таликов. Таликовые воды зимой образуют гидролакколиты и надежные бугры. От надмерзлотных вод они отличаются постоянной температурой (+1—2°) и большими дебитами источников (до 3 л/с).

Водоносные горизонты различных по генезису четвертичных отложений несколько различаются режимами подземных вод.

Водоносный горизонт современных аллювиальных галечно-песчаных отложений располагается на наиболее низких гипсометрических уровнях в долинах непромерзающих рек; под которыми существуют талики. В его питании большую роль играют подмерзлотные воды. На участках их разгрузки, где имеется значительная мощность аллювия (5—10 м и более), могут концентрироваться значительные запасы воды, представляющие практический интерес. Водоносный горизонт средней и верхней четвертичных аллювиальных песчаных отложений имеет большую мощность и хорошие коллекторские свойства, поэтому он наиболее благоприятен для образования крупных запасов воды. Водоносный горизонт современных пролювиальных и делювиально-пролювиальных щебнисто-глибовых отложений имеет большой уклон и характеризуется весьма переменным режимом, зависящим от атмосферных осадков рек, которые являются основным источником питания горизонта.

\* Химические анализы воды произведены в лаборатории Читинского го. ГУ.

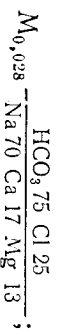
Водоносный горизонт средне- и верхнечетвертичных ледниковых и водно-ледниковых отложений обводнен слабо, неравномерно и практического значения не имеет.

Пластово-трещинные воды (над- и подмерзлотные) приурочены к карбонатно-терригенным отложениям верхнего протерозоя и нижнего кембрия. Этот водоносный комплекс обводнен слабо. Его надмерзлотные воды во внешнему проявлению и составу аналогичны таковым в рыхлых отложениях; лишь на участках развития карбонатных пород воды имеют сравнительно высокую карбонатную жесткость (до 2 мг-экв/л) и гидрокарбонатно-кальциево-магниевый состав:

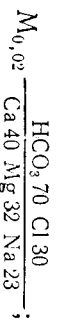


$pH=6,4-6,8$  (верховье р. Вахтарнак). Подмерзлотные воды этого комплекса разгружаются в зонах разрывных нарушений, к которым приурочены локальные сквозные талики. Зимой на этих участках образуются наледь. Судя по параметрам наледей, источники имеют незначительный дебит.

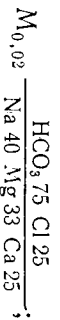
Трещинные воды приурочены к двум водоносным комплексам: комплексу нижнепротерозойских метаморфических пород и метасоматических гранитоидов и комплексу разновозрастных интрузивных образований. Оба комплекса имеют примерно одинаковую водообильность и близкий химический состав вод. Их воды мягкие ультрапресные. Для водоносного комплекса нижнепротерозойских метаморфических пород и метасоматических гранитоидов наиболее характерны воды гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава (левобережье р. Сюльбан):



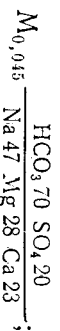
$pH=6-6,5$ . Типичный состав вод комплекса разновозрастных интрузивных образований гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-магниево-натриевый (Кудамалинский и Намаракитский массивы):



$pH=6-6,2$  и гидрокарбонатно-хлоридно-натриево-магниевый кальциевый:



$pH=6,1-6,2$ . В редких случаях встречаются гидрокарбонатно-сульфатно-натриево-магниевый кальциевые воды:



$pH=6,1-6,2$  (Вахтарнакский массив). Многочленные источники подмерзлотных трещинных вод этих комплексов, приуроченные, как правило, к зонам разломов, функционируют круглогодично, образуя зимой огромные наледь. Дебиты источников, определенные по параметрам наледей, достигают 100 л/с. Эти комплексы — главным образом водоносный комплекс нижнепротерозойских метаморфических пород и метасоматических гранитоидов (из-за своего очень широкого распространения) — наиболее перспективны для водоснабжения.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На обследованной территории возможно наличие метаморфогенных месторождений редких земель, иногда в ассоциации с танталом и ниобием, и небольших россыпных месторождений золота.

Редкоземельная минерализация, которая, как предполагается, представляет практический интерес, приурочена к специфическим грубо-, неравномернозернистым кварц-альбит-биотитовым мигматитам, образовавшимся при гранитизации биотитовых кристаллических сланцев и плагиогнейсов чиноктинской зоны и распространеным довольно широко (площадь, занята маемая ими, измеряется многими тысячами квадратных метров), преимущественно в северной части территории, на водоразделе рек Кудла-Малая и Сюльбан. Эта площадь и рассматривается как наиболее перспективная для обнаружения месторождений редких земель. Согласно классификации промышленных типов месторождений редких элементов [2, 3] выявленные здесь проявления наиболее близки к слабо изученному в настоящее время типу метаморфогенных месторождений, подтипу метаморфических месторождений редких земель, представляющих моноцитовыми и ортитовыми мигматитами. Возможно, что описанные проявления принадлежат особому подтипу, пока еще не отраженному в существующей классификации.

Содержания редких земель и иттриевой группы в выявленных с промышленной точки зрения являются низкими. Однако эти данные нельзя считать окончательными вследствие недостаточной (для данных целей) детальности работ и из-за отсутствия специализации опробования и аналитических работ именно на редкие земли. Последнее позволяет предполагать также, что они несколько занижены. Основным доводом, подтверждающим возможность практическую ценность редкоземельной минерализации в мигматитах, являются ее широкие масштабы, что даже при сравнительно низких содержаниях полезных компонентов может обеспечить значительные запасы. Присутствие наряду с редкими землями тантала и ниобия может увеличить практическую ценность этих месторождений.

Проявления пегматитового типа обычно неперспективны. Исключение составляет проявление «Куда-Малая», которое благодаря своим масштабам, значительной концентрации пегматитовых жил и наряду с редкими землями тангала и ниобия может приобрести промышленное значение, если специальное опробование выявит несколько более высокие содержания.

Поскольку в образовании и мигматитов, и пегматитов основную роль играли процессы единой гранитизации, то при соотвествующей благоприятной геологической обстановке пегматиты с редкоземельным оруденением указывают на возможность обнаружения на данных участках перспективных метаморфогенных проявлений редких земель в мигматитах.

Исходя из вышеказанного, на водоразделе среднего и нижнего течений рек Куда-Малая и Сяльбан рекомендуется проведение поисковых работ м-ба 1:50 000. В случае получения положительных результатов целесообразно провести такие же работы на водоразделе рек Таксима — Куанда, Намаракит — Куанда, где при благоприятной геологической обстановке обнаружен ряд проявлений редких земель в пегматитах.

Благотворные условия для образования погребенных и современных россыпей золота имеются в низовье р. Куда-Малая. Источником питания россыпей может служить вероятная золоторудная минерализация в обнаруженных на водоразделе рек Куда-Малая и Бахтарнак зонах гидротермальных изменений и кварцевых жилах, связанных с гранитоидами палеозойского саякунского комплекса и приуроченных к разломам меридионального простирания, подтверждаемая штиховым ореолом рассеяния золота. Геологическая обстановка этого участка сходна с таковой района Кедровского золоторудного месторождения [23], расположенного юго-западнее, на левобережье р. Витим. Однако сравнительно редкое развитие кварцевых жил и гидротермальных проявлений не позволяет ожидать промышленно интересных концентраций рудного золота. Морфология долин, состав и мощность рыхлых отложений непосредственно вблизи предполагаемых источников сноса неблагоприятны для образования россыпей. Здесь резко преобладает денудация. Благотворные условия отменяются в 10—12 км от источников сноса, в нижнем течении р. Куда-Малая, в месте резкого расширения ее долины, при выходе в Куандинскую впадину. Золотоносными здесь могут оказаться развитые современные и верхнечетвертичные аллювиальные отложения. Последние перекрыты четвертичными ледниковыми отложениями (мощностью до 90 м) и имеют мощность в доступном наблюдению разрезе около 25 м. Здесь же очень вероятно наличие и более древних, неоген-нижнечетвертичных аллювиальных отложений (не выходящих на дневную поверхность), которые также могут оказаться золотоносными. Для окончательной оценки этого участка необходима

проходка шурфов по профилям поперек долины реки с целью вскрытия и опробования аллювия и приплотниковой зоны.

Имеющиеся материалы не позволяют дать полную и окончательную оценку перспектив района в отношении меди. Однако можно утверждать, что кварцевые жилы из зон разломов, мелкие редкие тела габброидов тепраканского и кадарского комплексов и гранитоиды сакунского из-за мелких размеров и своеобразия геологического строения (например, отсутствие матитической дифференциации габброидов) не могут содержать промышленно интересные скопления меди.

Такие важные особенности геологического строения габброидного Бахтарнакского массива второй фазы муйского комплекса, как степень магматической дифференцированности пород и сходство с расположенным восточнее Чинейским массивом кадарского комплекса с титано-магнетитовым и медно-никелевым оруденением, несмотря на отсутствие каких-либо проявлений меди, непосредственно связанных с самим Бахтарнакским массивом, позволяют предполагать возможность обнаружения здесь практически интересных медно-никелевых руд. Подтверждением этому служит выявленная аэромагнитной съемкой аномалия, приуроченная к южной части массива, скрытая под рыхлыми отложениями Куандинской впадины и уходящая за западную границу территории. Величина интенсивности подного вектора на площади аномалии достигает +2200 гамм при фоновом значении +1000 гамм. Окончательная оценка перспективности массива на данном этапе изученности невозможна, так как большая его часть находится за пределами описываемой территории, а изученная плохо обнажена.

Метасоматические гранитоиды ранней фазы чуйско-кодарского комплекса в целом по региону характеризуются приуроченностью к ним тангало-ниобиевой минерализации, достигавшей местами промышленных масштабов (Катунинское месторождение) [34]. Развитые на территории листа О-50-ХХХIII обрзования этой фазы также обнаруживают подобную геохимическую специализацию. Тангало-ниобиты присутствуют в них в качестве акцессорных; к ним приурочены штиховые ореолы рассеяния тангало-ниобатов. Однако, отсутствие в районе сколько-нибудь значительного проявления железно-натрового метасоматоза, связанного с ранней фазой, который на Катунинском месторождении является важнейшим фактором рудообразования, позволяя дать отрицательную оценку перспективам района в отношении обнаружения промышленных месторождений тангало-ниобатов этого типа.

Геологическая обстановка в районе неблагоприятна для образования промышленно интересных проявлений молібдена. Выявленные проявления обусловлены наличием молібденита в качестве акцессорного минерала в гранитоидах сакунского комплекса и попутной молібденовой минерализацией в редкозе-

мельных проявлениях и практического значения не имеют. Шлиховые и металлометрические ореолы молибдена при соответствующей геологической обстановке могут служить поисковыми признаками редкоземельных проявлений.

Анализ геологической обстановки и находки единичных шлихов с редкими знаками минералов висмута и ртути не позволяют дать обоснованную оценку перспектив района на эти полезные ископаемые. Можно лишь предполагать распространяющую и генетическую связь висмута с кварцевыми жилами, окварцованными и пиритизированными породами, несущими, по-видимому, золото-сульфидное орудование в верховьях р. Бахтарнак, а ртути — с разломами Куандинской системы, одной из важнейших в районе.

Район обладает огромными запасами строительных материалов довольно ограниченной номенклатуры, промышленное значение которых будет велико в случае экономического освоения территории.

## ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Арсеньев А. А. Геология правобережья р. Витима. «Тр. ИГГ, сер. геол.», вып. 27, № 7, 1940.
2. ВИМС. Геология месторождений редких элементов, вып. 3, «Редкоземельные элементы и их месторождения», 1959.
3. ВИМС. Геология месторождений редких элементов, вып. 14. «Типы месторождений редких элементов и их поисковые критерии», 1961.
4. ВИМС. Геология месторождений редких элементов, вып. 15. «Основные вопросы геологии редкоземельных элементов и иттрия в эндогенных процессах», 1962.
5. Лейтес А. М. Докембрийский кристаллический комплекс между речья Сольбана и Куанды (Олекмо-Витимская горная страна). ДН СССР, Сиб. отл. ВСГИ, вып. 5, М., 1961.
6. Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. «Наука», 1965.
7. Некрасов И. А. Многолетнемерзлые породы Станового нагорья и Витимского плоскогорья, сб. СО АН СССР. «Впадины Байкальского типа». «Наука», 1967.
8. Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. В кн.: Деформация пород и тектоника. Межд. геол. конгр., XXII сессия. Доклады сов. геологов. Проблемы 4. «Наука», 1964.
9. Равский Э. И., Голубева Л. В. Эпштейнстоуен Тукинской впадины. ДАН СССР, сер. геол., т. 135, № 5, 1960.
10. Сагоп Д. И. Геологическая карта Байкальской горной области масштаба 1:500 000, ВСЕГЕИ, 1958.
11. Сагоп Д. И. Геология Байкальской горной области, т. 1 — 1964, т. 2 — 1967, «Недра».
12. Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 11, 1962.
13. Солоненко В. П. Живая тектоника в плейстоценовой области Муйского землетрясения. «Изв. АН СССР, сер. геол.», № 4, 1965.

Фондовая \*

14. Агешко Ю. Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Тулдук и Намаракит. 1963, ВГФ.
15. Агешко Ю. Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Сольбан. 1964, ВГФ.
16. Агешко Ю. Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кудда-Малай и Сольбан. 1965, ВГФ.
17. Агешко Ю. Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего и верхнего течения р. Таксима. 1966, ВГФ.
18. Баранов В. А. Результаты поисков пьезокварда в юго-западной части хр. Удокан (Промежуточный отчет Куандинской партии за 1965 г.). 1965, ВГФ.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления	Местонахождение материала, его фотодубли помер
1	Алешко Ю. Б. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Сюльбан и Намараки	1963	ВГФ, 246903/3
2	Алешко Ю. Б. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Сюльбан	1964	ВГФ, 255479/3
3	Алешко Ю. Б. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Кудла-Малая и Сюльбан	1965	ВГФ, 264652/3
4	Алешко Ю. Б. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего и верхнего течения р. Таксима	1966	ВГФ, 0272749
5	Баранов В. А.	Результаты поисков пьезокварца в юго-западной части хр. Улокан	1965	ВГФ, 0187549
6	Баранов В. А.	Отчет Куандинской партии о результатах поисковых работ на пьезокварц в юго-западной части хр. Улокан за 1956 г.	1956	ВГФ, 195462
7	Катулин М. М. и др.	Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в районе верхнего течения р. Кудла-Малая	1950	Москва, ВЛМС
8	Шилин Д. М. и др.	Отчет о геологосъемочных работах партии № 4 на правобережье среднего течения р. Сюльбан	1952	Москва, ВЛМС
9	Шталь Н. В.	Отчет по полевым работам 1950 г. партии № 7 в районе верховьев рек Талав, Бахтарнак и Челоглек	1951	ВГФ, 158638

19. Баранов В. А. Отчет Куандинской партии о результатах поисковых работ на пьезокварц в юго-западной части хр. Улокан за 1955 г., ВГФ.  
20. Буфеев Ю. В. и др. Геологическая карта листа О-50-XXXXV м-6а 1 : 200 000 (объяснительная записка), 1967, ВЛГТ.  
21. Гиммельфарб Г. Б. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые района оз. Ничатка, 1967, ВГФ.  
22. Горелов В. Г. Предварительный отчет по теме «Магматизм Станового хребта и Олекмо-Витимского нагорья», 1965, ВАГТ.  
23. Дехтярев Г. В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна среднего течения р. Витим, 1962, ВГФ.  
24. Еникеев Г. К. Геологическая карта, листа О-50-XXVII м-6а 1 : 200 000 (объяснительная записка), 1968, Ирк. ГУ.  
25. Иванов М. В. Сводный отчет о гравимерной съемке м-6а 1 : 1 000 000, выполненной в Читинской обл. 1964, ВГФ.  
26. Катулин М. М., Зорин Г. Ф., Яковленко М. Н. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в районе верхнего течения р. Кудла-Малая, 1950, ВЛМС.  
27. Колесников В. И. и др. Геологическая карта листа О-50-XXXIV м-6а 1 : 200 000 (объяснительная записка), 1967, ВАГТ.  
28. Кондратьев Г. А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые ЮЗ части О-50-XXVII, 1965, ВГФ.  
29. Музис А. И. и др. Окончательный отчет по теме «Стратиграфия кайнозойских отложений и геоморфология Олекмо-Витимской горной области», 1967, ВГФ.  
30. Салоп Л. И. Геологический очерк Олекмо-Витимской страны, 1952, ЧГУ.  
31. Сметловский С. П., Фалькин Е. М., Фалькина Н. А. Отчет геологической партии № 4 за 1963 г., 1964, ЧГУ.  
32. Соколицкий О. В. и др. Геологическая карта листа N-50-III м-6а 1 : 200 000 (объяснительная записка), 1967, ЧГУ.  
33. Суслеников В. В. и др. Отчет Забайкальской аэромаршрутной партии за 1957—1958 гг., 1958, ВГФ.  
34. Федоровский В. С. и др. Геологическая карта листа О-50-XXXVI м-6а 1 : 200 000 (объяснительная записка), 1967, ВАГТ.  
35. Федоровский В. С. и др. Геологическая карта листа О-50-XXXVIII м-6а 1 : 200 000 (объяснительная записка), 1968, ВАГТ.  
36. Шалек Е. Л., Колтунская Н. Л. Материалы по геологии Средне-Витимской горной страны. (Отчет Тельгамской партии Северо-Байкальской группы партий за 1958 г.), 1959, ВСЕГЕИ.  
37. Шилин Д. М. и др. Отчет о геологосъемочных работах партии № 4 на правобережье среднего течения р. Сюльбан за 1951 г., 1952, ВЛМС.  
38. Шталь Н. В. Отчет по полевым работам 1950 г. партии № 7 в районе верховьев рек Талав, Бахтарнак и Челоглек, 1951, ВГФ.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ О-50-XXXXIII ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ М-БА 1 : 200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого (местонахождение и название проявления)	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
------------------------	------------	---	---	------------

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Цветные металлы

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого (местонахождение и название проявления)	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
1-2	5	<i>Медь</i> р. Кудда-Малая	3	Шлиховой ореол халькопирита
1-4	14	р. Саку	2	Металлогенетический ореол
III-1	19	Междуречье Куанды и Таксима	1, 4	То же
III-3	26	р. Куанда	1	" "
IV-2	35	р. Таксима	4	" "
III-1	21	<i>Свинец</i> р. Таксима	4	" "
III-3	25	р. Куанда	1	" "
III-3	30	То же	3	" "

Благородные металлы

Золото

1-1	2	р. Бахтарнак	3	Шлиховой ореол
-----	---	--------------	---	----------------

Редкие металлы

*Молибден*

1-3	8	р. Кудда-Малая	2	Металлогенетический ореол
1-3	10	р. Делахи	2	То же
III-1	20	Водораздел рек Куанда и Таксима	4	Шлиховой ореол
III-3	29	р. Куанда	1	Металлогенетический ореол
III-4	31	Водораздел рек Куанда и Намаракит	1	Шлиховой ореол
IV-1	33	р. Таксима	4	То же
IV-3	38	Бассейн р. Тундак	1	" "

Продолжение прилож. 2

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого (местонахождение и название проявления)	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
1-2	4	<i>Тантало-ниобиды</i> р. Кудда-Малая	3	Шлиховой ореол
1-2	6	Бассейн р. Мокруя	3	То же
IV-3	39	р. Тундак <i>Редкие земли и иттриевая группа</i>	1	" "
1-1	1	Реки Бахтарнак и Куанда-Малая	2, 3	Металлогенетический ореол иттрия
1-2	3	р. Кудда-Малая	2, 3	Шлиховой ореол ксенотима
1-3	7	«Кудда-Малая», р. Куанда-Малая	2	Перматовые жилы
1-3	9	р. Кудда-Малая	2	То же
1-3	11	«Делахи», р. Делахи	2	Мигматиты
1-3	12	р. Сольбан	2	Металлогенетический ореол иттрия и иттрибия
1-3	13	То же	2	Мигматиты
1-1	15	Водораздел рек Мокруя и Сольбан	3	Металлогенетический ореол иттрия
1-3	16	р. Куанда	2	Металлогенетический ореол иттрия, иттрибия и тантана
1-3	17	То же	2	Металлогенетический ореол тантана
III-1	18	Южно-Муйский хребет	3, 4	Шлиховой ореол ксенотима
III-2	22	р. Таксима	3, 4	Перматовые жилы
III-2	23	То же	4	То же
III-2	24	" "	4	" "

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название (местонахождение) проваленая	Ссылка на литературу (номер по списку литературы)	Примечание
III-3	27	р. Куанда	1	Металлометрический оредиттербия, иттербия и лантана
III-3	28	р. Куанда	1	Металлометрический оредиттербия и ланта- на
III-4	32	р. Намаракит	1	То же
IV-2	34	р. Таксима	1	" "
IV-2	36	То же	4	Пегматитовые жилы
IV-3	37	р. Намаракит	1	Металлометрический оредиттербия и ланта- на
IV-4	40	р. Тундак	1	Металлометрический оредиттербия и иттербия

СОДЕРЖАНИЕ

Введение . . . . .	Стр. 3
Геологическая изученность . . . . .	5
Стратиграфия . . . . .	8
Интрузивные образования . . . . .	27
Тектоника . . . . .	40
Геоморфология . . . . .	51
Полезные ископаемые . . . . .	55
Подземные воды . . . . .	67
Оценка перспектив района . . . . .	69
Литература . . . . .	73
Список использованных материалов . . . . .	75
Список проявлений полезных ископаемых . . . . .	76

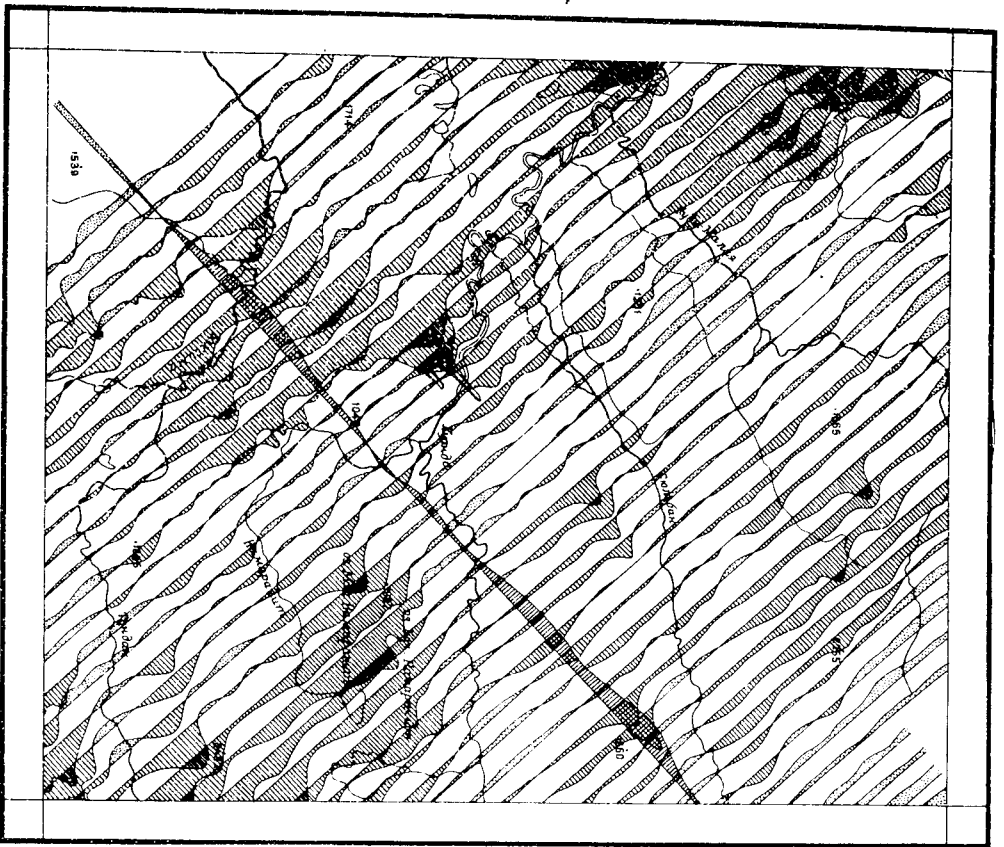
Редактор *Г. Д. Никулина*  
Технический редактор *Н. В. Павловская*

Сдано в набор 15.09.78      Подписано к печати 20.10.78  
Тираж 148      Формат 60×90/16      Уч.-изд. л. 59      Заказ 0197

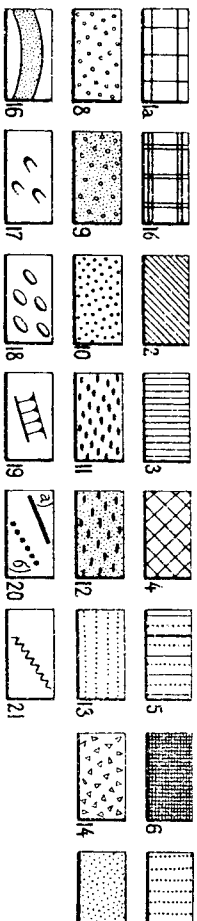
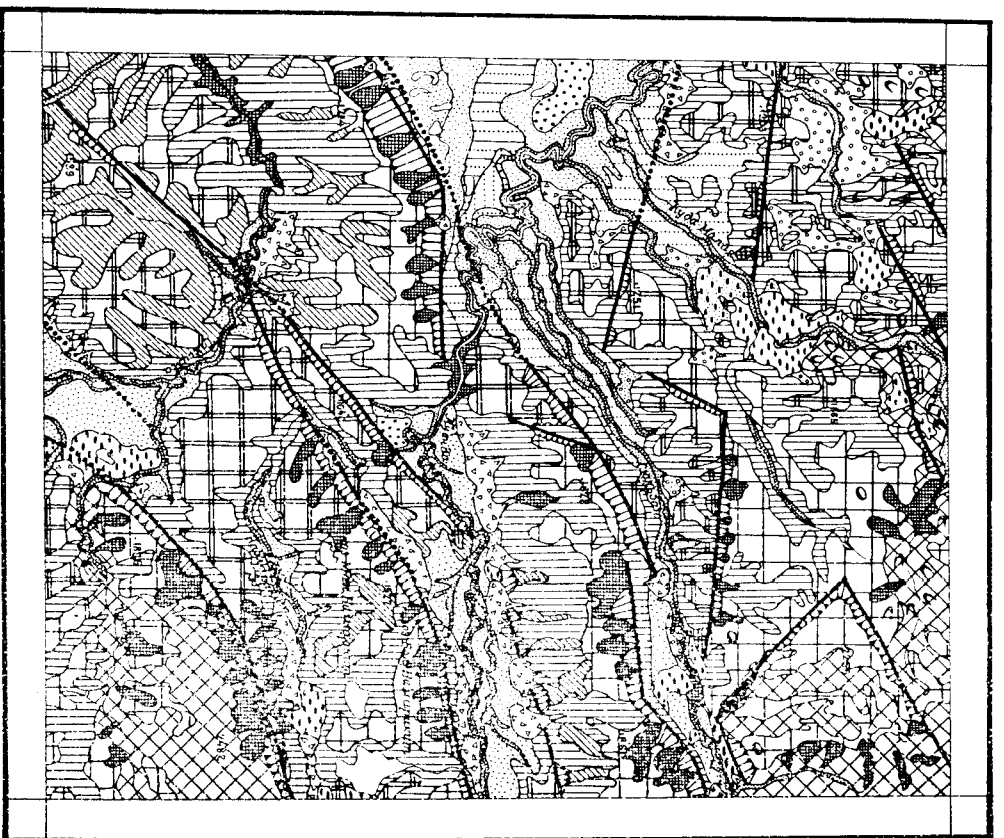
Ленинградская картфабрика  
объединения «Аэрогеология»







3ак.0197-2



3ак.0197-3