

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ АЭРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБА 1:200 000

СЕРИЯ ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ

Лист N-47-XXXIII

Объяснительная записка

Составители: *Г.В. Махин, И.И.Башилова*

Редактор *Г.А. Кудрявцев*

Утверждено филиалом НРС ВСЕГЕИ при СНИИГГИМС

16 ноября 1961 г., протокол № 16

МОСКВА 1969

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа N-47-XXXIII большей своей частью входит в состав Тувинской АССР (Тоджинский и Каа-хемский районы). Восточная, меньшая по площади, часть территории листа лежит в пределах Бурятской АССР (Окинский аймак). Небольшая (около 180 км²) площадь в юго-восточном углу района принадлежит Монгольской Народной Республике. Район ограничен географическими координатами: 52°00'–52°40' сев. широты, 98°00'–99°00' вост. долготы.

В орографическом отношении район делится на три части: восточная его половина относится к системе Большого Саяна (хр. Пограничный), водораздельная линия которого в меридиональном направлении пересекает территорию листа и служит естественной границей между Тувинской АССР и Бурятской АССР; юго-западная четверть территории является частью Восточно-Тувинского нагорья; северо-западная часть представляет Северо-Тувинское плато. Район характеризуется неоднородным, но в целом высокогорным рельефом. Абсолютные высоты водоразделов составляют от 1800 до 3044 м, минимальные отметки – 1310–1315 м находятся у уездов рек Бий-хем и Соруг по западной и северной границам района. Северо-Тувинское плато представляет собой полого-всхолмленную поверхность, постепенно понижающуюся к северо-западу. Рельеф остальной части района сильно расчленен, изобилует гребневидными водоразделами, обрывистыми склонами, глубоко врезанными каньонообразными речными долинами.

Интенсивно развитая речная сеть принадлежит трем системам: Бий-хема (Б.Енисей), Каа-хема (Мал.Енисей) и Тиссы (левый приток р.Оки). Главнейшие реки: верховья Бий-хема с притоками Одурум, Сувур-ары-хем, Бай-холь-танна, Айлыг, Мон-даш-хем; Соруг, Изигсуг (левые притоки р.Хамсары, являющейся правым притоком Бий-хема), Азас (истоки); верховья р.Тиссы с притоками Хэлгин и Обо-гол; верховья р.Билина (система Каа-хема) с притоками Теректы-хем,

Ар-ой и многие другие. Все реки горного типа и для судоходства непригодны. На территории листа много озер, главным образом ледникового происхождения. На северо-востоке имеются современные ледники.

Климат резко континентальный; лето короткое (июль-август), жаркое и обычно дождливое; зима длительная (октябрь-апрель), многоснежная. Данных о температурном режиме и количестве осадков не имеется из-за отсутствия поблизости метеорологических станций.

Большая часть описываемой территории безлесна, т.к. лежит в гольцовой области; речные долины и невысокие водоразделы, до высоты 1900-2050 м. над уровнем моря, покрыты таежной растительностью. Среди древесных пород преимущественно распространены лиственница, кедр, ель и пихта. Значительные пространства покрыты низкорослыми кустарником (из рода *Betula*) и различными мхами и лишайниками. Луговая растительность имеется на небольших участках вблизи границы леса в речных долинах. Облепленность на участках, покрытых тайгой, слабая, в гольцовой области хорошая, но в последнем случае значительные площади перекрыты глыбовыми россыпями (курумами).

Животный мир богат и разнообразен; наибольшее промышленное значение имеют соболь и белка; кроме того, широко распространены бурый медведь, лось, марал, северный олень и другие животные.

Населенные пункты отсутствуют; в истоках р. Аржан-хем (правая составляющая р. Иаиг-суг) близ минеральных углекислых источников имеется несколько изб, используемых для временного жилья в летние месяцы жителями Окинского аймака, приезжающими на лечение. Ближайшие населенные пункты: курортный поселок Сев. Аржан (80 км к югу), районный центр Окинского аймака Орлик (105 км к востоку), поселок Алыгджер Нижнеудинского района Иркутской области (120 км к северу и пос. Хамсыра (50 км к западу).

Первые сведения о геологическом строении описываемой территории были даны Лурье М.Л. и Обручевым С.В., производившими маршрутные исследования в северо-восточной Туве в 1945-1946 гг. (1948, 1955, 1960). В результате этих работ Лурье М.Л. и Обручев С.В. пришли к заключению, что в районе развиты главным образом архейские и протерозойские фаунистически немые метаморфические образования, слагающие крупные глыбы, отделенные друг от друга региональными разломами. В верховьях рек Теректы-хем и Обо-гол указанными исследователями выделены кембрийские отложения. В 1943 г. в бассейнах рек Джамбалыка и Сенцы производили геологическую съемку масштаба 1:200 000 Кобеляцкий И.А. и Алексеева О.П. (1946 ф),

и в 1945 г. в бассейне р. Тиссы съемку того же масштаба вели Алексеева О.П. и Титов Д.В. (1949 ф). Этими съемками почти целиком была покрыта территория листа N-47-XXXIY и захвачена узкая полоса в восточной части описываемого района.

Кобеляцкий И.А. и Алексеева О.П. выделили на изученной ими территории архейские и протерозойские метаморфические образования. Первые представлены, главным образом, гнейсами. Протерозойские отложения были разделены Кобеляцким И.А. и Алексеевой О.П. на три свиты: зеленых сланцев (нижняя), кристаллических известняков (средняя) и черных сланцев (верхняя). Последняя на территории листа N-47-XXXIII не развита. Протерозойские породы отделены от архейских разломами.

Алексеева О.П. и Титов Д.В. расчленили слоистые образования бассейна р. Тиссы на следующие свиты (снизу вверх): 1) красноцветных вулканогенных и туфогенных пород (C_{m1}); 2) известняков с археоциатами (C_{m1-2}); 3) пестроцветных сланцев и конгломератов (C_{m3-S1}); 4) зеленых сланцев (C_{m3-S}). Последняя свита является той же самой, которую Кобеляцкий И.А. и Алексеева О.П. относили к протерозою. Гнейсы и кристаллические сланцы, широко развитые в бассейне р. Тиссы и отнесенные Кобеляцким И.А. и Алексеевой О.П. к архею, Алексеева О.П. и Титов Д.В. считали контактово-метаморфизованными породами красноцветной свиты и свиты зеленых сланцев.

На территории листа N-47-XXXIII из свит, выделенных Титовым Д.В. и Алексеевой О.П., распространены только красноцветная и контактово-метаморфизованные породы свиты зеленых сланцев.

В 1948 г. в северо-восточной Туве производилась геологическая съемка в масштабе 1:1 000 000 геологами Тувинской экспедиции ЦАГЭ. Указанные работы, как и все последующие, характеризуются широким внедрением в практику геологической съемки аэрометодов. Территория данного листа была закартирована в масштабе 1:1 000 000 партией Белостокского И.И. (1949 ф), Гудилина И.С. (1949 ф), Кудрявцева Г.А. (1949 ф) и Каца А.Г. (1949 ф). Названными исследователями осадочно-метаморфические отложения разделены на три свиты: гнейсов (Pt), мраморов (C_{ma}), сланцево-карбонатных пород (C_{mb}). Интрузивные породы сгруппированы в 4 комплекса: 1) мелкокристаллических катаклазированных гранитов (γ_1); 2) амфиболитов и габбро (δ); 3) серых гранитов, диоритов и габброидов (γ_2); 4) микроклиновых гранитов (γ_3). Возраст первых трех комплексов определяется как досилурийский, четвертого - нижнедевонский. В междуречье Бий-хема и Соруга выделено крупное поле развития неогеновых плато-базальтов.

Геологическое картирование южной половины площади листа в

масштабе 1:200 000 было выполнено в 1955 г. (Махин Г.В. и др., 1956ф) и северной половины - в 1956 г. (Ильичев А.А. и др., 1957ф). Слоистые образования были разделены Махиным Г.В. на пять свит: мраморов (Pt a₁), гнейсов (Pt a₂), полосчатых кристаллических известняков и сланцев (Pt b₁), сланцев (Pt b₂), пестроцветных вулканогенных и осадочных пород (Cm[?]). Интрузивные породы были разделены на четыре комплекса: гнейсовидных гранитов (Pt); гранитов, диоритов и габбро (Pz₁); лейкократовых гранитов и сиенитов (D); аляскитовых гранитов (D[?]).

Ильичев А.А. разделил докембрийские образования на пять толщ (снизу вверх): шутхулайскую толщу гнейсов - Pt_{2st}, (эта толща включалась Махиным Г.В. в свиту гнейсов Pt a₂); балыктыгхемскую толщу мраморов - Pt_{2bl} (соответствует свите Pt a₁ Махина Г.В.), билинскую серию кристаллических сланцев и гнейсов - Pt_{2bn} (соответствует части свиты Pt a₂ Махина Г.В.), айлыгскую толщу мраморов - Sn[?] a₁ (соответствует свите Pt b₁) и харальскую серию зеленых сланцев - Sn[?] ch (соответствует свите Pt b₂). Схема расчленения интрузивных пород, данная Ильичевым А.А., не отличалась от таковой, предложенной Махиным Г.В.

В 1955 г. на небольшом участке в верховьях р.Обо-гол работала партия Бурят-Монгольской комплексной экспедиции СОПС АН СССР, в задачу которой входило изучение молибденоносности интрузии розовых аляскитовых гранитов. В этом же году позднедокембрийские отложения в верховьях р.Айлыг изучались Агентовым В.Б. и Агентовой В.В.

В 1956 г. Махиным Г.В. и Башиловой И.И. (1957ф), с целью изучения докембрия, были посещены участки в среднем течении р.Одурум и в районе рек Шутхулая и Дарыла. В том же году разрез докембрия в районе р.Одурум был осмотрен Смирновым А.Д., работавшим в партии Ильичева А.А. (1957ф) и Шейнманном Ю.М.

В 1957 г. в юго-западной части района (р.Дугду, оз.Байхоль) проводились поисково-ревизионные работы на редкометальное оруденение, связанное со щелочными интрузивными породами (Махин Г.В. и др., 1958ф). В этих работах участвовали тематические партии по изучению щелочного комплекса: Кудрина В.С. (ВММС) и Павленко А.С. (ГЕОХИ АН СССР). В результате этих исследований было открыто несколько крупных рудопроявлений редких земель и ниобия. В 1958 г. на том же участке производились детальные (1:25 000) поиски партией Самородова П.В. (1959ф) Горной экспедиции Главгеолразведки. Результатом этих поисков было открытие новых рудопроявлений редких земель и ниобия. В том же, 1958 г., на участках г.Хап-тайга,

г.Улуг-арга и в верховьях р.Соруг работал поисково-ревизионный отряд Трубино Д.И. (Махин Г.В. и др., 1959ф). В этом же году Ильин А.В. и Шейнманн Ю.М. сделали маршрутное пересечение района с целью сравнения докембрия юго- и северо-востока Тувы.

В 1959 г. в бассейнах рек Айлыг, Одурум, Тоймас, Шутхулай и Дарыл с той же целью производили геологические маршрутные исследования Ильин А.В. и Ильина Т.А. (1960ф).

В 1960 г. на р.Изыг-суг, оз.Извилистом, р.Обо-гол, пер.Тангисин-дабан работал металлогенический отряд ЦРП Горной экспедиции (начальник отряда Сибелев А.К.), исследовавший ураноносность гнейсов, сланцев и гранитоидов.

Редакционные работы с целью подготовки геологической карты масштаба 1:200 000 к изданию выполнены Махиным Г.В. и Башиловой И.И. в 1960 г.

Из геофизических исследований производились только наземные радиометрические работы, сопровождавшие геологическую съемку масштаба 1:200 000 (1955 и 1956 гг.), поисковые работы (1957 и 1958 гг.) и редакционно-узвязочные (1960г.).

На 1/1 1961 г. район обеспечен полностью контактной печатью аэрофотосъемки масштаба 1:60 000 - 1:65 000 (качество этих материалов низкое) и контактной печатью 1:25 000 хорошего качества по северной половине и юго-западной четверти листа. Район слабо фотогеничен. На аэрофотоснимках дешифрируются формы рельефа, разрывные нарушения, четвертичные образования и в некоторых случаях элементы складчатых структур.

В основу геологической карты листа положены геологические карты масштаба 1:200 000, составленные в 1955 и 1956 гг. со значительными изменениями и дополнениями, полученными в результате перечисленных выше, более поздних, работ. По южной границе геология территории листа полностью увязана с листом М-47-III. По западной рамке имеется несбивка в индексировке девонского (бреневского) интрузивного комплекса. На листе М-47-XXXII этот комплекс имеет возрастной индекс D₁, а на листе М-47-XXXIII - D. Последний индекс утвержден в новой сводной легенде восточно-сааянской серии. Кроме того, на листе М-47-XXXII для пород основного состава нижнепалеозойской интрузии принят индекс γс и δγ Pz₁, а на листе М-47-XXXIII соответственно - γс Pz₁ и δγ Pz₁, что более отвечает новой сводной легенде. По северной и восточной границам сбивку произвести невозможно, т.к. работы на соответствующих листах не закончены.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа наибольшим распространением пользуются докембрийские метаморфические, фаунистически немые образования. Палеозойские (также немые) отложения распространены на незначительной площади на юго-востоке. Поэтому стратиграфическая схема района базируется на стратиграфии более обширной территории Восточной Тувы и Бурятской АССР и не лишена некоторой условности.

В составе докембрийских образований выделены (снизу вверх) нижнепротерозойские, среднепротерозойские, верхнепротерозойские (синийские) образования: 1) шутхулайская свита - гнейсы; 2) балыктыгхемская свита - мраморы; 3) билинская свита - кристаллические сланцы и гнейсы; 4) айдыгская свита - мраморы и 5) харальская свита - сланцы. Палеозойские отложения представлены сархойской свитой нижнего кембрия, сформированной пестроцветными вулканическими и осадочными породами. Отложения четвертичной системы представлены базальтами и разнообразными рыхлыми породами.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Шутхулайская свита (Р_т, Ж_т) выделена Ильичевым А.А. в 1956 г. по р. Шутхулай, левому притоку р. Тиссы.

Отложения шутхулайской свиты имеют широкое распространение в бассейнах истоков рек Бий-хема, Тиссы и Билина. Шутхулайская свита сложена главным образом гнейсами; подчиненное значение имеют кристаллические сланцы. Среди гнейсов и кристаллических сланцев изредка наблюдаются прослои мраморов и амфиболитов, имеющие мощность не более 30-40 м. Прослои мраморов известны по правому борту р. Шутхулай и в истоках р. Дабан-жалга, где их протяженность по простиранию измеряется несколькими километрами. Прослои амфиболитов более редки; они наблюдаются в долине р. Бага-обо-гол и Билин-Бажен.

Характерной особенностью шутхулайской свиты является широкое развитие в ней послонной гранитоидной инъекции и маломощных пластовых интрузий гнейсовидных гранитов и гранодиоритов. Иногда насыщенность гнейсов интрузивным материалом настолько значительна, что породы приобретают облик типичных мигматитов. Последние занимают значительные, измеряющиеся десятками квадратных километров, площади по левому борту истоков р. Бий-хем и в верховьях р. Хэлгин. Контакты между гнейсами и интрузирующими их гранитоидами обычно

нечеткие, между теми и другими наблюдается постепенный переход.

Разрез шутхулайской свиты однообразен, и установить закономерности в распределении по вертикали пород различного состава не удастся. Преобладающее значение (до 70-80% по объему) имеют биотитовые гнейсы, серые и темно-серые, среднезернистые (размеры минеральных зерен 1-2 мм), с ясно выраженной гнейсовидной и груболопосчатой (для мигматизированных разностей) текстурой, подчеркнутой ориентированным расположением листочков биотита. Структура гнейсов гранобластическая, гетеробластическая или лепидогранобластическая. Биотитовый гнейс состоит из плагиоклаза (олигоклаз средних номеров) - 30-40%, кварца - 25-40% и зеленовато-бурого биотита - 15-25%. Второстепенными минералами, которые нередко отсутствуют, являются мусковит, гранат (альмандин), силлиманит (фибrolитовая разность), зеленая роговая обманка, актинолит, моноклиновый пироксен, апатит, титанит, циркон, графит, магнетит и пирит. В мигматитах и в экзоконтактах с интрузиями иногда наблюдается микроклин. В некоторых разностях гнейсов один или несколько из перечисленных второстепенных минералов содержатся в значительном количестве, приобретая значение породообразующего минерала. Среди этих разновидностей выделяются двуслюдяные, гранат-биотитовые, силлиманит-биотитовые, роговообманково-биотитовые и другие гнейсы. В небольшом количестве присутствуют роговообманковые гнейсы. По структурным и текстурным признакам они совершенно аналогичны биотитовым гнейсам и отличаются от последних высоким содержанием роговой обманки (до 25-30%) и обычно отсутствием слюды.

Вторичные изменения в гнейсах выражены в сосоритизации плагиоклазов, хлоритизации и эпидотизации темноцветных минералов, актинолитизации роговой обманки.

Мраморы, содержащиеся в гнейсах в виде прослоев, белые, полнокристаллические, массивной или сланцеватой текстуры и гранобластической структуры. Мрамор состоит в основном из карбоната (вероятно, кальцита). В виде примеси присутствуют мелкозернистый графит, мусковит, кварц и плагиоклаз. Амфиболиты, также слагающие прослои, состоят из обыкновенной роговой обманки (50-70%), плагиоклаза-андезина (20-25%), иногда граната (до 10%) и кварца (менее 10%). Акцессорные минералы - апатит и магнетит. Основание шутхулайской свиты как в районе, так и за его пределами, не вскрыто. Видимая мощность ее на территории листа не менее 3000 м (определена графически из геологического профиля). Шутхулайская свита по составу и положению в разрезе сопоставляется с айдыгдерской свитой Восточного Саяна и чинчилигской серией нагорья Сангилен.

**НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ - СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ
КОМПЛЕКСЫ**

Балыктыгхемская свита (Pt₁₋₂ 6c) впервые была выделена Левенко А.И. (1944-1948 гг) в бассейне р. Балыктыг-хем в юго-восточной Туве и позднее детально описана Ильиным А.В. и Моралевым В.М. (1957). Эта свита хорошо прослеживается на большей части территории восточной Тувы и имеет выдержанный фациальный состав, благодаря чему служит маркирующей для протерозоя.

В описываемом районе отложения балыктыгхемской свиты распространены достаточно широко. Крупные участки, сложенные породами этой свиты, известны по правобережью верховьев р. Тоймас и в междуречье Тоймаса-Одурума, в левом борту верховьев р. Одурум и по правобережью р. Ар-ой (правый приток оз. Билин-холь), на левобережье среднего течения р. Тоймас, к югу от устья р. Теректы-хем (левый приток Билина), по левобережью р. Шутхулай и в верхнем течении р. Соруг. Небольшие участки, сложенные породами балыктыгхемской свиты, главным образом представляющие ксенолиты в интрузивных массивах, наблюдаются в верховьях р. Изиг-суг, в истоках и по левобережью верхнего течения р. Тиссы и в других местах.

Балыктыгхемская свита сложена преимущественно мраморами, среди которых залегают сравнительно редкие прослои кварцитов, кристаллических сланцев и гнейсов. Разрез этой свиты хорошо наблюдается к югу от устья р. Теректы-хем, где балыктыгхемская свита слагает ядро антиклиналя (названной Билинско-Тоймасской^{X/}). Здесь снизу вверх наблюдаются:

1. Мрамор белый, среднезернистый, с редкими чешуйками графита. 40 м
2. Гнейс биотитовый 80 "
3. Мрамор конгломератовидный, светло-серый, сложен овальными обособлениями крупнокристаллического мрамора, имеющими размеры от 2 до 15 см, заключенными в более мелкозернистую карбонатную массу; эти обособления ("галька") обычно сплюснуты и ориентированы параллельно слоистости. 50-70 "

^{X/} Местонахождение локальных структурных форм указано на тектонической схеме (рис.2).

4. Мрамор белый, среднезернистый, графитистый (прорванный прослойно многочисленными телами мелкозернистых гнейсовидных гранитов, имеющими мощность 8-12м, . . . около 200 м
5. Гнейс биотитовый, инъекционный. 280-320 "
6. Мрамор светло-серый, среднезернистый. 160 "
7. Гнейс биотитовый. 90 "
8. Мрамор светло-серый, массивный, графитистый . . . 240-260 "
9. Мрамор "вошчатый", светло-серый, слабо полосчатый, с редкой вкрапленностью графита. 90-100 "
10. Гнейс биотитовый. от 70 до 140 "
11. Мрамор серый, среднезернистый, полосчатый около 400 "
12. Мрамор серый, мелкозернистый, полосчатый, местами ожелезненный до 300 "

Общая мощность порядка 2000 м. Этот разрез, видимо, близок к полному, так как мощные прослои гнейсов в основании свидетельствуют о близости шутхулайской свиты. Балыктыгхемская свита в полной мощности, составляющей около 2000-2200 м, представлена по правому борту р. Ар-ой, но из-за слабой обнаженности наблюдение там разреза затруднительно.

В верховьях р. Тоймас в верхах балыктыгхемской свиты вместо гнейсов наблюдаются прослои слюдястых сланцев и кварцитов, имеющие мощность до 40-60 м. Кроме того, в верховьях р. Тоймас в описываемой свите присутствует значительное количество мощных (до 50 м) прослоев черных мелкокристаллических мраморов.

В бассейне р. Шутхулай балыктыгхемская свита сложена преимущественно белыми крупнокристаллическими мраморами с графитом, содержащими сравнительно редкие и маломощные (до 20-30 м) прослои слюдясто-кварцитовых и кварц-плагиоклазовых сланцев. В истоках р. Дарыл по правому ее склону в глыбах наблюдались конгломераты, в которых галька разгнейсованных гранодиоритов, гнейсов и мраморов сцементирована буровато-серым ожелезненным мрамором; глыбы конгломерата находятся в поле развития балыктыгхемской свиты, однако принадлежность их к ней не доказана. Мощность балыктыгхемской свиты в бассейне р. Шутхулай неполная, так как ее верхняя часть размыта, и составляет 1200-1400 м.

Петрографическая характеристика мраморов довольно однообразна: они состоят из кальцита (70-95%) с примесью зерен кварца, плагиоклаза, чешуек бесцветной слюды, графита и рудного минерала (магнетит и пирит). Структура обычно гетеробластическая. В некоторых скарированных разностях мраморов наблюдаются форстерит, диопсид, волластонит, тремолит, гранат и эпидот.

Химический анализ мраморов балыктыгхемской свиты показывает, что они образованы за счет известняков (табл. I).

Т а б л и ц а I

Место взятия образца	Содержание, весовые проценты	
	CaO	MgO
Правый борт р. Ар-ой близ устья	52,35	0,68
Там же	51,08	0,50

Мраморы описанной свиты согласно залегают на гнейсах шутхулайской свиты, что хорошо наблюдается в правом борту р. Шутхулай и в правом борту верховьев р. Ар-ой. Балыктыгхемская свита сопоставляется с иркутской свитой восточной части Восточного Саяна и с дербинской свитой центральной части Восточного Саяна.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ КОМПЛЕКС

Билинская свита (Pt₂ бн) выделена и описана Махиным Г.В. в 1954 г. в бассейне среднего течения р. Билин (лист М-47-Ш). Широко развита на территории описываемого листа, главным образом в северной и южной ее частях: в междуречье и истоках Соруга и Изиг-суга, в междуречьях Билина и Тоймаса и Тоймаса и Одурума, по левобережью рек Теректы-хем и Билин, в долине р. Сувур-ары-хем (левый приток Бий-хема), в правом борту р. Бий-хем против устья р. Одурум. Условно к билинской свите отнесены зеленые амфиболовые и хлоритовые сланцы и кварциты, развитые в среднем течении р. Айлыг, по западной границе района.

Билинская свита сложена кристаллическими сланцами и гнейсами. В подчиненном количестве присутствуют мраморы, амфиболиты и кварциты. Наиболее полно данная свита представлена в районе рек Тоймаса и Билина.

По левобережью р. Билин, на юго-восточном крыле Билинско-Тоймасской антиклинали, стратиграфически выше мраморов балыктыгхемской свиты согласно лежат:

1. Гнейс биотитовый, серый среднезернистый, местами охлеженный, с послонной пегматитовой инъекцией. 150 м
2. Амфиболит темно-серый до зелено-черного, среднезернистый. 10 "
3. Гнейс биотитовый и двуслюдяный, прорванный послонными тонкими (до 10-12 см) телами гранитов мелкозернистых и пегматитов. 180-200 "

4. Гнейс биотитовый инъекционный. 50-70 м
 5. Мраморы серые, среднезернистые, графитистые, переслаивающиеся с биотитовыми и двуслюдяными гнейсами. Мощности отдельных прослоев от 6 до 12 м 150 "
 6. Гнейс биотитовый серый 200 "
 7. Мрамор серый, графитистый, с прослоями амфиболита и кварц-роговообманкового сланца; мощности прослоев от 1 до 8 м. Единичные жилы диорит-порфиритов роговообманковых мощностью до 2-3 м. 250-300 "
 8. Гнейс биотитовый 400 "
 9. Мрамор черный, мелкозернистый, массивный. 20 "
 10. Мрамор темно-серый, "вожничий", тонкослоистый. 40-50 "
 11. Гнейс биотитовый и двуслюдяный с силлиманитом, инъекционный. В всячем боку слоя гнейс прорван послонным телом гранита, розового мелкозернистого, гнейсовидного, имеющим мощность около 80 м. 300-400 "
 12. Гнейс биотитовый с многочисленной кварцевой инъекцией, местами с инъекцией гранита и пегматита 200 "
 13. Мрамор белый с графитом. 20-25 "
 14. Гнейс биотитовый 80 "
 15. Мрамор серый среднезернистый 30 "
 16. Гнейс биотитовый, переслаивающийся с гнейсами двуслюдяным, гранат-биотитовым, слюдяно-силлиманитовым 800-1000 "
- Общая мощность 2800-3000 м.

Аналогичен состав билинской свиты в междуречье Тоймаса и Билина, но здесь больше кристаллических сланцев и мраморов (мощность последних достигает 300 м). Кроме того, среди гнейсов тут наблюдаются пироксеновые разности; гнейсы мелкозернистые, по структуре более сходные с кристаллическими сланцами. В междуречье Тоймаса и Одурума в билинской свите, наряду со слюдяными гнейсами, большая роль (до 20-30%) принадлежит роговообманковым кристаллическим сланцам и роговообманковым гнейсам. Мощность данной свиты на этом участке около 3000 м.

В бассейне р. Сувур-ары-хем билинская свита сложена в равном количестве гнейсами и кристаллическими (преимущественно слюдяными) сланцами, среди которых наблюдаются прослои мраморов, роговообманковых сланцев и кварцитов. Мощность билинской свиты здесь неполная и составляет около 2500 м.

По правобережью р. Бий-хем против устья р. Одурум билинская свита представлена инъекционными биотитовыми гнейсами (мигматитами) за счет интенсивно развитой инъекции гнейсовидных (докембрийских ?) гранитов.

В междуречье в истоках рек Изиг-суг и Соруг описываемая свита сложена в примерно равных количествах гнейсами и различными кристаллическими сланцами. Подчиненное значение имеют слюдяные кварциты. Мраморы в виде мощной (400 м) пачки залегают среди кристаллических сланцев билинской свиты в районе оз. Алгын-холь (левый борт среднего течения р. Соруг).

В бассейнах рек Дарыл и Дунда-гол в билинской свите значительная (до 80%) роль принадлежит мраморам, слагающим прослой и линзы, мощность которых достигает нескольких сотен метров. На этом участке среди отложений билинской свиты наблюдается много мощных (сотни метров) пластовых интрузий гнейсовидных гранитов, вероятно, докембрийского возраста.

В целом билинская свита по составу пород и фациям метаморфизма во многих случаях, особенно в южной половине района, имеет значительное сходство с описанной выше шухудайской свитой. Главными отличительными особенностями билинской свиты являются более пестрый фациальный состав ее и большая роль в ней карбонатных пород, количество которых увеличивается в направлении с юго-запада на северо-восток. Принадлежность описанных отложений к билинской свите в южной половине района легко устанавливается по стратиграфическому положению их выше балыктыгхемской свиты мраморов. В ряде мест, как например в правом борту р. Бий-хем, в междуречье Изиг-суга и Соруга и в других местах, билинская свита слагает ксенолиты среди интрузивных пород или основание свиты не вскрыто. В этих случаях принадлежность пород к билинской свите определяется составом пород и положением их в общем структурном плане района. Слюдяные и роговообманковые гнейсы билинской свиты совершенно аналогичны по составу и структуре гнейсам шухудайской свиты. Гнейсы состоят из кислого (слюдяные разности гнейсов) или среднего (роговообманковые разности) плагиоклаза, кварца и цветного минерала: биотита, мусковита, роговой обманки или актинолита; во многих случаях совместно наблюдается два или три из названных минералов. Количество темноцветных в породе обычно составляет 15–20%. В качестве минералов второстепенных (по количеству) в гнейсах наблюдаются микроклин, гранат, фибролит, турмалин, андалузит, графит, апатит, циркон, титанит, магнетит, пирит. Вторичные минералы – хлорит и эпидот. Слюдяные и слюдяно-амфиболовые кристаллические сланцы отличаются от гнейсов отсутствием или очень незначительным содержанием плагиоклаза. Эти породы состоят, в основном, из кварца и цветного минерала. Кроме названных в билинской свите известны также кристаллические сланцы кварц-плагиоклаз-биотитовые (в них преобладает биотит, содер-

жающийся в количестве более 50%); биотит-амфибол-плагиоклазовые (кварца нет, преобладает плагиоклаз-андезин, количество которого доходит до 60–70%); роговообманково-биотит-пироксен-плагиоклазовые (содержат моноклинный пироксен до 20%, зеленую роговую обманку – до 10%, кварц отсутствует, преобладающий плагиоклаз средний по основности) и другие. Структура перечисленных кристаллических сланцев гранобластическая, лепидогранобластическая. Текстура сланцеватая, тонкополосчатая. В инъекционных сланцах и гнейсах инъекция сложена лейкократовым гранитом, пегматоидным гранитом, либо кварцем. Все перечисленные разновидности пород, являющиеся главными в составе билинской свиты, очень сходны между собой петрографически и близки в этом отношении к гнейсам.

Мраморы разнообразны по составу и структуре. Обычно они среднезернистые (2–4 мм), светло-серые, гранобластической структуры. Состав мраморов: карбонат (до 90%), кварц, мусковит, актинолит, моноклинный пироксен, графит, рудный минерал. Кроме того, нередко наблюдаются черные мраморы мелкозернистой гетеробластической структуры, содержащие до 20% тонкораспыленного графита, и крупнозернистые (до 6–8 мм) белые мраморы, почти без силикатных минералов.

Амфиболиты, образующие прослой в описываемой свите, характеризуются нематобластической, иногда порфирно-нематобластической, структурой и состоят из амфибола (главным образом, актинолита) – до 70–80% и плагиоклаза. Иногда в небольшом количестве присутствует кварц. Изредка в билинской свите наблюдаются слои сланцев, сильно обогащенных графитом и обычно одновременно содержащих карбонат.

Кварциты представляют собой разновидность кристаллических сланцев, характеризующихся резким преобладанием кварца над другими минералами и обычно роговиковой структурой.

Для всех пород билинской свиты типична высокая степень и однородность регионального метаморфизма, соответствующая амфиболитовой фации по Эскола. Полная мощность билинской свиты порядка 3000 м. Согласно соотношению между билинской и балыктыгхемской свитами установлено по правобережью р. Сувур-ары-хем, в междуречье Тоймаса и Одурума и по левобережью рек Билин и Теректы-хем. Такое же соотношение известно в бассейне среднего течения р. Билин на территории листа М-47-Ш. Билинская свита сопоставляется с чарытской свитой Сангилен (Ильин и др., 1960ф) и уртагольской свитой бассейна р. Оки (Волколаков, 1960).

Для обоснования возраста трех описанных свит прямых данных в районе не имеется. Эти образования различными исследователями

датировались по-разному и в широких пределах. Дурье М.Л. и Обручев С.В. относили их к архею (1948); Кудрявцев Г.А. (1949ф) и Кац А.Г. (1949ф) считали гнейсы и мраморы, развитые в восточной части описываемой территории, протерозойскими. Те же породы в северной части Белостокским И.И. (1949ф) относились к кембрию.

Для отнесения описанных свит к протерозою имеются следующие основания. В междуречье Одурума и Тоймаса и в бассейне р.Сувиур-ары-хем кристаллические сланцы и гнейсы билинской свиты согласно перекрыты мраморами айлыгской свиты, в которой непосредственно за южной границей района (правобережье среднего течения р.Билин) содержится в большом количестве несколько форм водорослей *Ovagia* (Махин, Башилова, 1961), типичных для голоустевской и улунтуйской свит Прибайкалья, возраст которых, по нашим представлениям, является синийским. В нагорье Сангилен в непрерывном разрезе стратиграфически выше чартисской свиты (сопоставляющейся с билинской свитой) залегает нарынская свита, также содержащая водоросли *Ovagia*. Непосредственно стратиграфически выше нарынской свиты лежат фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Залегание шутхулайской, балыктыгхемской и билинской свит непосредственно под отложениями синия (или верхнего протерозоя) позволяет относить эти свиты к протерозою. Протерозойские отложения восточной Тувы слагают непрерывный разрез, дислоцированы в едином плане и принадлежат к одной фации регионального метаморфизма. На этом основании здесь следовало бы все три описанные свиты рассматривать как единый комплекс, принадлежащий, вероятно, к верхнему или среднему протерозою. Однако на территории Восточного Саяна алыгджерская, иркутная и уртагольская свиты, с которыми по положению в разрезе и, по-видимому, по фациям осадков сопоставляются соответственно шутхулайская, балыктыгхемская и билинская свиты, значительно различаются по степени метаморфизма и дислоцированности. В соответствии с этим там они на картах масштаба 1:200 000 относятся к различным подгруппам протерозоя: алыгджерская - к Pt_1 , уртагольская - к Pt_2 , а промежуточная между ними-иркутная-имеет возрастной индекс Pt_{1-2} . Поэтому в сводной легенде к Восточно-Саянской серии геологических карт приняты индексы: для шутхулайской свиты - $Pt_{3/4}$, для балыктыгхемской - Pt_{1-2}^{bl} и для билинской - Pt_2^{bl} . Эти индексы приняты и на данном листе.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ (СИНИЙСКИЙ) КОМПЛЕКС

Айлыгская свита ($Pt_3(Sn) \alpha l$) наибольшим развитием пользуется в юго-западной части района: по обоим бортам р.Бий-хем (ниже р.Одурум), по левобережью р.Сувиур-ары-хем, в междуречье Одурум-Тоймас, в бассейне р.Айлыг и по правобережью нижнего течения р.Тоймас. Небольшие участки сложены породами айлыгской свиты на водоразделе Дунда-Гол-Дарыл, вблизи Чойгана и по правому борту р.Соруг.

Айлыгская свита выделена Кудрявцевым Г.А. в 1948 г. в бассейне р.Айлыг - левого притока Бий-хема (Кудрявцев Г.А. и др., 1949ф). Она сложена преимущественно мраморами, подчиненное значение имеют мраморизованные известняки, а также прослои "углистых", амфиболовых, хлоритовых, слюдястых сланцев, кварцитов и конгломератов. Мраморы разнообразны по степени кристалличности (от скритокристаллических разновидностей до средне- и крупнокристаллических) и по цвету (от белых, светло-серых и розовых до черных). Наиболее типичными и преобладающими породами в айлыгской свите являются мелкокристаллические серые полосчатые мраморы. От мраморов балыктыгхемской свиты эти породы отличаются в целом более мелкозернистым сложением, более темными окрасками и меньшим содержанием графита. Прослои, пачки и линзы сланцев встречаются по всему разрезу описываемой свиты, но наиболее типичны для верхней ее части. Весьма характерен для айлыгской свиты маломощный, не выдержанный по простиранию горизонт внутриформационных конгломератов, приуроченный к ее нижней части. Он характеризует сложность геологической обстановки во время формирования айлыгской свиты, кратковременные перерывы в осадконакоплении, связанные с локальными тектоническими движениями.

В верховьях р.Сувиур-ары-хем по западному склону высоты 2568, непосредственно выше кристаллических сланцев билинской свиты, согласно лежит:

1. Мрамор мелкокристаллический, серый и темно-серый, с тонкими белыми кальцитовыми прожилками около 150 м
2. Мрамор мелкокристаллический, светло-серый, полосчатый, тонкоплитчатый. 50 "
3. Сланец "углистый" (графитистый), тонкоплитчатый, темно-серый, ожелезненный. 10 "
4. Мрамор светло-серый, мелко- и среднекристаллический, со слабым запахом сероводорода около 250 "

5. Мрамор среднекристаллический, желтый, ожелезненный, с мелкими чешуйками серицита. 5 м
6. Сланец "углистый", серый, среднезернистый, тонкоплитчатый. около 5 "
7. Мрамор серый, среднекристаллический, полосчатый. около 100 "
8. Конгломерат мелкогалечный, плотный, желтовато-серый. Размер гальки до 3 см. Галька, различной окатанности, состоит из кварца, сланца хлоритового, серицит-хлоритового и кварц-хлоритового и углистого кварцита. Цемент карбонатный. В конгломерате (в цементе и гальке) много мелких и крупных зерен пирита; вмещающие известняки и конгломерат пронизаны большим количеством кальцитовых прожилков около 1 "
9. Мрамор серый, мелкокристаллический, полосчатый. около 300 "

Общая мощность айлыгской свиты в данном разрезе неполная, она равна 870-880 м.

В междуречье Одурума и Тоймаса в айлыгской свите наблюдается два горизонта конгломератов: нижний, хорошо выдержанный, имеет мощность до 30-40 м и залегает в 250-300 м выше подошвы айлыгской свиты; верхний, быстро выклинивающийся, имеет мощность до 20 м и залегает в 100-150 м выше первого; нижний горизонт состоит из двух прослоев: в нижнем из них цемент образован скарнированной диопсидовой породой, галька (до 0,5 м в поперечнике) - среднезернистым желтовато-серым мрамором; в верхнем прослое цемент - желтовато-серый мрамор, галька сложена диопсидовым скарном, мрамором, реже кварцитом, разгнейсованным и контаминированным гранитом и пиритизированной роговообманковой породой. Все разновидности мраморов, слагающих айлыгскую свиту, состоят в основном из кальцита с небольшой примесью графита, серицита, кварца, плагиоклаза, пирита и циркона. Структура мраморов обычно гетеробластическая, размеры зерен от 0,01 мм до 4-6 мм. Мраморы имеют преобладающий кальцитовый состав; иногда они слабо доломитизированы. Химический анализ мраморов айлыгской свиты приводится в табл. 2.

Т а б л и ц а 2

Место взятия образца	Содержание, весовые %	
	CaO	MgO
Правый берег р. Айлыг	54,86	0,66
Водораздел оз. Байхоль - р. Улуг-Адыр-Ой	58,45	2,30
Правый берег р. Бай-холь-Танма	52,91	1,78

Мраморы нередко пронизаны тонкими кварцевыми жилами, в контакте с которыми кальцит мрамора иногда замещен радиально-волокнистым тремолитом (верховья р. Айлыг). Петрографический состав сланцев и кварцитов, образующих прослой в айлыгской свите, ничем не отличается от состава аналогичных пород стратиграфически более высокой харальской свиты. Поэтому их краткая характеристика будет дана ниже. Общая мощность айлыгской свиты, определенная графически из геологического профиля, составляет не менее 2800-2500 м.

Айлыгская свита залегает согласно на гнейсах билинской свиты; такое соотношение наблюдается в верховьях р. Сувур-Ары-хем, на водоразделе Сувур-Ары-хем - Бай-холь-Танма и на водоразделе Одурум-Тоймас. Айлыгская свита сопоставляется с нижнеарынской свитой Сангилен и монгошинской свитой бассейна р. Оки.

Харальская свита (Pt₃ (Sn) hr) так же, как и айлыгская, распространена, главным образом, в юго-западной части района, в междуречье Бий-хема и Айлыга, но на значительно меньших площадях. Кроме того, отложениями данной свиты сложен левый борт р. Дунда-Гол. Харальская свита впервые была выделена Кудрявцевым Г.А. в 1948 г. в бассейнах рек Айлыг и Харал (лист М-47-1). Эта свита на описываемой территории сложена сланцами и кварцитами; в подчиненном количестве в ней присутствуют прослой, линзы и пачки мраморов, приуроченные главным образом к ее нижней части. Харальская свита залегает на айлыгской согласно и с постепенным переходом, выраженным пачкой переслаивающихся сланцев и мраморов. Мощность переходной пачки достигает 300-500 м. Поэтому граница между айлыгской и харальской свитами не везде устанавливается четко и проводится примерно по средней части переходной пачки, по преобладанию сланцев или мраморов. Маркирующее значение для харальской свиты имеют прослой "углистых" (гравитистых) кварцитов; это было в свое время установлено и подчеркнуто Кудрявцевым Г.А. (1949ф, 1950ф). "Углистые" кварциты наблюдаются в низах харальской свиты, вблизи контакта с айлыгской, и в верхней ее части. Мощность прослоев "углистых" кварцитов обычно не превышает 20-50 м. Особенностью харальской свиты является также сложный и изменчивый состав сланцев и довольно пестрый метаморфизм пород.

К юго-востоку от оз. Бай-холь, в верховьях р. Айлыг, в пределах синклинали складки, непосредственно выше мраморов айлыгской свиты согласно лежат:

1. Сланцы биотит-хлоритовые, серые, мелкозернистые, с прослоями эпидот-роговообманковых сланцев и быстро

- выклинивающимися прослоями мраморов около 300 м
2. Кварциты тонкополосчатые, темно-серые, плотные
 плитчатые, с редкими линзами светло-серых мелкозерни-
 стых мраморов порядка. 500 "
3. Сланцы эпидот-роговообманковые, черные, мелкозер-
 нистые около 70 "
4. Сланцы слюдяно-кварцитовые, рыжевато-черные,
 мелкозернистые около 250 "
5. Сланцы эпидот-роговообманковые, черные, мелкозер-
 нистые, тонкосланцеватые, с послойными прожилками по-
 лупрозрачного кварца около 200 "

Общая мощность данного разреза около 1300-1350 м.

В верховьях р. Айлыг в харальской свите наблюдается переслаивание хлорит-актинолитовых, эпидот-хлоритовых, серицит-хлоритовых, эпидот-альбит-хлорит-кварцевых сланцев с прослоями и линзами мраморов. В верхах данного разреза среди разнообразных метаморфических сланцев встречено 2 десятиметровых прослоя "углистых" кварцитов. В левом борту верховьев р. Айлыг в самых низах харальской свиты наблюдается переслаивание хлоритовых зеленых сланцев с "углистыми" кварцитами. Мощности прослоев последних 40-50 м. В районе р. Дунда-год описываемая свита сложена переслаивающимися карбонатно-хлоритовыми талько-хлоритовыми, актинолитовыми и другими зелеными сланцами. В некоторых разновидностях сланцев распознается их первичная эффузивная природа. Аналогичен состав харальской свиты также в других местах района. В харальской свите преобладают сланцы амфиболовые, слюдяные, хлоритовые, альбитовые; кварциты и "углистые" кварциты.

Сланцы амфиболовые имеют наибольшее распространение в харальской свите. Они обычно серовато-зеленые, темно-зеленые, серые, тонкосланцеватые, нематобластической и порфиробластической структуры. Размер зерен не превышает 0,5 мм. В их составе амфибол (актинолит, иногда зеленая роговая обманка), кварц, плагиоклаз (от альбита до андезина), биотит, карбонат, хлорит, серицит, минералы группы эпидота, пирит, магнетит, апатит. Порфиробласты образованы плагиоклазом и амфиболом. Разновидностями амфиболовых сланцев являются: эпидот-роговообманковые, кварц-плагиоклаз-амфиболовые, хлорит-актинолитовые и др. Большая часть амфиболовых сланцев, по-видимому, произошла из вулканогенных пород среднего состава.

Сланцы слюдяные имеют обычно серую окраску и характеризуются лепидобластической или гранобластической структурой. Состав этих сланцев: биотит, иногда амфибол (актинолит и роговая обман-

ка), кварц, плагиоклаз, рудный минерал (магнетит, пирит), апатит, титанит и циркон. Вторичные минералы представлены хлоритом, эпидотом, продуктами разрушения плагиоклазов. В зависимости от преобладания тех или иных минералов различаются разновидности: амфибол-биотитовые, кварц-плагиоклаз-биотитовые, хлорит-биотитовые и другие.

Сланцы хлоритовые - зеленые тонкозернистые породы, иногда с шелковистым блеском. Структура этих сланцев лепидобластическая. Состав: кварц, хлорит, серицит, реже - амфибол, альбит, титанит, апатит, магнетит, пирит, эпидот, иногда карбонат, тальк. Вероятно, эти породы образованы за счет осадочных отложений типа алевролитов.

Сланцы альбитовые отличаются от предыдущих присутствием альбита в значительном, иногда преобладающем, количестве.

Кварциты имеют гетеробластическую структуру и кроме кварца содержат сирицит, биотит, рудный минерал, иногда плагиоклаз. "Углистые" кварциты обычно тонкозернистые, сланцеватые, тонкоплитчатые породы черного или темно-серого цвета. Почти всегда с поверхности ожелезнены. Структура их гетеробластическая, иногда роговиковая. Состоят "углистые" кварциты из кварца, тонкораспыленного графита (от 10 до 50%), небольшого количества слюды и пирита. Мощность харальской свиты, определенная графически из геологического профиля, не менее 2000 м.

Верхняя часть этой свиты неизвестна. Харальская свита сопоставляется с окинской свитой зеленых сланцев, развитой в бассейне р. Оки, восточнее описываемого района.

Возраст айлыгской и харальской свит, тесно связанных друг с другом пространственно, по разрезу и положению в структурах региона определяется по следующим данным. Айлыгская свита, как было сказано выше, единственная из описанных, содержит органические остатки, определенные Королюк И.К. (Институт горючих ископаемых АН СССР) как водоросли *Osagia lamellata* Korol, *Os. tenuilamellata* Reitl (?), *Os. undosa* Reitl (Махин, 1961). Эти формы характерны для позднекембрийских (синийских) отложений Западного Прибайкалья (голоустенская и улунтуйская свиты).

В бассейне р. Булун-Азик-Хем (к западу от района), по наблюдениям Шенкмана Я.Д. и Станкевич Е.Н., на отложения охемской толщи, вверх по разрезу, с постепенным переходом, сменяющей отложения харальской свиты, с размывом налегают отложения нижнего кембрия. Учитывая все сказанное, представляется наиболее правильным отнести айлыгскую и харальскую свиты к позднекембрийскому-верхнепротерозойскому (синийскому) комплексу. Следует указать, что

в настоящее время рядом исследователей, в частности геологами Иркутского управления, возраст позднедокембрийских отложений Прибайкалья (голоустинская и улунтуйская свиты) рассматривается как верхнепротерозойский (Pt_3) при применяемом ими делении протерозоя на три подгруппы. Поэтому на соседних с востока листах отвечающие айлыгской и харальской свитам соответственно монголинская и окинская свиты относятся к верхнему протерозою (при трехчленном его делении) и имеют возрастной индекс Pt_3 .

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Сархойская свита ($С_{m1-2}$) выделена Титовым Д.В. и Алексеевой О.П. в 1946 г. (1949ф) в бассейне р.Сархой, правого притока р.Тиссы (лист N-47-XXXIУ) под названием "свиты красноцветных вулканогенных и туфогенных пород". В описываемом районе она развита незначительно в левобережье р.Обо-гол и верховьях р.Теректы-хем по границе с Монгольской Народной Республикой. Отложения сархойской свиты на территории данного листа со всех сторон окружены прорывающими их интрузивными породами. Сархойская свита сложена главным образом эффузивами и туфами среднего, реже кислото состава; подчиненное значение имеют песчаники и сланцы (рассланцованные роговики). Все перечисленные породы обычно ороговикованы, поэтому первичная их природа распознается часто лишь под микроскопом. Породы описываемой свиты характеризуются красными, буровато-розовыми, серыми, зеленоватыми окрасками, массивным сложением и, как правило, остроугольной и грубоплитчатой отдельностью. Из-за слабо выраженной слоистости, значительного ороговикования и широкого развития разрывной тектоники составление разреза сархойской свиты в данном районе представляет значительные трудности. Можно лишь предполагать, что сархойская свита, преимущественно вулканогенном составе, характеризуется фациальной изменчивостью как по разрезу, так и по простиранию. Среди петрографических разновидностей пород в сархойской свите выделяются: порфириты, диабазовые порфириты, кварцевые альбитофиры, туфы среднего состава, ороговикованные туфитовые песчаники, а также роговики.

Порфириты характеризуются хорошо сохранившейся порфирированной структурой; вкрапленники представлены олигоклаз-андезином, образующим таблитчатые и призматические зерна до 3 мм в поперечнике.

Количество вкрапленников достигает 20% к объему. Плагноклаз вкрапленников сильно замещен эпидотом и серицитом. Основная масса гналопилитовой структуры состоит из микролитов сильно измененного плагноклаза, актинолита, хлорита, иногда небольшого количества кварца и рудного минерала. Часто основная масса нацело эпидотизирована и хлоритизирована. Диабазовые порфириты — сильно измененные породы с реликтами диабазовой структуры в основной массе. Состоят эти породы из замещенного эпидотом, хлоритом и кальцитом плагноклаза, роговой обманки и актинолита. Кварцевые альбитофиры обладают порфирированной структурой. Вкрапленники, имеющие размеры до 4 мм, образованы альбитом и кварцем. Основная масса афанитовой, иногда микросферолитовой, структуры состоит из кварца, сильно измененного плагноклаза, хлорита, эпидота, пирита.

Туфы состоят из обломков порфиритов, плагноклаза, кварца, сцементированных кварцем, эпидотом, кальцитом, хлоритом, актинолитом, буроватым ожелезненным стеклом и пепловым материалом. Туфитовые песчаники — разнозернистые темно-серые псаммитовой структуры, сложены кварцем, плагноклазом и слабо окатанными обломками эффузивов и кварцита. Обычно в породе много хлорита, эпидота, карбоната и мелких зерен рудного вещества.

Роговики имеют состав эпидот-плагноклаз-амфибол-кварцевый, амфибол-кварцевый, эпидот-хлорит-кварцевый. Структура этих пород мозаичная или гетеробластическая. Некоторые разновидности роговиков имеют сланцеватую текстуру. Исходными породами для роговиков явились, видимо, эффузивы, туфитовые и полимиктовые песчаники и алевролитовые сланцы.

Основание и верхи сархойской свиты в районе не известны. Видимая мощность этой свиты ориентировочно оценивается в 1500 м.

Сархойская свита протягивается из района дальше на восток в бассейн р.Сархой (лист N-47-XXXIУ), где она согласно с постепенным переходом перекрыта карбонатными породами боксонской свиты (мощность ее 2500 м), содержащими в верхней части фауну археоциат базальского горизонта нижнего кембрия (Махин, 1956ф, Ильина, 1958). Эти данные позволяют относить сархойскую свиту также к нижнему кембрию, вероятно к самым низам его.

Ильина Н.С. и ряд других исследователей относят сархойскую свиту к синийскому комплексу на основании того, что в бассейне р.Боксона (восточная половина листа N-47-XXXIУ) боксонская свита перекрывает сархойскую трансгрессивно, имея в основании базальный конгломерат, содержит в нижней части докембрийские (?) водоросли, а также потому, что радиологическое определение воз-

раста бокситов (приуроченных к нижней половине боксонской свиты) дало цифру около 540 млн. лет (Ильина, 1958). Однако по геохронологической шкале 1960 г. нижняя граница кембрия определяется цифрой в 570 млн. лет и значит возраст, приведенный Ильиной Н.С., соответствует нижней половине кембрия.

По данным Волколакова Ф.К. (1960), в районе рек Хорё и Монгоши сархойская свита, имея в основании мощную пачку базальтного конгломерата, залегает с резким угловым несогласием на известняках монгошинской свиты, сопоставляющейся с айлыгской свитой ($Pt_3(Sn) \alpha c$). Сархойская свита по стратиграфическому положению сопоставляется с достоверно нижнекембрийской - туматтайгинской свитой (Sm_1tm), развитой в междуречье Бий-хема и Каа-хема (территория листов N-47-XXXI и M-4I-I).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичной системы в районе представлены базальтами и рыхлыми осадочными континентальными породами различных генетических типов.

Нижний - средний отделы (Q_{I-II})

Базальты, туфы, туфобрекчия и туфоагломераты базальтов (βQ_{1-2}). Базальтами в районе занята площадь примерно в 1300 км². Они слагают обширное плато и более или менее значительные участки в долинах рек. Над поверхностью базальтового плато, слегка наклоненной к северо-западу, возвышаются горы-останцы, сложенные преимущественно интрузивными породами, и вулканические конусы. Вулканы явились основными центрами извержения базальтовых лав и туфов. Группа из 12 вулканов (Дерби-тайга, Шивит-тайга, Приозерный и др.) послужила источником образования Бий-хемско-Соругского базальтового плато и базальтов, которые заполнили долины рек, близко расположенных к вулканам (Бий-хем, Кок-хем и др.). Несколько особняком стоит вулкан Плоский в междуречье Уцелистая-Сарикта. Излияния этого вулкана образовали значительный по площади базальтовый покров на водоразделе и заполнили верховья долины р. Сарикта. Поверхность базальтов во многих местах перекрыта мореной, в других носит следы выпадения ледником.

Вулканогенный комплекс междуречья Бий-хем - Соруг, как и междуречья Уцелистая-Сарикта, характеризуется фацальной невыдержанностью. Как правило, нижняя его часть сложена туфами, туфо-

брекчией и туфоагломератами базальтов, содержащими линзы базальтовых лав. По мере удаления от центров извержений количество пирокластического материала уменьшается и возрастает роль лав. Верхняя часть базальтового комплекса плато и потоки в речных долинах образованы базальтами и долеритами плотного и пузырчатого (шлакового) сложения (рис. I).

В междуречье Бий-хем-Соруг, на западном склоне горы Дерби-тайга (Гросвальд и др., 1959), наблюдается следующий разрез вулканогенных образований (снизу вверх):

1. Переслаивание базальтовых туфов и туфобрекчий серого, серо-бурого и желтого цвета. Туфы разнозернистые, часто пепловые и лапиллевые. Мощность отдельных прослоев и пластов колеблется от десятков сантиметров до 5-8 м. Среди туфов встречаются линзовидные "прослои" оливковых базальтов мощностью 1-2 м, реже 5-8 м. Падение пластов $280^\circ \angle 10-15^\circ$ 200 м

2. Туфы постепенно сменяются агломератами спекшихся вулканических бомб и угловатых обломков шлаковидного базальта. Вулканические бомбы шарообразной, сплюсненной или скрученной формы и состоят из черного и зеленоватого вулканического стекла и гиалопилитового базальта. В некоторых случаях вулканические бомбы (иногда с обломками метаморфических и интрузивных пород) цементированы пепловым материалом бурого и серо-бурого цвета. Отдельные пласты не выдержаны по простиранию, агломераты в них часто замещаются базальтовой туфобрекчией. Падение пластов $280^\circ \angle 15-20^\circ$ 300 "

3. С резким угловым несогласием на очень неровной поверхности туфов и агломератов залегает покров оливковых базальтов и долеритов серого и темно-серого цвета, мелкозернистых, порфировых, слабо пузырчатых. Базальтовый покров состоит из отдельных "слоев" (потоков), имеющих едва заметный наклон к западу. Мощность базальтов колеблется в зависимости от неровностей рельефа подстилающей толщи, но не превышает 100. Общая мощность достигает 600 м.

На северном, восточном и южном склонах горы Дерби-тайга состав и характер напластования аналогичны таковым западного склона. Пласты туфов нижней толщи падают в разные стороны от центра с углами наклонов слоев от 35° в верхних частях и до 10° в нижних частях склонов. Аналогичное строение имеют вулканогенные образования в других частях плато Сой-тайга и в бассейне р. Мон-Дашхем.

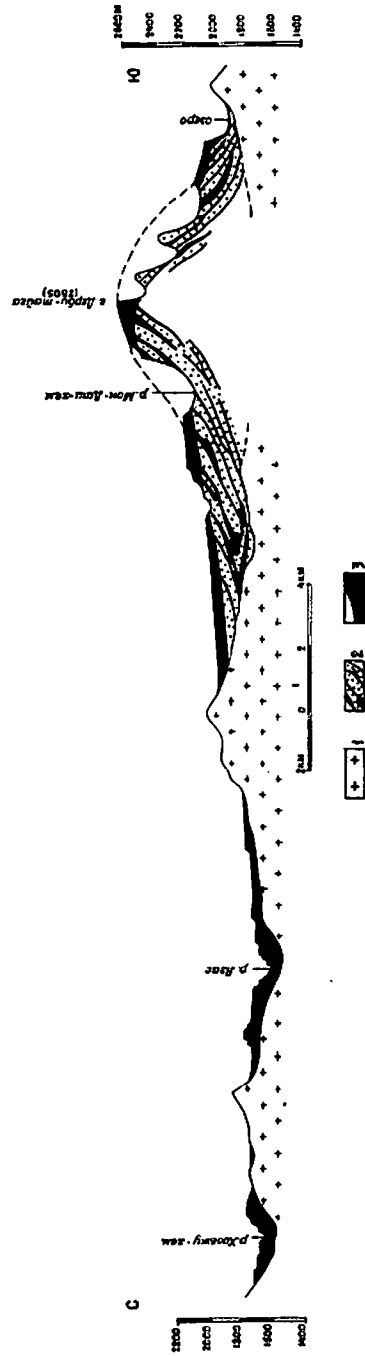


Рис.1. Стратиграфический геологический разрез Хамирра-Байхемского междуречья (по Гроссвальду М.Г.).

1 - изверженные и метаморфические породы; 2 - туфы, туфобрекчия и агломераты с прослоями базальтов; 3 - оливковые базальты и долериты

На северном склоне г.Сой-тайга туфовая толща замечена базальтами, залегающими на гранитах. На северном склоне г.Плоская (междуречье Уцелистая-Сарикта) наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Переслаивающиеся плотные и пузырчатые базальты. Мощность каждого "слоя" 10-30 м около 80 м
 2. Вулканическая брекчия, сложенная базальтовыми бомбами, имеющими размеры от 1 до 30 см, сцементированными вулканическим пеплом ржаво-бурой окраски. . . 100-120 "
 3. Переслаивание пузыристых и плотных базальтов. Мощность каждого слоя в среднем 25-50 м около 150-170 "
- Общая мощность базальтов и туфов 380 м. Базальты внизу данного разреза представляют быстро выклинивающийся линзовидный прослой. На восточном и южном склонах г.Плоская на гнейсах шутхулайской свиты залегают вулканическая брекчия. Анализ всего фактического материала, частично приведенного в настоящей записке, позволяет сделать следующие выводы.

Вулканогенный комплекс междуречья Бий-хем-Соруг, как и междуречья Уцелистая-Сарикта, состоит из двух толщ: нижней - туфогенной, представленной туфами базальтов, туфобрекчией и туфоагломератами и верхней - базальтовой, состоящей из базальтов и долеритов. Нижняя толща залегают на размывтой поверхности гранитов, либо на метаморфических образованиях протерозоя и синия, которые обычно не несут никаких изменений, либо слабо обожжены.

Во время извержения базальтовая лава не задерживалась на склонах, а растекалась по плато и в речные долины, накапливаясь в пониженных частях рельефа; поэтому мощность базальтов непостоянна: так, например, на горах Сой-тайга и Дерби-тайга она колеблется от 40-80 м на плоской вершине вулкана до 250 м на плато у его подножья. В долине р.Азас мощность базальтов 200 м, а в центральной части плато - 7-10 м. По мере удаления от центров вулканов к периферии количество пирокластического материала уменьшается, а на расстоянии 10-12 км он полностью исчезает.

В речных долинах - наиболее пониженных участках рельефа - туфогенных образований совсем не встречается, а наблюдается переслаивание массивных и пузырчатых базальтов. Несмотря на различный гипсометрический уровень, базальты, залегающие на вершинах гор-вулканов, на плато и в долинах рек, являются частями единого базальтового покрова и принадлежат к одному стратиграфическому горизонту. "Задириание" базальтовых потоков в сторону гор-вулканов, как например, в истоках и на правом склоне долины р.Мон-Даш-хем и на г.Шивит-тайга (см.рис.1 Гроссвальд и др.1959), под-

тверждает правильность вывода о едином базальтовом покрове.

В некоторых местах различный гипсометрический уровень базальтов определяется новейшими тектоническими подвижками, которые происходили после излияния базальтов, разбили единый базальтовый покров на блоки и подняли их на различную высоту (см.гл. "Тектоника"). Петрографический состав вулканогенного комплекса очень постоянен. Преобладают оливковые базальты с витропорфировой структурой. Основную массу в них составляет стекло с микролитами плагиоклазов. Максимальный размер включений оливина I-I,5 мм. Иногда во включениях наблюдаются хорошо выраженные кристаллы плагиоклаза и авгита. Пory в базальтах обычно выполняют цеолиты и кальцит. Среди лав весьма распространены долеритовые разности с офитовой структурой. Они состоят из плагиоклаза, оливина, авгита и рудного минерала. Длина призматических зерен плагиоклаза достигает 2 мм. В пирокластических образованиях встречаются лавовые и лапиллевые разнозернистые туфы, туфобрекчи, состоящие из остроугольных обломков стекла и базальтов, и туфоагломераты, состоящие из спекшихся вулканических бомб от 20 см до 1 м и более в поперечнике. Основная масса туфов состоит из стекла с включениями остроугольных обломков базальта, оливина, авгита, лабрадора, магнетита. Базальты и туфы свежие и не обнаруживают признаков вторичных изменений.

Нижний возрастной предел базальтов определяется наличием пыльцы *Pinus sibirica*, *Pinus silvestris* и др., отобранной из песчано-глинистых образований, подстилающих туфы в долине р.Биче-Соруг и из аллювиальных отложений, подстилающих базальты в долинах рек Соруг и Хамсыра (Ильичев А.А., 1957 ф). Комплекс пыльцы был определен как четвертичный.

Верхняя возрастная граница определяется налеганием морены верхнечетвертичного оледенения. Таким образом, возраст базальтов укладывается в пределы нижнего - среднего отделов четвертичной системы.

Верхний отдел (Q_{III})

Морена и флювиогляциальные отложения пользуются широким распространением. Комплекс ледниковых отложений в той или иной степени заполняет долины всех больших рек (Билин, Бий-хем, Соруг и др.) и крупными пятнами покрывает базальты водораздела Бий-хем-Соруг. Расчленить его на карте по условию масштаба не всегда представляется возможным.

Флювиогляциальные отложения выделены в долинах рек Соруг, Биче-Соруг и Изиг-Суг.

Моренные отложения представлены различными по величине (до I,5 м в поперечнике) и окатанности валунами местных пород, заключенными в грубый несортированный песчано-глинистый материал. Отдельные ледниковые валуны с характерной штриховкой наблюдаются по долинам рек, по склонам и часто на водораздельных пространствах. Как правило, в долинах рек моренный материал перемыт и не всегда отделяется от флювиогляциальных и аллювиальных (а на склонах и дельтавиальных) отложений, но нередко в широких троговых долинах наблюдаются хорошо выраженные моренные холмы, вытянутые меридионально или на северо-запад. Длина холмов от 20 до 100 м (в долинах рек Бий-хем, Кок-хем и др.), ширина 20-40 м, высота до 10 м.

Мощность моренных отложений в районе достигает 70-80 м.

Флювиогляциальные образования представлены галечно-гравийным и валунным материалом, заключенным в глинистые пески и супеси. Верхние горизонты этих отложений можно наблюдать в верховьях р.Соруг, ниже оз.Виластого. Наблюдается характерное для флювиогляциальных отложений уменьшение роли грубозернистого материала в нижней части долин.

Аллювиальные отложения высоких (10, 15-20, 25-30 м) террас прослежены в долине р.Теректы-хем, в месте ее слияния с р.Билин, и в верхнем течении р.Тисса.

В долине р.Теректы-хем (примерно в I км выше устья) терраса высотой 10-12 м протягивается на несколько километров и наблюдаются останцы террасы высотой 20 м. Разрез 12-ти метровой террасы (сверху вниз) следующий:

1. Почвенно-растительный слой
2. Песок красно-бурый среднезернистый. до 1,5 м
3. Галечник разнозернистый с песком и единичными валунами. 3-3,5 "
4. Галечник мелкий и средний, с песком и тонкими прослойками глины и суглинка зеленовато-серого цвета. . около 1 "
5. Галечник и валуны с прослойками хорошо окатанного мелкого галечника, слабо сцементированные желтовато-серым песком 7 - 8 "

20-метровая терраса на 0,7 м состоит из почвенного покрова, ниже до глубины 4 м наблюдается бурый полимиктовый песок с мелкими валунами и галькой, который сменяется песком с крупными валунами. У самого устья р.Теректы-хем и в долине р.Билин наблюдаются обрывки самой высокой 25-30-метровой террасы. У устья р.Обо-

-гол в долине Тиссы на его обоих бортах наблюдается 10-метровая терраса на протяжении около 1 км. Состав отложений этих террас такой же, как и вышеописанных. Возраст ледниковых отложений и высоких аллювиальных террас определен как верхнечетвертичный условно на основе следующих данных. В 20-метровой аллювиальной террасе р.Эми (лист М-47-ХІУ) были найдены остатки *Bison priscus* *Elephas primigenius* (Гудилин, 1954ф), а в золотоносной 25-метровой террасе р.Харал (лист М-47-І) - *Elephas primigenius* и *Rhinoceros tichorhinus* (Агентов, 1958ф), свидетельствующие о верхнечетвертичном возрасте этих террас. Террасы территории листа М-47-ХХІІІ сопоставляются с соответствующими террасами рек Эми и Харал по гипсометрическому уровню. Ледниковые отложения района являются частью единого моренного покрова северо-восточной Тувы, возраст которого по соотношению морены с аллювием высоких террас определяется как верхнечетвертичный.

Современный отдел (Q_{TU})

Современный отдел имеет небольшое распространение и включает отложения, слагающие русла, поймы и первую (5-6 м) террасу; современные ледники и их морену, а также травертины.

Отложения, слагающие русла, поймы и первую (5-6 м) террасу. Пойменный и русловый аллювий значительно распространен только по р.Тоймас, в других же местах (рр. Соруг, Бий-хем, Одурум, Билин, Айдыг, Тисса) этими отложениями заполнены лишь небольшие участки долин. 5-6-метровая терраса наблюдается по р.Тиссе и обрывки ее прослежены в долине р.Бий-хем. Внизу терраса сложена валуно-галечниковым материалом, выше - песчано-глинистым и в самом верху мелкозернистым песком и супесью. Пойменный аллювий состоит из валунов и гальки, сцементированным тонкозернистым рыхлым материалом. Русловый аллювий представляет собой несортированный материал, состоящий из валунов, глыб и хорошо окатанной гальки различных коренных пород. Все эти отложения отнесены к современным, поскольку они перекрывают верхнечетвертичную морену в долинах рек.

Современные ледники и их морена. Несколько современных ледников расположены на северных и восточных склонах хр.Б.Саян. Строение их описано в главе "Геоморфология". Ледники несут боковую и конечную морену, которая состоит из глыб и обломков коренных пород и постоянно размывается.

Травертины образуют плотные желтовато-белые, тонкопористые, натечные скопления вблизи углекислых минеральных источников.

Они наблюдаются в долине р.Изиг-Суг около поселка Чойган, в среднем течении р.Тыбра-хем, по долине р.Биче-Соруг и в ее левой составляющей. Мощность травертинов увеличивается от верховьев потока к низовьям; в пос.Чойган она достигает 3 м. Поверхность травертинов, имеющая площадь до 40 м², ровная, лишенная растительности, иногда с небольшими концентрическими уступами, образованными отдельными потоками. В левой составляющей р.Биче-Соруг травертины залегают на моренных отложениях.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы имеют широкое распространение в районе, особенно в восточной его половине. Они представлены весьма разнообразными петрографическими типами - от щелочных гранитов и нефелиновых сиенитов до гипербазитов, и принадлежат различным возрастным комплексам. Для определения возраста каждого интрузивного комплекса прямых фактов недостаточно. По имеющимся данным, а также на основе сопоставления с интрузивными образованиями других частей Тувы и Восточного Саяна на территории листа выделено пять интрузивных комплексов: 1) верхнепротерозойский (синийский(?)) - саянский; 2) нижне-среднекембрийский (актовракский); 3) нижнепалеозойский (таннуольский); 4) девонский (бреньский); 5) девонский (сангилевский).

Верхнепротерозойские
(синийские(?)) интрузии

Саянский комплекс (γ₃Pt₃(Sn))

Интрузивные породы, отнесенные условно к верхнепротерозойскому (синийскому(?)) комплексу, развиты только в восточной части района. Наиболее крупный интрузивный массив этого комплекса (Изиг-сугский)^{X/} расположен по правобережью р.Изиг-суг; на территории листа находится только южная его часть, занимающая площадь около 30 км². Изиг-сугский плутон ограничен с юго-востока и по р.Изиг-суг разломами, в юго-западной части граничит с мраморами Балыктыгхемской свиты. Морфология его не установлена. Внутри

^{X/} Местонахождение главных интрузивных массивов показано на тектонической схеме (рис.2).

интрузива выделяется несколько мелких штоков гранодиоритов и габброидов более молодого, нижнепалеозойского, комплекса. Значительное число более мелких интрузий верхнепротерозойского (синийского (?)) комплекса выделены в междуречьях Дунда-гола и Дарыла, Дарыла и Шутхулая, Тиссы и Хэлгина, в бассейне верховьев р.Тиссы, по левобережью р.Билина, в левобережье истоков р.Тоймаса, в долине р.Бий-хем против устья р.Одурум. На геологической карте показаны только наиболее крупные из них, но и они невелики по размерам - не более 6-7 км². Эти массивы залегают, главным образом, в гнейсах и кристаллических сланцах в виде конкордантных линзовидных и пластовых тел. Широко распространены в гнейсах тонкие инъекционные тела типа "lit-par-lit", с которыми связаны широкие поля мигматитов. Характерной чертой интрузий верхнепротерозойского (синийского (?)) комплекса являются часто нерезкие контакты с вмещающими породами, что обусловлено сходством петрографического состава и структурно-текстурных особенностей описываемых интрузивных и вмещающих их пород.

Данный интрузивный комплекс сложен гранитами, гранодиоритами, реже кварцевыми диоритами. Более кислые разновидности преобладают в южной части района, гранодиориты и кварцевые диориты - в северной и особенно - в бассейне р.Иаит-сут. Среди гранитов и гранодиоритов наиболее распространены среднезернистые и мелкозернистые (размеры зерен 1-3 мм) двуслюдяные розовые разновидности; кварцевые диориты - преимущественно биотитовые, реже роговообманково-биотитовые. Все эти разновидности, в общем, близки друг к другу по составу и характеризуются гнейсовидными текстурами, обусловленными ориентированным расположением цветного минерала и палеостипным обликом, выраженным в равномерном и значительном насыщении породы вторичными минералами. В породах появляются элементы бластических структур. Гранитоиды описываемого комплекса состоят из решетчатого микроклина, кислого или среднего (для кварцевых диоритов) плагиоклаза, кварца, биотита, мусковита; иногда присутствует роговая обманка. Количественные соотношения между названными минералами колеблются в различных типах пород в широких пределах. В гранитах обычно калиевый полевой шпат и плагиоклаз присутствуют примерно в равных количествах. Основность плагиоклаза варьирует от № 14 до № 30-34. Цветовой коэффициент равен 0,05-0,15. Акцессорные минералы представлены гранатом, турмалином, апатитом, ортитом, цирконом, рутилом, силлиманитом, магнетитом, графитом.

Жильные породы, генетически связанные с описываемым комплексом, представлены пегматитами, реже аплитами и кварцевыми жилами

(на карте показаны только пегматиты). Жильные породы расположены, как правило, вблизи интрузивных тел, а также в полях развития мигматитов. Наибольший интерес представляют пегматиты, принадлежащие к мусковитовой и шерломусковитовой формации, типичной для докембрийской гранитоидной интрузии Восточного Саяна. Пегматиты крупнозернистые до грубозернистых блоковой текстуры. Состоят они из микроклина, кислого плагиоклаза, кварца и слюды, распределенных крайне неравномерно. В качестве акцессориев наблюдаются турмалин и гранат.

Контактные изменения в связи с данной интрузией выражены в образовании мигматитов.

Возраст описанного комплекса определяется условно по косвенным признакам. В правобережье нижнего течения р.Обогол двуслюдяные гнейсовидные граниты прорваны небольшим штоком гранодиорита, по составу и облику типичного для более молодой - нижнепалеозойской интрузии (описание ее приводится ниже). Наличие в Восточной Туве докембрийских интрузивных пород неоспоримо, т.к. в гальке конгломератов нижнего кембрия нередко присутствуют гранитоиды, очень сходные с описанными выше (Ильин, Моралев, 1957; Волколаков, 1960; Махин, 1956ф, 1957ф). Однако в Восточной Туве нет ни одного интрузивного массива, доказанного докембрийского возраста. Ясно выраженные гнейсовидные текстуры, тесная пространственная и структурная связь с вмещающими гнейсами протерозоя, наличие шерло-мусковитовых пегматитов позволяют условно сопоставлять описанный комплекс с "саинской" слюдоносной интрузией Восточного Саяна, возраст которой является докембрийским. Так как данная интрузия прорывает верхнепротерозойские отложения, она условно отнесена к верхнему протерозою (синию). С описанными интрузивными породами генетически связаны месторождения мусковита.

Н и ж н е - с р е д н е к е м б р и й с к и е и н т р у з и и

Актовракский комплекс (σСм₁₋₂)

Представлен гипербазитами, распространенными чрезвычайно ограниченно. Гипербазиты слагают три небольших тела в правом борту р.Айдыг, на левом водоразделе р.Тоймас и к югу от долины р.Терект-хем.

Эти тела представляют собой конкордантные крутопадающие линзовидные залежи протяженностью до 1,5-2 км при мощности до 300-

500 м. Первый из названных массивов прорывает сланцы харальской свиты, второй – гнейсы билинской свиты, третий – мраморы и гнейсы Балыктыгхемской свиты. Описываемая интрузия сложена дунитами, серпентинитами и перидотитами, обычно расчлененными в направлении длинной оси залежей. Тело гипербазитов в правом борту р. Айлыг образовано дунитами и аподунитовыми серпентинитами; два другие представлены сильно серпентинизированными перидотитами. Дунит плотный, зеленовато-серый, панидиоморфнозернистой структуры и сланцеватой или очковой текстуры. Состоит дунит из оливина, образующего изометричные зерна, до 2 мм в поперечнике (20–60%), хризотила (30–75%), хромита и вторичных – магнетита и карбоната, иногда наблюдается уваровит. В прожилках обычно развит тальк. Структура участков, образованных хризотилом, петельчатая. Серпентиниты – плотные зеленоватые породы с волокнистой структурой. Сложены они преимущественно хризотилом и антиторитом. В виде примесей наблюдаются амфибол (актинолит), магнетит, карбонат и тальк.

Перидотиты имеют петельчатую и пластинчатую структуру и состоят из ромбического пироксена (20–30%), оливина (10–12%), хризотила, бастита и вторичного магнетита.

В составе описываемой интрузии встречены, кроме того, породы серпентин-роговообманковые, состоящие из роговой обманки и бастита, и оливин-амфиболовые, сложенные тремолитом, оливином, хризотилом, карбонатом и магнетитом. Эти породы приурочены, главным образом, к эндоконтактным частям гипербазитовых залежей и являются продуктом аутометаморфизма перидотитов и, возможно, пироксенитов.

Контактные изменения, связанные с интрузией гипербазитов, очень незначительные и проявляются только в контакте с мраморами. Они выражены в образовании узкого ореола кварц-амфибол-плагиоклазовых роговиков, иногда содержащих также пироксен.

Возраст интрузии определен по сопоставлению с аналогичными породами, широко развитыми на территории Тувы и объединенными под названием актовракского интрузивного комплекса (Татаринов и др., 1934).

Гипербазиты актовракского комплекса в восточной Туве прорывают отложения нижнего кембрия, а в западной Туве и Западном Саяне – средний кембрий; галька гипербазитов присутствует в конгломератах ордовика. Не исключается возможность, что эта интрузия является близкоразновозрастной для разных зон Алтае-Саянской области, почему возраст ее принимается как ниже-среднекембрийский (Пинус Г.В. и др., 1958).

Н и ж н е п а л е о з о й с к и е и н т р у з и и

Таннуольский комплекс ($\gamma\delta Pz_1$; $\delta\gamma Pz_1$; $\gamma\delta Pz_1$; γPz_1)

Породы нижнепалеозойского интрузивного комплекса широко развиты в районе. Они представлены большим количеством петрографических типов – от гранитов до габбро, и пироксенитов со всеми переходными разновидностями. Диориты и габброиды, по-видимому, образовались в раннюю фазу формирования интрузии, а гранитоиды – в более позднюю; об этом свидетельствует прорывание гранитами диоритов и габбро, наблюдаемое во многих местах. Кроме того, широким распространением пользуются гибридные диориты и габбро, весьма характерные для описываемого интрузивного комплекса и не всегда петрографически отличимые от пород собственно интрузивных. В этом случае между отдельными разновидностями пород наблюдается непрерывные взаимопереходы, и разделение их на геологической карте носит несколько условный характер. Описываемая интрузия сопоставляется с так называемым таннуольским комплексом, широко развитым на территории Восточной Тувы. Однако это сопоставление для данной территории не является уверенным.

В районе имеется несколько крупных и большое количество мелких массивов нижнепалеозойской интрузии. К числу крупных, занимающих площадь более 100 км², относятся интрузивные тела в северо-восточном углу территории (Хойто-Гольский массив), в истоках р. Бий-хем (Кара-Балыкский массив), в междуречье Билина и Обо-гола (Обо-гольский массив), в междуречье Тоймаса и Билина. Более мелкие массивы, измеряющиеся в плане десятками квадратных километров и меньше, выделены в верховьях и истоках рек Соруг, Тисса, Азас, Одурум, Тоймас, Айлыг, Улуг-Адыр-ой и в районе оз. Бай-холь.

В большинстве случаев массивы имеют в плане неправильные очертания, отражая сложную форму их кровли, а также влияние сбросовой тектоники. Более крупные массивы нередко сопровождаются апофизами и мелкими телами – сателлитами. Некоторые массивы (например Хойто-гольский) по большей части периметра ограничены разломами, из-за чего морфология этих массивов и соотношение с вмещающими породами не установлены. Большинство интрузивов представляют, по-видимому, штоки. Это подтверждается слабой зависимостью их контуров от рельефа местности и узостью контактовых ореолов. Исключением является Обо-гольский массив, юго-восточная контактная поверхность которого полого падает под вмещающие нижнекембрийские отложения и окружена широкой зоной роговиков.

В некоторых случаях интрузивные тела нижне-палеозойского комплекса вытянуты согласно направлению главных складчатых структур (верховья р.Соруг, р.Билин), иногда апофизы интрузий проникают во вмещающие породы по слоистости, образуя подобие коротких пластовых тел (истоки р.Одурум). Штоки нижнепалеозойского комплекса наблюдаются в пределах как крупных антиклиналей, так и синклиналей; при этом наблюдается определенная связь между составом интрузивных пород и структурной приуроченностью их. В пределах антиклиналей интрузии сложены обычно кислыми разновидностями (граниты, гранодиориты), а в синклиналиях – гибридными основными и средними по составу разновидностями (диориты, габбро). Это является следствием пространственной приуроченности массивов к различным структурам (см.гл."Тектоника").

Нижнепалеозойские интрузии залегают в разнообразных геологических условиях, прорывая и метаморфизуя докайнозойские слоистые образования. Внутри массивов нередко наблюдаются ксенолиты более древних вмещающих пород. Большая часть интрузивных тел данного комплекса неоднородна по петрографическому составу. В большинстве случаев породы описываемой интрузии по петрографической характеристике ясно отличаются от интрузивных образований других комплексов: обычно они серые массивные мелко- и среднезернистые, мезократового и меланократового облика. Однако в некоторых массивах, наряду с такими породами, наблюдаются гнейсовидные гранитоиды, типичные для саянской интрузии. Поэтому из-за недостаточности геологических данных эти массивы отнесены к нижнепалеозойской интрузии условно (некоторые небольшие массивы в бассейнах рек Дарыл, Тисса, Одурум, на левобережье р.Билин). В составе нижнепалеозойского комплекса выделяются следующие группы пород: 1) габбро, пироксениты; 2) диориты, габбро-диориты, габбро; 3) гранодиориты, кварцевые диориты; 4) граниты, плагнограниты.

Габбро, пироксениты ($\approx 6 Pz_1$) выделены в бассейне рек Соруг и Изиг-суг и по распространенности занимают незначительное место. Они не образуют самостоятельных массивов, а слагают небольшие их части размером в несколько квадратных километров среди диоритов и габброидов, с которыми связаны постепенными переходами. Пироксениты характеризуются паналлотриоморфнозернистой структурой и зеленовато-черной окраской. В составе пироксенитов преобладает моноклиновый пироксен, часто присутствует оливин и иногда немного лабрадора. В этом случае порода имеет состав, переходный к габбро. Акцессорные минералы – титано-магнетит и сфен. В качестве поздних образований иногда наблюдаются уралитовая роговая обман-

ка, биотит и эпидот. Габбро представлены пироксеновыми и оливиновыми разновидностями. В их составе преобладает основной плагиоклаз; кроме него присутствуют моноклиновый пироксен, частично замещенный роговой обманкой и биотитом, и иногда – оливин. Акцессорные минералы – титаномагнетит, сфен, апатит.

Диориты, габбро-диориты, габбро ($8 \approx Pz_1$) пользуются широким распространением. Они сложены массивы в бассейнах рек Соруг и Биче-Соруг, Обо-гол, части массивов Хойто-гольского, Кара-Балыкского и других. Наиболее распространенными в этой группе являются диориты, наименее распространенными – габбро. Габбро и габбро-диориты состоят из основного плагиоклаза (лабрадор № 55–62), моноклинового пироксена, оливина, биотита, титанита, титаномагнетита и апатита. В габбро-диоритах плагиоклаз несколько более кислый, меньше цветных минералов. Для них обычна такситовая текстура. Диориты среднезернистые, серые, гилпидиоморфнозернистой структуры. Состав диоритов: плагиоклаз № 30–44, часто зонарный, зеленая роговая обманка, биотит, моноклиновый пироксен, изредка – микроклин и кварц. Акцессорные минералы – апатит, сфен, пирит, магнетит и циркон. Породы насыщены вторичными продуктами, среди которых наиболее типичны минералы группы эпидота. В диоритах нередко наблюдается пиритизация, часто приуроченная к тектоническим трещинам. В диоритах, и особенно в габброидах, обычно наблюдаются черты гибридного происхождения, проявляющегося в неравномерности распределения темноцветных минералов, одновременном присутствии оливина и биотита. Диориты и габбро слагают краевые части массивов или приурочены к ксенолитам. Нередко наблюдаются меланократовые гибридные микродиориты с характерной гранобластической структурой.

В табл.3 приводится химический анализ габбро.

Т а б л и ц а 3

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты								
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	вкл Fe ₂ O ₃	MnO		
Габбро	оа.Бай-холь	44,98	1,70	16,71	2,21	11,19	14,65	0,20		
		MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п.п.п	сумма
		5,22	10,26	3,46	0,78	0,19	0,04	0,135	0,19	96,37

Гранодиориты, кварцевые диориты ($\gamma^d Pz_1$) пользуются широким распространением. Они слагают северную часть Хойтогольского массива, западную часть Кара-Балыкского, значительные площади заняты ими в бассейнах рек Тисса и Обо-гол. Пространственно эти породы связаны с диоритами. Иногда наблюдается прорывание гранодиоритами более основных пород, например по левобережью рек Обо-гол и Одурум. Гранодиориты и кварцевые диориты имеют среднезернистую гранитовую структуру. В состав их входят плагиоклаз (от № 18 до № 35), микроклин, кварц, биотит, роговая обманка, авгит, апатит, титанит, титаномagnetит. Количество цветных минералов колеблется от 5-7 до 25%. Иногда в них заметны признаки гибридизма. В кварцевых диоритах присутствует кварц, обычно в количестве до 10-15%; в гранодиоритах - до 20-25%.

Граниты, плагиограниты (γPz_1) слагают целиком массив в междуречье Билин-Тоймас, части Кара-Балыкского интрузива, штоков, расположенных в междуречье Одурум-Тоймас, в бассейнах рек Тисса и Хэлгин, и несколько мелких интрузивных тел. В бассейне р.Обо-гол и в левобережье истоков р.Айдыг наблюдается прорывание гранитами диоритов и габбро. Граниты являются обычно массивными мелкозернистыми (размеры зерен 0,5-3 мм) - серыми и розовато-серыми. Структура их гипидиоморфнозернистая, иногда порфировидная, в зонах разломов - катакластическая. Состав гранитов: калиевый полевой шпат, плагиоклаз (№ 10-20), кварц, биотит, мусковит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, турмалин, титанит, magnetит и изредка гранат. Обычно плагиоклаз несколько преобладает в количественном отношении над микроклином. Плагиограниты отличаются от гранитов полным отсутствием микроклина или незначительным его содержанием. В табл.4 приводится химический анализ плагиогранитов и гранитов.

Т а б л и ц а 4

Наименование породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	ВНД Fe ₂ O ₃	MnO
Плагиогранит двуслюдяной	оз.Извилистое	72,80	0,17	12,58	2,47	1,50	-	0,05
Плагиогранит биотитовый	Верховья р.Соруг	65,63	0,81	14,92	2,52	2,73	-	0,10
Гранит биотитовый	Междуречье Тоймаса и Билина	69,60	0,34	15,0	1,80	1,65	-	0,05

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
0,33	3,60	1,40	3,06	н/о	-	нет	2,65	100,61
1,38	2,43	4,50	2,47	0,36	-	0,12	0,76	н/о
0,88	4,27	2,71	3,20	н/о	-	0,25	1,01	100,76

Жильные породы - микродиориты, диорит-порфириты, спессартиты, мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты, биотитовые пегматиты и кварцевые жилы, обычно залегают среди интрузивных пород этого комплекса или в близком акаэконтакте. Мощность жил обычно не более нескольких десятков сантиметров. На левобережье верхнего течения р.Одурум отмечено жильное тело мелкозернистого аплитовидного гранита мощностью до 60-80 м и протяженностью до 3,5 км. Наиболее широко распространены кварцевые жилы, сложенные молочно-белым кварцем. Иногда в кварцевых жилах наблюдается вкрапленность пирита и сульфидов меди (Обо-гольский массив). Мощность кварцевых жил, как правило, не превышает первых десятков сантиметров. Из жильных пород данного комплекса на карте показаны диорит-порфириты, аплиты и мелкозернистые граниты.

Экзоконтактовые изменения выражены в перекристаллизации мраморов, в образовании узких зон скарнов и ореолов биотитовых и амфиболовых роговиков. Ширина зоны роговиков в отдельных случаях достигает сотен метров. Мощность скарнов (актинолитовых, гранатовых, эпидотовых) не превышает обычно нескольких десятков сантиметров. В некоторых случаях (верховья рек Соруг, Билин) к контактам гранитоидов нижнепалеозойской интрузии приурочены узкие (до 1 км) зоны мигматизации в кристаллических сланцах билинской свиты. В междуречье Билина и Теректы-хема гнейсы билинской свиты, слагающие крупный останец кровли, вытянутый в меридиональном направлении и заключенный в диоритах Обо-гольского массива, значительно диафторированы. Диафторез выражен в интенсивной серицитизации, хлоритизации и частичном окварцевании гнейсов, превращенных в мелкозернистые кварц-серицит-хлоритовые сланцы.

Возраст интрузии. По рекам Теректы-хем и Обо-гол интрузия прорывает отложения нижнего кембрия и сама прорвана гранитоидами брянского (девонского) комплекса. В бассейне р.Кызыл-хем (лист М-47-П) аналогичные интрузии перекрыты вулканогенными породами нижнего девона (Агентов, 1959ф). Вблизи деревни Зубовки (лист М-46-У1) наблюдается трансгрессивное налегание на аналогичные

описанным интрузивные породы – дерзигской свиты сидура (Агентов и др., 1957г). Таким образом, возраст интрузии укладывается в интервал от середины кембрия до сидура, т.е. является нижнепалеозойским. С нижнепалеозойским интрузивным комплексом генетически связаны рудопроявления титаномагнетита, меди и россыпного золота.

Девонские интрузии

Брельский комплекс (E_D; T_D)

В составе брельского интрузивного комплекса выделяется две группы образований: 1) сиениты, кварцевые сиениты; 2) граниты. Каждая из них представлена значительным количеством разновидностей. Наиболее крупные массивы данного интрузивного комплекса, площади которых в плане измеряются многими десятками и до сотни квадратных километров, расположены: в верховьях р.Соруг (Соругский массив) близ оз.Улуг-Бедик-холь (Бедик-хольский массив), в районе г.Улуг-Арга по правобережью р.Бий-Хем, в междуречье Азаса и Соруга. Меньшие по размерам интрузивы находятся в долине среднего течения р.Соруг, в районе р.Дунда-гол, по правобережью р.Сарикты (правого притока р.Тиссы), в верхнем течении р.Обо-гол и в других местах. Несколько крупных выходов интрузивных пород этого комплекса имеется среди поля развития плато-базальтов. Интрузивные массивы брельского комплекса имеют, как правило, очень сложную конфигурацию и сопровождаются многочисленными апофизами и мелкими телами-сателлитами, глубоко проникающими во вмещающие породы. Большинство массивов несколько вытянуты в субширотном и северо-восточном направлении, согласно с простиранием крупных разломов древнего заложения (см.гл."Тектоника"), с которыми, вероятно, связано их внедрение. Соругский массив, разделенный разломами на ряд блоков, прорывает гнейсы билинской свиты (главным образом восточный контакт), мраморы айдыгской свиты и габброиды таннуосальского интрузивного комплекса. Бедикхольский плутон прорывает мраморы баликтыгхемской, гнейсы билинской свит, габбро, диориты и гранодиориты нижнепалеозойской интрузии. Интрузии в верховьях р.Обо-гол залегают среди прорываемых ими вулканогенно-осадочных отложений сархойской свиты. Прочие тела находятся среди отложений протерозоя, синия и интрузивных пород нижнепалеозойского комплекса, в обстановке, аналогичной охарактеризованной выше. Морфологически массивы девонского интрузивного комплекса обычно представляют крутопадающие штоки (крутое падение контактов

подтверждается малой зависимостью их контуров от рельефа местности и узостью контактовых ореолов). Более пологие контакты у Соругского массива, который сопровождается широкой полосой инъекционных гнейсов и включает несколько ксенолитов вмещающих пород. Видимо, пологую и сложную кровлю имеет интрузив, расположенный в верховьях р.Обо-гол; это подтверждают многочисленные мелкие тела гранитов описываемого комплекса, расположенные вблизи главного массива, и крупные поля окружающих их контактовых роговиков.

Сиениты, кварцевые сиениты (E_D). Сиенитами, кварцевыми сиенитами сложена северная часть Бедик-хольского массива, г.Улуг-Арга, часть Соругского массива, а также выходы в верховьях р.Даалга-Хонуг среди базальтов. В составе сиенитов и кварцевых сиенитов выделяются нормальные и субщелочные биотит-роговообманковые, роговообманковые, роговообманково-пироксеновые и биотитовые разновидности. Все перечисленные породы тесно связаны между собой постепенными переходами. Структура сиенитов порфириовидная и крупнозернистая до перматовидной; кварцевых сиенитов-гипидиоморфнозернистая. Сиениты сложены микроклин-пертитом (до 80%), кислым плагиоклазом (в субщелочных разновидностях иногда отсутствует) и одним или несколькими цветными минералами: роговой обманкой, обычно густо-зеленого цвета, темно-бурым биотитом, авгитом. Количество цветного компонента колеблется от 3-5% до 15-20%. Акцессорные минералы – апатит (до 2%), магнетит, циркон, изредка бурый гранат. В протоlochках, кроме того, обнаружены молибденит, чевкинит, ортит, монацит, циртолит, халькопирит, оранжит, пироксид, арсенопирит, флюорит. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, мусковит и серицит. Субщелочные разновидности сиенитов (Соругский массив, район г.Улуг-Арга) нередко содержат "шахматный" альбит, развивающийся по микроклину в результате автометасоматоза. Кварцевые сиениты очень тесно связаны с сиенитами постепенным переходом и отличаются от последних присутствием кварца в количестве от 3 до 20%. В крайних частях массива г.Улуг-Арга кварцевые сиениты кое-где постепенно сменяются гранитами (на карте граниты не отмечены по условиям масштаба). В табл.5 приводится химический анализ сиенитов девонского комплекса.

Т а б л и ц а 5

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	$\frac{FeO}{Fe_2O_3}$	MnO
Биотитовый сиенит	оз.Бедик-холь	60,88	0,67	17,25	2,07	3,80	6,29	0,12
Роговообманковый сиенит	оз.Бедик-холь	61,05	0,80	16,44	1,61	3,01	4,95	0,15

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
0,72	2,24	6,92	2,76	0,16	0,05	0,08	0,07	н/о
0,52	2,22	5,89	5,09	0,90	сл.	0,082	1,57	н/о

Жильные породы – сиенит-порфиры, аплитовидные микросиениты, гранит-аплиты, мелкозернистые биотитовые граниты, биотит-рогово-обманковые граниты, диориты, гранодиориты, встреченные среди сиенитов и кварцевых сиенитов и в близком контакте, вероятно, генетически с ними связанные. Мощность даек и жил достигает 20 м, но обычно не более 1–2 м. Протяженность – метры и десятки метров. Простираение жил, как правило, субширотное. Данные жильные породы на карте не показаны из-за широкого их распространения.

Контактные изменения в связи с сиенитами и кварцевыми сиенитами не выражены.

Граниты (Г^D). Эти породы преобладают в составе бреньского комплекса. На данной территории граниты связаны с сиенитами постепенными переходами. Южнее, в нижнем течении р. Билин (лист М-47-III), сиениты этого же комплекса прорваны гранитами (Махин, 1961). По составу, структуре и облику граниты разнообразны. В северной половине района наиболее распространены биотитовые и роговообманково-биотитовые среднезернистые и порфировидные разновидности. Меньшим распространением пользуются граниты мелкозернистые, аплитовидные, аляскитовые (главным образом в Соругском массиве), а также мусковитовые и двуслюдяные.

Среднезернистые биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты имеют гипидиоморфнозернистую структуру и состоят из микроклин-пертита (30–40%), кислого олигоклаза (20–30%), кварца (25–35%), биотита, иногда роговой обманки. По калишпату и плагиоклазу иногда развит "шахматный" альбит. Цветных минералов обычно не более 6–8%, редко до 12%. Акцессорные минералы – апатит, циркон, титанит, магнетит, пирит и флюорит. В протолочках обнаружены молибденит, торит, арсеноритит, ортит, циртолит, галенит, чевкинит, монацит и золото. Вторичные минералы – эпидот, хлорит, лейкоксен. В субщелочных разностях цветной минерал представлен сильно железистым биотитом (лепидомеланом) и полуделочной роговой обманкой.

Порфировидные граниты по составу аналогичны описанным выше и отличаются от последних ясно выраженной порфировидной структурой; в них вкрапленники представлены микроклинпертитом, зерна которого достигают 1,5 см в поперечнике. Порфировидные граниты широко распространены в Бедик-хольском массиве.

Мелкозернистые аплитовидные, аляскитовые граниты – плотные, белые, сахаровидные и желтовато-розовые, обладают микрогранитовой, аплитовой структурой. Они сложены нерешетчатым микроклином, кислыми олигоклазом и кварцем. Иногда присутствует немного биотита (до 5%) и рже – роговой обманки. Эти граниты альбитизированы (содержание альбита до 10–15%) и окварцованы. Альбит микродеистового и "шахматного" типа замещает по периферии зерна полевых шпатов и слагает тонкие (1 – 1,5 мм) прожилки. Акцессорными минералами являются магнетит, циркон и флюорит; в протолочках обнаружены бурый циркон, оранжит, галенит, молибденит и фергусонит.

Мусковитовые и двуслюдяные среднезернистые аляскитовые граниты, светло-розовые, нередко обладают очковой текстурой и содержат крупные (0,5–1 см) выделения дымчатого прозрачного кварца. Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, местами микрографическая. Состав гранитов: микроклин-пертит, кислый олигоклаз, кварц (обычно около 30–40%), мусковит (5–30%), биотит (иногда нацело замещен мусковитом). Акцессорные: магнетит (частично вторичный, образовавшийся при распаде биотита) и пирит. В протолочках обнаружены монацит, ксенотим, циркон, апатит, халькопирит, ильменит, гематит. Для мусковитовых и двуслюдяных гранитов характерна интенсивная грейзенизация и связанная с ней молибденовая минерализация. Мусковитовые и двуслюдяные граниты связаны постепенными переходами с биотитовыми среднезернистыми и порфировидными гранитами, описанными выше. В табл. 6 приведен химический анализ гранитов девонского комплекса.

Т а б л и ц а 6

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	вал Fe ₂ O ₃
Гранит	р. Сарикта	70,58	0,17	16,18	0,50	1,50	2,3
Гранит альбитизированный	р. Соруг	74,07	0,04	13,76	1,01	0,93	2,04
Гранит альбитизированный	р. Соруг	73,56	сл	14,22	1,22	0,79	2,10
Гранит порфировидный	оз. Бедик-холь	70,26	0,26	13,85	0,81	2,44	3,32

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п.л.п.	Сумма
0,07	0,59	3,10	2,32	4,98	-	-	нет	0,67	100,66
0,01	0,14	0,14	6,14	2,62	0,26	0,01	сл	0,25	н/о
0,01	0,08	нет	5,78	3,17	0,44	0,03	сл	0,19	н/о
0,06	0,30	1,26	5,18	3,56	0,20	0,03	0,039	0,50	н/о

Жильные породы, связанные с гранитами, представлены мелкозернистыми гранитами, гранит-аплитами, гранит-порфирами, диорит-порфирами, малхитами и керсантитами, биотитовыми пегматитами и кварцем. Мощность жил и даек обычно измеряется несколькими десятками сантиметров, протяженность - метрами; залегание жил и даек разнообразное (на карте из названных жильных пород показаны лишь наиболее крупные дайки гранит-аплитов и гранит-порфиров).

Контактные изменения, связанные с девонскими гранитами, в айлыгских мраморах (истоки р. Азас) вырезаны десятиметровой зоной пироксен-эпидотовых скарнов и кварц-пироксеновых роговиков. Граниты близ контакта контаминированы и имеют состав гибридных кварцевых монзонитов. Кристаллические сланцы билинской свиты в контакте с гранитами бреньского комплекса иногда превращены в инъекционные гнейсы в зоне шириной до 1,5-2 км (у Соругского массива и в других местах). Инъекция представлена аляскитовым микроклиновым гранитом, слагающим послонные и секущие жилы мощностью от миллиметров до метров. Эффузивно-осадочные породы сархойской свиты в контакте с девонскими гранитами преобразованы в роговики кварцевые, амфиболовые, эпидот-амфиболовые; ширина зон ороговивания измеряется сотнями метров и до 1-1,5 км.

Возраст интрузии. Граниты и сиениты описываемого комплекса прорывают гранитоиды нижнепалеозойской интрузии в Соругском Бедик-хольском и других массивах. В бассейне р. Шишхид-гол (лист М-47-III) аналогичные граниты прорваны щелочными сиенитами девонского комплекса, описываемого ниже (Махин, 1961). В правобережье р. Кызыл-хем (лист М-47-II) граниты, идентичные описанным, рвут отложения нижнего девона (Агентов, 1961). В среднем течении р. Бурен (лист М-46-XII) красные граниты Бреньского массива прорывают нижнедевонские отложения и с размывом перекрыты отложениями верхнего девона (Ильин, 1961). Таким образом, возраст интрузии является девонским. Этот возраст для данного интрузивного комплекса принят

в сводной легенде для восточно-сиаянской серии. С девонским (бреньским) интрузивным комплексом связаны рудопоявления молибдена, а также ниобия, редких земель, циркония.

Сангиленский комплекс (№ D; γE D)

Сангиленский интрузивный комплекс представлен главным образом породами щелочного ряда: нефелиновыми сиенитами, щелочными сиенитами и щелочными гранитами; подчиненное значение имеют ультращелочные породы типа уртитов и субщелочные гранитоиды. Со щелочными интрузивными породами генетически связаны разнообразные постмагматические жильные и метасоматические образования, являющиеся носителями специфического редкометалльного оруденения. Породами сангиленского комплекса сложены два массива: более крупный - Дугдинский - в истоках р. Дугду (левый приток Бий-хема) и близ оз. Бай-холь и меньший по размерам - на левобережье р. Айлыг. Последний представляет северную апикальную часть Кыштагского массива, расположенного в основном на территории листа М-47-III (Махин, 1961). Мелкие интрузивные тела описываемого комплекса, расположенные поблизости от Дугдинского массива, представляют, видимо, апофизы последнего.

Дугдинский массив, западная часть которого находится на территории листа М-47-XXXII, представляет собой в плане удлинненное в субширотном направлении тело, имеющее размеры около 10 x 5 км. Его контуры чрезвычайно извилисты, особенно в южной части. Дугдинский массив прорывает диориты и габбро нижнепалеозойской интрузии (южный контакт) и метаморфические породы (сланцы и мраморы) синийского комплекса (северный контакт). Вероятно, Дугдинский массив внедрился по контакту между названными интрузивными и метаморфическими породами. Развитие в Дугдинском массиве тектуры течения (выраженные в трахитоидности) повторяют в основном его контуры; слои течения направлены вниз к центру. По-видимому, Дугдинский массив представляет собой лополит. Большое число разломов широтного и субмеридионального простирания разделяет Дугдинский массив на ряд блоков. Западная его половина сложена главным образом нефелиновыми сиенитами, содержащими крупные (сотни метров) и мелкие (десятки метров и метры) шпиль уртитов и ийолит-уртитов. По периферии нефелиновых сиенитов развиты щелочные (безнефелиновые) сиениты, представляющие краевую фацию первых. Восточная часть массива образована щелочными сиенитами и щелочными гранитами. Внутри интрузива заключено много мелких, не показанных на

карте ксенолитов пород кровли. В истоках р.Дугду установлено прорывание краевой фации нефелиновых сиенитов щелочными гранитами и щелочными граносиенитами. Таким образом, Дугдинский лополит представляет сложное по составу и двухфазное по формированию интрузивное тело.

Северная часть Кыштакского массива прорывает диориты нижнепалеозойского комплекса и сланцы харальской свиты. Морфология Кыштакского массива не установлена. Он сложен преимущественно субщелочными гранитами, в северном эндоконтакте сменяющимися субщелочными и щелочными граносиенитами. Близ восточной границы Кыштакского массива в сланцах харальской свиты залегает пластовое, крутопадающее на запад тело щелочных сиенитов, имеющее мощность до 50 м и протягивающееся в меридиональном направлении на 3-3,5 км; северная и южная части этой пластовой интрузии срезаны разломами. В составе сангиленского интрузивного комплекса выделяется две группы горных пород, соответствующие двум фазам: I - щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты; 2 - граниты, граносиениты, сиениты щелочные и субщелочные; двухфазность описываемого комплекса отмечалась также для других районов Восточной Тувы (Махин, 1961, 1958ff).

Щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, уртиты (§ 8 D).

Нефелиновые сиениты характеризуются серой окраской и, как правило, ясно выраженной трахитоидной текстурой. Щелочные сиениты - массивные и трахитоидные, розовые и серовато-розовые породы. Нефелиновые сиениты по петрографическому составу относятся к мясиковому, реже фойяитовому типу. Эти породы разделяются на несколько разновидностей, связанных между собой взаимопереходами: биотитовые (лепидомелановые), биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые. Структура нефелиновых сиенитов призматически-зернистая (паналлотриоморфнозернистая), иногда гелидиоморфнозернистая (гранитоидная).

В состав нефелиновых сиенитов входят следующие минералы: калиевый полевой шпат (40-75%, но чаще всего около 50% по объему), нефелин-элеолит (10-40%, обычно 15-20%), биотит-лепидомелан (до 7-8%), щелочной амфибол (до 10%), щелочной пироксен (до 12-15%), изредка энigmatит, альбит постмагматический (до 30%), первичный карбонат, плагиоклаз. Вторичные образования: канкринит, либнерит, гидробиотит, анальцит (редко), цеолиты, минералы из группы каолина. В некоторых случаях наблюдается гидронефелит. Из аксессуарных минералов присутствуют магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит, астрофиллит, эвдиалит, флюорит. Калиевый полевой шпат обычно является нерешетчатым микроклин-пертитом. Щелочной амфи-

бол представлен чаще всего арфведсонитом и реже - гастингситом, рибекитом и баркевикитом.

Уртиты Дугдинского массива - среднезернистые породы панидиоморфнозернистой, иногда порфириформной структуры. Состоят из нефелина (60-90%), калиевого полевого шпата (до 20%), лепидомелана, иногда - щелочного амфибола (гастингсита), щелочного пироксена (эгирина); кроме того, присутствуют альбит, канкринит, анальцит, титаномagnetит, апатит, сфен. По цветному компоненту уртиты Дугдинского массива близки к конгресситу. Уртиты, содержащие около 15-20% микроклина, являются полевошпатовыми породами, представляющими переходную разновидность к нефелиновому сиениту. Значительно реже наблюдаются альбит-амфиболовые уртиты (монмутиты), содержащие нефелин, альбит (до 15%) и щелочной амфибол типа гастингсита.

Ийолиты образуют маломощные хилообразные тела, являющиеся габбро (ксенолит в правом борту верховьев р.Дугду). Ийолит состоит из равных количеств эгирина-авгита и сильно разрушенного нефелина. В виде примеси присутствуют густо-зеленый биотит, замещающий пироксен, а также лейкоксен, либнерит, апатит, рудный минерал и флюорит. Порода имеет гибридный облик, определяющийся такситовой текстурой.

Щелочные сиениты, связанные во времени и пространстве с нефелиновыми сиенитами, имеют обычно призматически-зернистую структуру и состоят из микроклин-пертита, альбита, лепидомелана, иногда щелочного амфибола (арфведсонита, гастингсита или баркевикита), моноклинного пироксена (эгирина или эгирина-авгита). Изредка присутствует небольшое количество (до 5%) нефелина или канкринита, что является признаком перехода щелочного сиенита в нефелиновый. Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, флюоритом, титанитом, монацитом, пиритом и пироксеном. Химический анализ нефелиновых и щелочных сиенитов приведен в табл.7.

Т а б л и ц а 7

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты					вал Fe ₂ O ₃
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	
Нефелиновый сиенит биотитовый	р.Дугду, правый борт	55,88	0,25	20,85	1,48	5,10	
Нефелиновый сиенит амфиболовый	р.Дугду, левый борт	49,82	0,47	20,18	2,85	8,09	II,84

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	вал Fe ₂ O ₃
Щелочной сиенит альбитизированный	р. Дугду, правый борт	59,71	0,11	19,66	1,14	4,02	5,60

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма
0,07	0,68	2,87	6,06	5,76			сл	0,53	99,53
0,20	0,49	2,87	8,06	4,31	0,18	0,02	0,097	1,01	99,87
0,03	0,32	3,36	8,75	0,39	0,20	0,027	сл	1,60	99,21

Граниты, граносиениты, сиениты щелочные и субщелочные (γ & D). В этой группе пород наиболее распространены граносиениты. С сиенитами они связаны постепенным переходом; вероятно, такая же связь имеется между граносиенитами и гранитами. Субщелочные разновидности пород связаны с соответствующими щелочными. Постепенные переходы между теми и другими установлены в Кытагском и в восточной апикальной части Дугдинского массива. Субщелочные сиениты и граниты не несут признаков контаминации и образуются, видимо, в результате естественной дифференциации гранитоидного щелочного расплава.

Щелочные сиениты данной группы очень сходны с аналогичными породами первой фазы и не всегда уверенно могут быть отделены от них. Главным отличительным признаком данных сиенитов является обычно их структура - среднезернистая, иногда пегматоидная. Состав описываемых щелочных сиенитов второй фазы аналогичен составу щелочных сиенитов первой фазы. Щелочные граносиениты обладают гипидиоморфнозернистой (гранитовой), иногда порфириформной средне- и крупнозернистой структурой; нередко также наблюдается катаклатическая и милонитовая структура. Сиениты и граносиениты состоят из калиевого полевого шпата, обычно нерешетчатого микроклина (60-90%), кварца (от 5 до 20%), биотита, лепидомелана; щелочного амфибола - гастингсита, реже рибекита, альбита, магнетита, циркона, флюорита.

Щелочные граниты отличаются от щелочных граносиенитов большим (25-35%) содержанием кварца и составом цветного компонента. Последний почти всегда представлен рибекитом, иногда в сростках

с игольчатым эгирином; совместно с рибекитом иногда присутствует лепидомелан. Субщелочные сиениты, граносиениты и граниты кроме преобладающего микроклина содержат первичный плагиоклаз, чем отличаются от щелочных разновидностей. Кроме того, в субщелочных гранитоидах цветной минерал имеет нормальный или полущелочной состав; это - бурый биотит, баркевикит, обыкновенная роговая обманка, в сиенитах - иногда авгит. В табл. 8 приводится химический анализ пород описанной группы.

Т а б л и ц а 8

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	вал Fe ₂ O ₃
Щелочной кварцевый сиенит	оз. Бай-холь	64,90	0,55	16,11	2,34	2,31	4,91
Субщелочной кварцевый сиенит	"	69,26	0,36	15,58	1,0	1,80	н/о
Щелочной гранит	г. Дугду, правый борт	69,82	0,54	13,08	1,26	3,05	4,64
Субщелочной гранит	оз. Бай-холь	73,46	0,36	13,42	0,82	1,80	н/о

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п.п.п.	сумма
0,097	0,47	0,63	5,43	5,77	0,42	0,02	0,057	0,58	99,69
0,05	0,17	1,31	4,02	6,56			нет	0,56	100,67
0,14	0,48	0,88	4,83	4,67	0,19	0,01	нет	0,39	99,40
0,08	0,66	1,70	3,08	4,72			нет	0,62	100,72

Данные химического анализа показывают уменьшение щелочности от щелочных пород к субщелочным и резкое уменьшение в последних роли натрия.

Жильные породы, генетически связанные со щелочным сангиленским комплексом, отличаются значительным богатством видов. Жильные тела залегают как внутри материнских пород, так и в области экзоконтакта. Мощность жил разнообразна: от нескольких сантиметров до 20 м; протяженность их до 150-220 м. Жилы имеют субширотное, северо-восточное и северо-западное простирания. Известны следующие жильные породы сангиленского комплекса: нефелиновые и эвдиалит-нефелиновые сиенит-пегматиты, нефелиновые трахитоидные сиениты, лунявриты, нефелиновые сиенит-порфиры, тингуаиты, шонки-

нит-малиниты, сальсбергериты, тефриты, щелочные лампрофиры типа камптонита и керсантита, бостониты, трахиты, щелочные и субщелочные сиенит-пегматиты и гранит-пегматиты, щелочные мелкозернистые граниты, грорудиты. Кроме того, встречаются кальцитовые и кальцит-флюоритовые жилы. Жилообразную форму нередко имеют также метасоматические альбититы и мариуполиты. Наибольшее количество жильных пород пространственно связано с Дугдинским массивом. Взаимоотношения между различными жильными породами не установлены. Более ранними являются нефелиносодержащие пегматиты. На геологической карте из жильных пород показаны щелочные сиениты, пегматиты и альбититы, наиболее интересные в отношении металлогении.

Метасоматические образования, генетически связанные со щелочным интрузивным комплексом, распространены чрезвычайно широко, особенно в Дугдинском массиве и вблизи него. Метасоматические породы имеют щелочной состав и образовались главным образом вдоль контакта как по материнским интрузивным (автометасоматоз), так и по вмещающим породам. По-видимому, имеется две генерации метасоматических образований (так же, как для жильных): ранняя, связанная с нефелиновыми сиенитами, и поздняя, связанная со щелочными сиенитами и гранитоидами. Внутри каждой из этих генераций разделение во времени различных метасоматических пород пока не установлено.

Автометасоматической переработке подвергнуты в большей или меньшей степени все щелочные интрузивные и жильные породы. В ряде случаев автоматасоматоз развивается настолько интенсивно и заходит так далеко, что исходная порода не может быть узнана. Автометасоматоз выражен, главным образом, в микроклинизации (кальцевый метасоматоз) и альбитизации (натровый метасоматоз); последний является завершающим, проявлен более широко и представляет большой интерес с точки зрения рудообразования. Одновременно с образованием альбита кристаллизуются щелочные цветные минералы (главным образом, эгирин), а также рудные цирконо-силикаты, редкоземельные тантало-ниобаты, титано-силикаты, некоторые сульфиды и другие минералы. В конечные стадии альбитизации происходит образование минералов, богатых летучими компонентами - флюорита, карбоната, гидрослида, а также окварцевание.

При автоматасоматической переработке нефелиновых сиенитов и нефелин-пегматитов обычно возникают высокотемпературные нефелиновые альбититы ("мариуполиты"), в которых нефелин может быть как остаточным, так и новообразованным. По щелочным сиенитам и гранитоидам (при натровом метасоматозе) образуются безнефелиновые аль-

бититы и кварц-альбититовые породы. Эжеоконтактовые метасоматические образования разделяются на несколько типов: 1) мигматитоподобные (инъекционные) альбититы гибридного характера, развитые по габбро-диоритам и сланцам, обычно эти образования высокотемпературные; 2) сахаровидные и полосчатые альбититы, высоко- и низкотемпературные, развитые по тем же вмещающим породам; 3) альбито-карбонато-флюоритовые, карбонато-флюоритовые, кварц-альбитовые породы, обычно низкотемпературные, развитые по мраморам, сланцам. Метасоматические породы слагают линзовидные, жиллообразные и неправильные по форме тела, имеющие мощность от сантиметров до десятков метров.

Петрографический состав метасоматических пород весьма разнообразен. Нефелиновые альбититы представлены несколькими разновидностями, содержащими следующие минералы: альбит, нефелин, эгирин, лепидомелан, арфведсонит, канкринит, гидрослиды; эвдиалит, ринколит, астрофиллит, вёлерит, гаччеттолит, циркон, титанит, пироксид, бритолиит, торит, галенит, сфалерит, молибденит, магнетит, флюорит, карбонат. Альбититы состоят из альбита, эгирина, арфведсонита, лепидомелана. Акцессорные минералы - флюорит, карбонат, титанит, магнетит, циркон, пироксид, фергусонит, эксенит-поликраз, торит, ураноториванит, бритолиит, иттриалит, чешкинит, альсвортит, монацит и ряд других. В различных конкретных видах метасоматических пород присутствует обычно часть из названных минералов. Минеральные парагенезисы и химический состав минералов непосредственно зависят от состава исходных пород (их щелочности) и физико-химических условий, в которых развивается постмагматический щелочной процесс (Павленко А.С. и др., 1957, 1959, 1958, 1961; Махин Г.В. и др., 1958ф, 1959ф). В табл. 9 приводится химический анализ альбититов.

Т а б л и ц а 9

Название породы	Место взятия образца	Состав, весовые проценты					
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	вал Fe ₂ O ₃
Альбитит	р. Дугду	55,92	0,27	14,50	6,46	1,12	7,70
Альбитит	р. Дугду	64,28	0,42	17,89	1,01	2,37	3,64

MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	S	P ₂ O ₅	п. л. п.	сум-ма
0,09	0,25	5,76	9,92	0,23	0,22	0,17	0,08	0,40	98,40
0,08	0,50	1,18	6,65	4,87	0,17	сл.	0,077	0,36	99,85

Эндоконтактовые изменения, связанные с сангиленским комплексом, выражены в образовании гибридных монзонитов. Ассимиляция вмещающих пород, богатых кальцием (мраморы, габбро) приводит, кроме того, к образованию в эндоконтакте метасоматических плагиоклазитов, в которых вместо альбита присутствует олигоклаз или олигоклаз-андезин. Экзоконтактовых явлений наблюдать, как правило, не удается, т.к. они замаскированы наложенным процессом метасоматоза. Иногда фиксируется ороговикование.

Возраст щелочной интрузии. Нижний возрастной предел определяется прорыванием нефелиновыми и щелочными сиенитами нижнепалеозойских габброидов. В бассейне р.Шихид-гол (лист М-47-Ш) нефелиновые и щелочные сиениты прорывают граниты, сопоставляемые с брэнским комплексом (ГД). Определение абсолютного возраста Дугдинского массива урано-свинцовым, торий-свинцовым методами по пирохлору, циркону, чевкиниту, торьяниту, бриголиту и фергисониту (10 анализов, выполненных в Институте геохимии и аналитической химии им.Вернадского АН СССР) дало цифру 290 ± 10 млн.лет. Эта цифра по геохронологической шкале 1960 г. соответствует низам карбона. Имеются основания считать щелочную интрузию производной гранитоидного девонского (брэнского) комплекса; об этом свидетельствуют: сходство акцессорных минералов, а также петрографического состава крайних для каждой интрузии - субщелочных пород; пространственная и структурная связь гранитов брэнского комплекса и щелочных пород сангиленской интрузии (Махин, 1961); наблюдающиеся в некоторых массивах постепенные взаимопереходы между щелочными и нормальными гранитами (Махин, 1954ф, 1961; Павленко, 1961). Учитывая совокупность всех этих данных, возраст сангиленской интрузии скорее всего является девонским.

На геологических картах Западно-Саянской серии сангиленский комплекс обозначен индексом $Pz_{2-3}(?)$. С данным комплексом в районе генетически связаны месторождения редких земель и ниобия.

ТЕКТОНИКА

Территория данного листа принадлежит к области байкальской складчатости. Однако отмирание собственно-геосинклинальных условий развития заканчивается здесь несколько позже, чем во внутренних частях Байкала. Периферийным положением в области байкальской складчатости объясняется более поздняя консолидация рассматриваемой территории (отчетливо ощутимая в нижнем палеозое) в сравнении с районами, расположенными ближе к Сибирской платформе. Современный структурный облик рассматриваемого района харак-

теризуется следующими основными чертами: 1) сложной складчатостью в докембрийских образованиях, 2) широким распространением интрузивных пород, затрудняющим понимание складчатых структур, 3) чрезвычайно интенсивным проявлением дизъюнктивной тектоники, благодаря которой район оказался разбитым на большое количество дифференциально поднятых блоков, 4) значительным распространением покровов и потоков базальтов. Складчатые структуры в их современном виде, вероятно, являются результатом нескольких этапов тектогенеза, главным из которых является позднедокембрийский (байкальский). В раннекаледонскую эпоху складчатые процессы происходили, видимо, уже менее интенсивно и не привели к полной переработке складчатых дислокаций, сформированных ранее. Об этом свидетельствуют: отсутствие на большей части территории палеозойских образований; характер фаций нижнего кембрия, развитого на небольшом участке на юго-востоке, заметно отличающихся от одновозрастных, типично-геосинклинальных образований, широко распространенных на соседних площадях с запада; менее интенсивная складчатость нижнекембрийских отложений в сравнении как со складчатостью в одновозрастных отложениях на западе, так и со складчатостью в докембрийских образованиях района.

Рассматриваемая территория в целом представляет крупный, сложно построенный антиклинорий запад-северо-западного направления, ось которого протягивается от верховьев р.Тиссы к верховьям р.Азаса, испытывая погружение в этом направлении. Антиклинорная структура подтверждается развитием в бассейнах верховьев рек Бий-хема, Тиссы и Билина древнейших из известных в северо-восточной Туве протерозойских образований. Севернее, в бассейне р.Хамсыры, распространены кембрийские отложения, менее, в бассейне р.Кызыл-хема, синийские породы. Этот антиклинорий образован сложной серией крупных и мелких складок, ориентированных преимущественно в запад-северо-западном направлении и условно выделенных на тектонической схеме (рис.2). Описание антиклиналей и синклиналей первого порядка приводится ниже.

С о р у г с к а я с и н к л и н а л ь (1) ^{х/} расположена на севере в междуречье Соруга и Изиг-суга и в бассейне р.Дунда-гол. Синклиналь протягивается в северо-западном направлении и погружается с запада на восток. Соругская синклиналь сформирована

^{х/} Цифры в скобках соответствуют цифрам на схеме (рис.2) и в условных обозначениях.

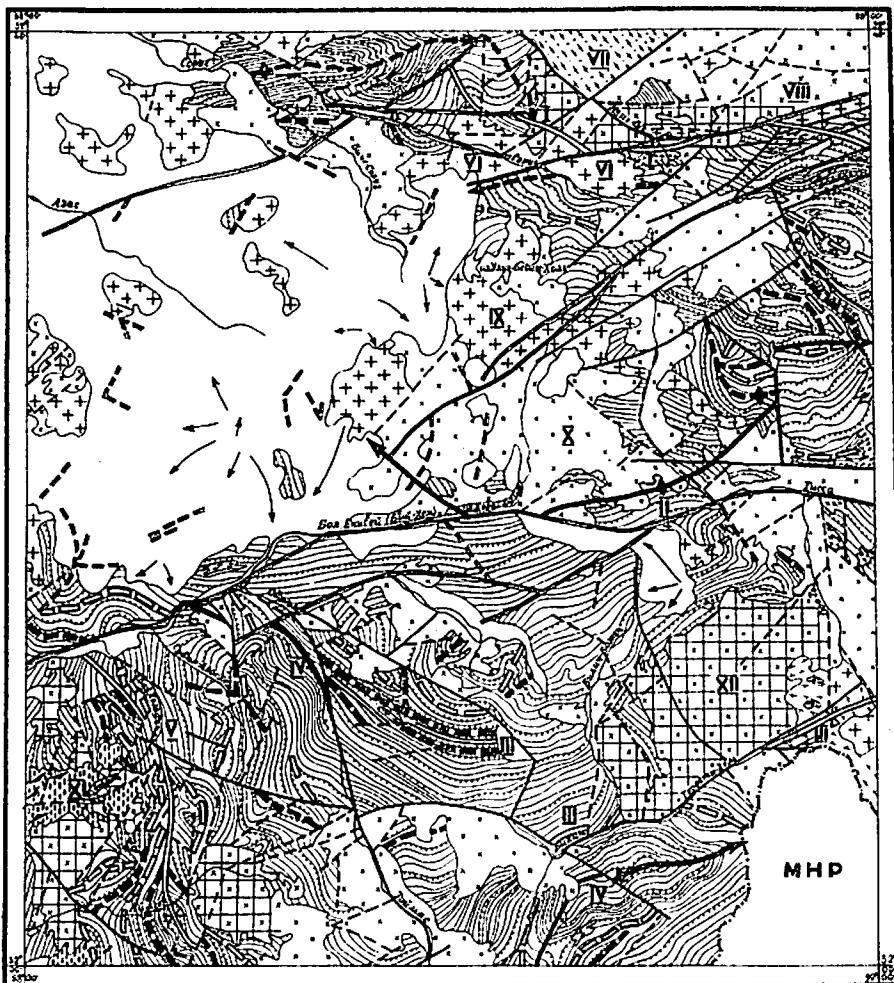
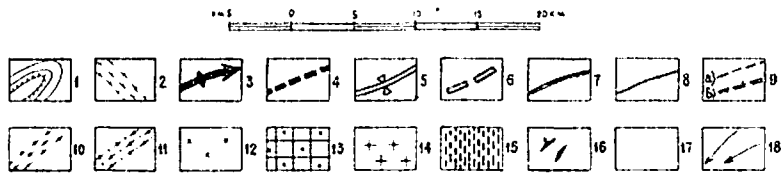


Рис.2 Тектоническая схема

1 - структурные линии в метаморфических породах протерозойского и сивийского комплексов, берг-штрихи показывают направление падения слоев; 2 - структурные линии в нижнекаمبرийских осадочно-вулканогенных породах, берг-штрихи показывают направление падения слоев; 3 - оси крупных антиклиналей, стрелка показывает направление погружения; 4 - оси антиклиналей второго и более высоких порядков; 5 - оси крупных синклиналей; 6 - оси синклиналей второго и более высоких порядков; 7 - крупные разломы древнего заложения и большой протяженности, жившие в послесреднечетвертичное время; 8 - разломы древнего заложения менее крупные, не проявившиеся в четвертичное время; 9 - мелкие разломы: а) допозднечетвертичные, б) послесреднечетвертичные; 10 - пластовые интрузии гнейсовидных гранитоидов сивийского (?) комплекса; 11 - крупные интрузии гнейсовидных гранитоидов сивийского (?) комплекса, форма которых и структурное положение не установлены; 12 - интрузии нижнепалеозойского комплекса со слабым проявлением габридисма, приуроченные в основном к крупным антиклиналям; 13 - интрузии нижнепалеозойского комплекса с сильным проявлением габридисма, приуроченные в основном к крупным синклиналиям; 14 - discordantные штоки девонского (Брянского) интрузивного комплекса; 15 - discordantные долопитообразные интрузии целочного девонского комплекса; 16 - направление трахитоидности в интрузивных породах целочного девонского комплекса; 17 - покровы и потоки базальтов; 18 - направление потоков базальтов от вулканических центров.

Римскими цифрами на схеме обозначены: I - Соргутская синклиналь; II - Гиссинская антиклиналь; III - Теректы-хемская синклиналь; IV - Белинско-Тоймасская антиклиналь; V - Айлгитская синклиналь; VI - Соргутский массив гранитов; VII - Иаиг-сутский массив гнейсовидных гранитоидов; VIII - Хойтогольский массив гранодиоритов; IX - Бедах-хольский массив гранитов и сиенитов; X - Кара-балынский массив гранитоидов; XI - Дугдинский (Бай-хольский) массив целочных пород; XII - Обогольский массив диоритов



на отложениях синийского комплекса (восточная часть ядра) и кристаллическими сланцами билинской свиты (западная часть и крылья складки). Соругская синклиналь осложнена рядом антиклиналей и синклиналей второго и более высокого порядка и разбита многочисленными разломами. Многочисленные, прорывающие соругскую синклиналь интрузии в значительной мере уничтожили эту структуру, и она реставрируется по отдельным, небольшим, изолированным друг от друга частям. Северное крыло названной синклинали по левому борту р.Изыг-суг осложнено антиклинальной складкой северо-западного направления, погружающейся к юго-востоку в направлении шарнира Соругской синклинали; углы падения слоев на крыльях данной антиклинали около 40° , на периклинальном замыкании — 30° . В пределах южного крыла Соругской синклинали, в истоках р.Соруг, наблюдается другая антиклиналь второго порядка, имеющая широтное простирание и непосредственно далее к югу сменяющаяся синклинальным прогибом также широтного направления. Ширина последних складок составляет около 5 км каждая. Эти складки на западе перекрыты покровами базальтов, а на востоке срезаны разломом. Углы падения слоев на крыльях данных складок составляют от 40 до 70° . В пределах всей Соругской синклинали наиболее обычные углы падения слоев около $30-50^{\circ}$. Более крутые углы падения наблюдаются вблизи разрывных нарушений и интрузивных массивов.

Тиссинская антиклиналь (П), являющаяся сложной складчатой структурой антиклинорного типа, расположена южнее Соругской синклинали. Тиссинская антиклиналь образована отложениями протерозоя; в ядре ее выходят гнейсы шутхулайской свиты, а на крыльях — мраморы балыктыгхемской и кристаллические сланцы и инъекционные гнейсы билинской свиты. Описываемая антиклиналь прорвана большим количеством интрузий и нарушена разломами; крупный разлом срезает южное крыло антиклинали. Ось ее от восточной границы района до долины р.Хэлгин имеет широтное простирание. По долине р.Хэлгин структура пересечена меридиональным разломом, который смещает ось ее к югу. Западнее указанного разлома осевая линия Тиссинской антиклинали имеет юго-западное направление, сменяющееся у оз.Кара-Балык на широтное и затем на северо-западное. Южное крыло Тиссинской антиклинали отсечено крупным разломом широтного направления, тянущимся по долинам Бий-хема, Сарикты и Тиссы. Западная часть Тиссинской антиклинали почти целиком уничтожена интрузией (Кара-Балыкский массив гранитоидов), и реставрация этой части структуры произведена по отдельным небольшим ксенолитам метаморфических пород, заключенных в интрузивном массиве. Западнее оз.Дулаа-холь описываемая антиклиналь перекрыта базальтами. На северном крыле Тиссинской антиклинали наблюдается несколько складок второго порядка, имеющих северо-западное направ-

ление и расположенных под острым углом к оси главной антиклинали.

В левобережье р.Шутхулай находится широкая синклиналь почти изометричной формы, имеющая очень пологое днище, с углами падения балыктыгхемских мраморов от 10 до 30° , и средней крутизны крылья (с углами падения в балыктыгхемских мраморах и шутхулайских гнейсах $30-50^{\circ}$). Северное крыло данной синклинали срезано крупным разломом, севернее которого мраморы круто ($60-70^{\circ}$) падают на север; по-видимому, здесь имеет место флексуобразный перегиб, осложненный разрывом. Южнее описанной синклинали наблюдается серия из пяти узких субпараллельных симметричных антиклинальных и синклинальных складок, не выходящих за пределы шутхулайской свиты. Углы падения пластов гнейсов на крыльях этих складок составляют в среднем $20-40^{\circ}$, увеличиваясь до $60-70^{\circ}$ вблизи разлома, прослеживающегося по долине р.Шутхулай. По правобережью р.Хэлгин фиксируется антиклинальная складка, виргирующая на две ветви, между которыми заключены синклинальные прогибы. В левом борту Тиссы южнее р.Хэлгин наблюдается узкая, широтно вытянутая синклиналь, образованная мраморами балыктыгхемской свиты (ядро складки) и гнейсами шутхулайской свиты (крылья складки); углы падения слоев $30-50^{\circ}$.

Теректы-хемская синклиналь (Ш) расположена в бассейне р.Теректы-хем и в междуречье Одурума и Тоймаса. Ось этой синклинали протягивается на $45-50$ км приблизительно параллельно оси Тиссинской антиклинали, т.е. представляет в плане пологую дугу, выпуклую к югу. Теректы-хемская синклиналь разбита серией крупных разломов на ряд блоков, центральная часть синклинали уничтожена крупным (Обо-гольским) массивом диоритов. Западная часть Теректы-хемской синклинали срезана разломом, проходящим по р.Тоймас, южное крыло также частично уничтожено, благодаря сбросовой тектонике. Ядро западной части Теректы-хемской синклинали образовано гнейсами билинской свиты, северное крыло — мраморами балыктыгхемской и гнейсами шутхулайской свиты. В восточном направлении наблюдается резкое погружение шарнира синклинали, т.к. в истоках рек Теректы-хем и Обо-гол ядро складки осложнено вулканогенно-осадочными отложениями нижнего кембрия.

Далее к востоку, за пределами района, описываемая синклиналь прослеживается еще на несколько десятков километров. В западной, наиболее сохранившейся, части Теректы-хемской синклинали, в приосевой зоне, наблюдается несколько узких линейных симметричных складок второго порядка, характеризующихся крутыми ($60-90^{\circ}$) углами падения в гнейсах билинской свиты на крыльях, а также значительным развитием мелкой складчатости высоких порядков, вплоть

до плейстоценов. Мелкие структурные формы, развитые на северном крыле Теректы-хемской синклинали, близ р.Одурум, представлены двумя антиклинальными и одной синклиальной складками северо-восточного простирания; эти складки отражают поперечную (по отношению к основному направлению Теректы-хемской синклинали) волнистость, развитую на северном крыле описываемой синклинали. Углы падения балкытгхемских мраморов и билинских гнейсов на данном участке составляют обычно 40–60°.

Билинско-Тоймасская антиклиналь (IV) расположена к югу от Теректы-хемской синклинали. Разломом по р.Тоймас и крупным массивом гранитов, находящимся в междуречье Тоймаса и Билина, эта антиклиналь разделена на две части: западную, находящуюся на правом берегу верхнего течения р.Тоймас, и восточную, расположенную по левобережью р.Билин. Ось антиклинали в бассейне р.Тоймас имеет северо-западное простирание и погружается в этом же направлении к долине р.Бий-хем; в долине р.Тоймас ось антиклинали под очень острым углом подходит к Тоймасскому разлому. В бассейне р.Билин Билинско-Тоймасская антиклиналь вытянута с северо-востока на юго-запад, погружаясь в обоих этих направлениях. Таким образом, ось Билинско-Тоймасской антиклинали в целом образует дугу, резко выгнутую к югу.

Возможно, что западная и восточная части описываемой структуры представляют самостоятельные антиклинали, но учитывая общее дугообразное направление складчатых сооружений, западную и восточную части Билинско-Тоймасской антиклинали следует рассматривать как единую, сложно построенную антиклинальную структуру. Ядро описываемой антиклинали сложено мраморами балкытгхемской свиты, крылья – гнейсами билинской свиты. Последние выходят также в восточном периклинальном замыкании антиклинали и в области ундуляции шарнира в левом борту р.Билин. Описываемая антиклиналь осложнена несколькими складками второго порядка, расположенными параллельно главному направлению структуры. Углы падения в мраморах и гнейсах колеблются от 30° до 70°, в среднем составляя 40–50°. В своде восточной части антиклинали углы падения мраморов балкытгхемской свиты на периклинальных замыканиях уменьшаются до 10–20°.

Айлыгская синклиаль (V) расположена в верховьях р.Айлыг. Эта синклиаль имеет очень сложное строение, расшифровка которого сильно затрудняется интенсивным развитием разрывной тектоники и значительным количеством интрузий. Поэтому ось Айлыгской синклинали, протягивающаяся в субмеридиональном север-северо-западном направлении, нанесена в значительной мере

условно. Вероятно, названная синклиаль фактически представляет не единую структурную форму, а крупную синклиальную зону, состоящую из отдельных, сравнительно коротких синклиналей и антиклиналей сводового характера.

Ядро Айлыгской синклинали фиксируется выходами сланцев харальской свиты, западное крыло сложено преимущественно мраморами айлыгской свиты; на восточном крыле наблюдаются последовательно от ядра к периферии выходы айлыгской, билинской и балкытгхемской свит.

Крылья Айлыгской синклинали осложнены складками второго порядка, ориентированными примерно параллельно оси главной структуры. Серии сопряженных антиклиналей и синклиналей второго порядка хорошо наблюдаются по правобережью р.Айлыг и в левобережье р.Бий-хем; в ядрах некоторых синклиналей на названных участках иногда обнажены сланцы харальской свиты. Хорошо выраженные синклинали второго порядка фиксируются в истоках рек Айлыг и Сузур-ары-хем на восточном крыле Айлыгской синклиальной зоны.

Синклиаль в истоках р.Айлыг представляет короткую (около 10 км) и сравнительно широкую (5–6 км) складку с крутыми (60–70°) крыльями и более пологим (40–50°) залеганием в центриклинальных замыканиях. Синклиаль в истоках р.Сузур-ары-хем аналогична предыдущей, но падение слоев в ней более пологое – до горизонтального в центральной, погруженной части. Для Айлыгской синклинали (синклиальной зоны) характерно развитие пологих куполовидных изометричных складок, наряду с которыми наблюдаются участки напряженной, иногда изоклинальной складчатости. Наиболее хорошо выраженная зона интенсивного смятия, имеющая ширину 2–3 км, вытянута в субмеридиональном направлении в истоках р.Айлыг и вдоль р.Бай-холь-танма. Эта зона смятия связана, видимо, с разрывной тектоникой.

Положение интрузивных комплексов в структурах района

Пластовые интрузии верхнепротерозойского (синийского (?)) комплекса приурочены обычно к крыльям складок, особенно к зонам максимального перегиба слоев. Структурная связь этих интрузий со складчатыми формами докембрийских метаморфических пород очень тесная и выражена в послонном характере внедрений и участия интрузивных тел в складчатости. Интрузии нижнепалеозойского комплекса имеют, как правило, форму неправильных штоков, занимающих различное положение в складчатых структурах. Массивы нижнепалеозойского комплекса, сложенные гранитами, гранодиоритами нормаль-

ных фаций, без значительного проявления гибридности, приурочены главным образом к крупным антиклиналям; одним из примеров этих массивов является Кара-балыкский массив (X). Интрузивные породы нижнепалеозойского комплекса с сильным проявлением гибридности (меланократовые гибридные диориты, габброиды) слагают массивы, приуроченные обычно к крупным синклиналиям (Обо-гольский массив - XII; частично Хойто-гольский массив - XIII; интрузии в бассейне р. Айлыг). Сказанное является следствием унаследованности формы массивов нижнепалеозойского комплекса крупным складчатым структурам. Интрузивные массивы девонского (бреньского) комплекса представляют дискордантные штоки, не обнаруживающие прямой связи со складчатыми структурами. Эти интрузии локализируются в основном в пределах зон крупных долгоживущих разломов, с которыми, вероятно, и связано их внедрение (например, Соругский - UI и Бедик-хольский - IX массивы). Щелочные интрузии девонского комплекса по структурному положению аналогичны бреньским. Они представляют дискордантные, иногда доломитоподобные тела, внедрение которых, вероятно, также связано с разломами.

Разрывные нарушения. В районе развиты разрывные нарушения, главным образом субширотного и северо-восточного направления. Более редки разрывные нарушения меридионального и северо-западного простирания. По времени возникновения, длительности жизни и значимости в формировании основных структур намечается три группы разломов: крупные разломы древнего заложения, не проявившиеся в четвертичное время; крупные разломы древнего заложения и большой протяженности, жившие в послесреднечетвертичное время; мелкие разломы. Последние подразделены на доиндустриальные и послесреднечетвертичные.

Разломы первых двух групп сыграли большую роль в формировании современного структурного облика описываемой территории. К числу крупных дочетвертичных относятся разломы субширотного и северо-западного простирания в долине р. Теректы-хем, по р. Тоймас, на водоразделах рек Бий-хем и Айлыг, Тоймас и Одурум, по р. Шутхулай и другие. Некоторые из указанных разломов (например, по р. Теректы-хем и на водоразделе рек Одурум и Тоймас) контролируются дайками нижнепалеозойского интрузивного комплекса, что свидетельствует о древнем их заложении. Разломы этой группы не секут базальты нижне-среднечетвертичного возраста, а перекрыты ими, что указывает на прекращение жизни разломов до излияния базальтов.

Крупные разломы древнего заложения, жившие в послесреднечетвертичное время, имеют широтное и северо-восточное простирание и

протяженность, измеряющуюся десятками километров (например, разлом по долинам рек Бий-хем, Сарикта, Тисса). Эти разломы секут и смещают базальты, что доказывает движения по ним в послесреднечетвертичное время. С данными разломами связано, по всей вероятности, излияние базальтов, т.к. вулканы расположены в области зоны этих разломов и в совокупности образуют цепь северо-восточного простирания, тянущуюся от верховьев р. Бий-хем (вулкан Саган) до левобережья р. Сенци (вулканы Кропоткина и Перетолчина, находящиеся к северо-востоку от описываемого района).

Некоторые из этих разломов служат путями выхода на поверхность минеральных вод (Чойган, Соругские источники). Признаками древнего заложения данных разломов являются приуроченность к области их развития (северная половина района) большого количества палеозойских интрузий, а также совпадение некоторых разломов с направлением складчатых дислокаций (разлом по р. Бий-хем и др.). Многие из названных разрывных нарушений хорошо выражены в рельефе в виде уступов и депрессий, к некоторым из разломов приурочены современные речные долины.

Третья группа: мелкие разрывные нарушения, представляющие в большинстве случаев трещины оперения описанных выше крупных разломов. Все разрывные нарушения обычно сопровождаются катаклазом и милонитизацией пород и по ширине достигают нескольких сотен метров. Почти все разломы достаточно прямолинейны и их проекция на поверхность земли не зависит от рельефа; это говорит о том, что дизъюнктивные нарушения представляют, видимо, крутые сбросы. Амплитуда перемещения по сбросам разнообразна и колеблется от метров или десятков метров (например, мелкие разрывы, не выходящие за пределы отдельных пачек синийских отложений в верховьях р. Айлыг или покрова базальтов в истоках р. Мон-Даш-хем) до 3-4 тыс. м (меридиональный разлом в верховьях р. Тоймас, по которому соприкасаются отложения балыктыгхемской и айлыгской свит, и др.). В альпийское время по зонам разломов произошли блоковые дифференциальные поднятия, явившиеся в ряде случаев причиной резкого несогласия в направлении складок, что видно, например, в бассейне р. Одурум.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Описываемый район является типично высокогорным, с большими абсолютными отметками и относительными превышениями. Вся восточная половина района принадлежит к системе хр. Большого Саяна с абсолютными высотами больше 3000 м (пик Топографов); юго-запад

района является частью Восточно-Тувинского нагорья; северо-запад представляет собой плато, сложенное базальтами. В районе развиты три типа рельефа: тектонико-скульптурный, вулканогенно-аккумулятивный и эрозионно-аккумулятивный.

Тектонико-скульптурный рельеф разделяется на 4 подтипа (рис.3): 1) высокогорный, слабо расчлененный, с абсолютными высотами от 1900 до 3000 м и с относительными превышениями до 500 м; 2) среднегорный, слабо расчлененный, с абсолютными высотами 1400 до 1900 м и с относительными превышениями до 400 м; 3) высокогорный, глубоко расчлененный, с абсолютными высотами - 1700 до 3000 м и относительными превышениями до 1000 м и 4) среднегорный, глубоко расчлененный рельеф - от 1500 до 2100 м и с превышениями до 600 м. Первые два подтипа, как и последние два, весьма сходны между собой по морфологии и отличаются друг от друга только по своему гипсометрическому положению, поэтому совместно описываются первый и второй подтипы и третий с четвертым.

Высокогорный и среднегорный слабо расчлененные подтипы рельефа развиты в южной и северо-восточной частях района, занимая значительные участки долин и водоразделов рек Соруга и Тиссы, Бий-хема и Айлыга. Для участков развития этих подтипов рельефа характерны сглаженные формы междуречных пространств, которые несут на своей поверхности многочисленные следы ледниковой экзарации: "бараньи лбы", "курчавые скалы", бороды и ложбины выпавания. Склоны долин обычно пологие и залесенные (на участках развития среднегорного рельефа), а сами долины являются, как правило, широкими трогами. Многие гольцовые участки изобилуют ледниковыми озерами. В некоторых местах высокогорного рельефа наблюдаются многочисленные нагорные террасы, являющиеся результатом нивально-солифлюкционных процессов (левобережье р.Хэлгин, междуречье Билина-Тоймаса). По возрасту слабо расчлененный рельеф является, по-видимому, наиболее древним. Отсутствие в районе отложений мезозоя, третичного и частично четвертичного периодов свидетельствует о том, что в то время на территории района господствовали континентальные условия и к концу олигоцена - к началу горообразовательных движений (Гудилин И.С., 1954г) район представлял собой пенеплен. Последующие тектонические движения разбили пенеплен на блоки, поднятые на различную высоту, и вызвали оживление всех экзогенных процессов. В верхнечетвертичное время вся территория района была подвергнута оледенению, которое оставило яркие следы своей деятельности на современном рельефе.

Высокогорный и среднегорный глубоко расчлененные подтипы рельефа занимают значительные площади в южной части района в

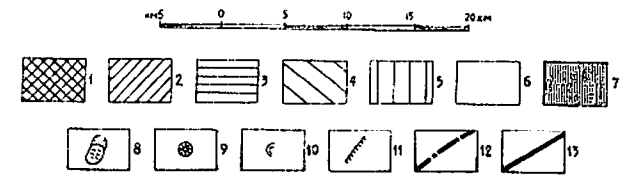
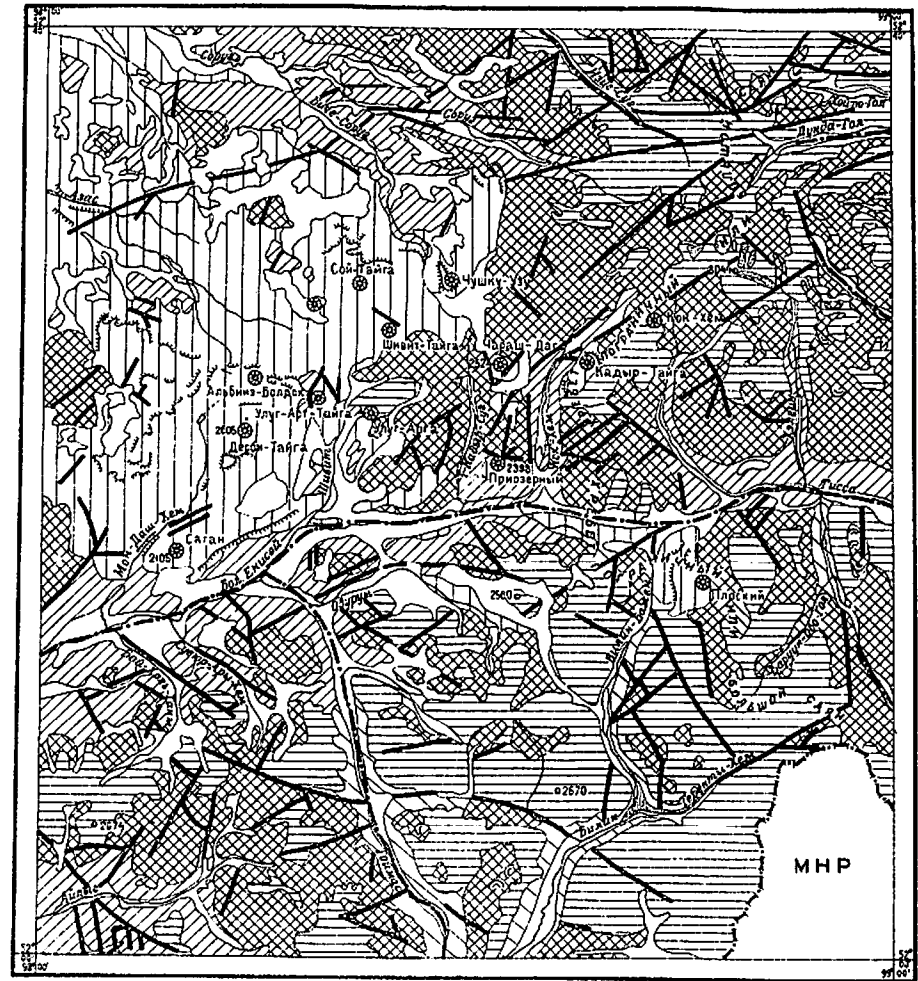


Рис.3 Геоморфологическая схема

1 - высокогорный слабо расчлененный рельеф с мягкими формами долин и междуречий и с сохранившимися следами четвертичного оледенения в микроформах рельефа; 2 - среднегорный слабо расчлененный рельеф с мягкими формами долин и междуречий и с сохранившимися следами четвертичного оледенения в микроформах рельефа; 3 - высокогорный глубоко расчлененный рельеф с формами ледниковой скульптуры ("альпийский"); 4 - среднегорный глубоко расчлененный рельеф; 5 - полого наклонный рельеф, развитый на участках распространения базальтов, местами перекрытых мореной; 6 - холмисто-грядовый рельеф, развитый на моренных отложениях; 7 - рельеф речных долин, местами террасированных, заполненных аллювиальными отложениями; 8 - современные ледники и их конечнo-моренные вазы; 9 - конусы вулканов; 10 - нагорные террасы; 11 - уступы базальтов; 12 - участки долин, приуроченные к разломам; 13 - разрывные нарушения, выраженные в рельефе

бассейнах рек Тоймас и Билин и сравнительно небольшие самые высокогорные участки на северо-востоке, на водоразделе Тисса-верховья рек Соруг и Изиг-суг. Для данных подтипов рельефа характерно глубокое расчленение поверхности с образованием остроконечных хребтов, пикообразных вершин и ясно выраженных форм ледниковой скульптуры в виде многочисленных каров, цирков и троговых долин. Кары являются местами скопления снега и льда. В пределах высокогорного глубоко расчлененного рельефа в хр. Б.Саян наблюдается II современных висячих ледников. Самый большой из них лежит на высоте 3000 м на восточном склоне пика Топографов. Ледник имеет ширину до 300 м и длину до 3 км, видимая мощность его до 15 м. Поверхность его испещрена бороздами ручьев и глубокими трещинами. Моренные валы боковой и конечной морены ледника достигают высоты 40 м. Судя по распространению морены, этот ледник был когда-то значительно крупнее. Остальные ледники имеют длину не больше 1-2 км, и относительная высота их моренных накоплений колеблется от 10 до 30 м. Речные долины в пределах глубоко расчлененного рельефа имеют V-образный поперечный профиль или форму крутосклонного трога. Этот рельеф является более молодым, чем слабо расчлененный. Приподнятые на более высокую ступень участки древнего рельефа подвергались действию интенсивной водной и ледниковой эрозии в неогене и в четвертичное время. Оледенение здесь носило долинный и каровый характер в то время, как на выровненных поверхностях слабо расчлененного рельефа оно было покровным. Возраст глубоко расчлененного рельефа не древнее неогена (Гудилин И.С., 1954ф). Участки с глубоко расчлененным рельефом и в настоящее время подвергаются наиболее интенсивному воздействию экзогенных факторов рельефообразования.

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф занимает примерно 1/4 часть территории листа. К этому типу относится полого наклонный рельеф, развитый на участках распространения базальтов, в той или иной степени перекрытых мореной. Бий-хем-Соругское базальтовое плато представляет собой выровненную, наклоненную под углом 1-2° поверхность. Абсолютные высоты, на которых лежат базальты, колеблются от 1700 до 2700 м, повышаясь с северо-запада на юго-восток. Во многих местах базальты образуют террасовидные уступы, изрезаны V-образными ущельями рек и несут на своей поверхности ложбины выпахивания. В восточной части плато над выровненной поверхностью возвышаются конусы вулканов, которые представляют аппараты центрального типа. По морфологическому признаку среди них выделяются: 1) щитовые вулканы - Дерби-тайга, Кокхемский, Приозерный, Плоский, Кадыр-тайга, Улуг-арга и др. с относительной высотой

от 200 до 500 м. Они имеют крутые, покрытые карами, сложенные туфами склоны и плоские вершины; 2) вулканы на хр. Соруг-Чушку-Узу и на плато Сой-тайга, представляющие собой не один купол, а несколько слившихся вместе; 3) вулканы Чараш-Даг, Альбинэ-Болдок, имеющие небольшие размеры, коническую форму и относительную высоту не более 200 м. Многочисленные ложбины ледникового выпахивания на базальтовом плато нередко заполнены водой и образуют неглубокие озера. Базальты, заполнившие широкие речные долины, образуют ровные поверхности террас, глубоко прорезанные реками.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф. Холмисто-грядовый рельеф, развитый на моренных отложениях, наблюдается по долинам всех крупных рек района Бий-хем, Билин, Тоймас, Соруг и др.), значительные площади он занимает на водоразделе Бий-хем - Соруг, в местах, где базальты перекрыты моренными образованиями. Морфологически этот рельеф представляет собой полого холмистую поверхность, обычно сильно заболоченную. Моренные холмы в некоторых местах, как например в долине р. Тоймас, прослеживаются вдоль долины на значительные расстояния. Они имеют округлую или вытянутую форму с относительной высотой 5-10 м. Между холмами расположены многочисленные ледниковые озера.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф речных долин выделен на геоморфологической схеме только в долине р. Билин у устья р. Теректы-хем. В других долинах (Тисса, Одурум) эрозионно-аккумулятивный рельеф наблюдается во многих местах, но из-за небольших размеров занимаемых ими площадей не может быть показан на геоморфологической схеме. Дно речных долин, заполненных аллювиальными четвертичными отложениями, представляет собой сильно заболоченную плоскую или мелкохолмистую, местами террасированную поверхность (в долинах рек Теректы-хем, Тисса и др.), обычно поросшую труднопроходимым кустарником. Современное развитие рельефа сводится к наступлению молодого эрозионного рельефа на все другие разновидности, сопровождаемому сокращением площади древней поверхности выравнивания, вплоть до полного исчезновения последней.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-47-XXXIII имеются месторождения ниобия-тантала, редких земель, циркония и мусковита. Известны, кроме того, рудопоявления титаномagnetита, меди, молибдена, ниобия, тантала, редких земель, циркония и графита. Шлиховым опробованием

установлены ореолы рассеяния золота, молибденита, ниобо-редкоземельных минералов и циркона. В отдельных шлиховых пробах обнаружены также хромит, минералы меди, галенит, арсенопирит, торит, висмутин, флюорит. Имеются источники минеральных вод, часть из которых используется местным населением для лечебных целей.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Хром

Хромит обнаружен в редких знаках в двух пробах по р. Кушвен (правый приток р. Айлыг). Этот минерал генетически связан с габброидами нижнепалеозойского интрузивного комплекса. В данном районе интереса не представляет.

Титаномагнетитовые руды

Рудопроявление титаномагнетита (3)^{X/}, обнаруженное геологом Лисовским Л.Л. (Горная экспедиция Главгеолразведки) в 1960 г., находится в правом борту р. Изиг-суг, выше устья р. Тарна. Приурочено к пироксенитам и габбро нижнепалеозойского возраста, слагающим небольшой (1,0 x 0,5 км в плане) шток, прорывающий гранитоиды синийского (?) интрузивного комплекса. В пироксенитах и в меньшей степени в габбро на площади около 0,7 x 0,1 км наблюдается вкрапленность титаномагнетита. Кроме того, в этих породах содержатся редкие шпильки размером до 20-30 см, с вкрапленностью пирита и пирротина; количество названных минералов достигает 5-10% от общей массы породы. Химический анализ четырех точечных проб, взятых из пироксенитов, показал содержания: TiO_2 - 7,0-8,4%, Fe_2O_3 - 21,56-43,28%, что соответствует требованиям промышленности, предъявляемым к вкрапленным титаномагнетитовым рудам. Район рудопроявления заслуживает проведения детальных поисковых работ и опробования, т.к. на участке могут быть встречены новые рудные тела, значительные по размерам.

^{X/} Номер в скобках соответствует номеру на карте полезных ископаемых.

Цветные металлы

Медь

Рудопроявления меди обнаружены в верховьях рек Учелистая (15), Бага-Обо-гол (16) и в верховьях 3-го правого притока р. Теректы-хем (33). Каждое из рудопроявлений представлено маломощными (до 0,5 м) единичными кварцевыми жилами, прорывающими диориты нижнепалеозойской интрузии и гнейсы шутхулайской свиты (15). Протяженность жил до 4-5 м. В этих жилах наблюдаются мелкие (до 1 см) гнезда и убогая вкрапленность сульфидов, представленных халькопиритом, пиритом и блеклыми рудами. В штучной пробе, взятой на рудопроявлении в истоках р. Бага-Обо-гол (16), по данным спектрального анализа, содержится до 10% меди и от 0,01 до 0,1% серебра. Рудопроявления практического интереса не представляют из-за небольших размеров. Минералы меди, представленные самородной медью, халькопиритом и азуритом, встречены в редких знаках в шлихах, в верховьях р. Теректы-хем и по левым притокам р. Билин. Источником сноса названных минералов являются гранитоиды нижнепалеозойского комплекса, а самородной меди - эффузивы кембрия.

Свинец

Редкие знаки галенита обнаружены в единичных шлихах в истоках р. Соруг, в среднем течении рек Обо-гол и Одурум, в истоках р. Теректы-хем (левый приток р. Билин), в верховьях р. Дугду и в бассейне р. Айлыг. Галенит связан со щелочными породами девонского сангиленского интрузивного комплекса и находится в парагенетической ассоциации с редкоземельными тантало-ниобатами. Также устанавливается генетическая связь галенита с гранитами бреньской интрузии. Самостоятельного значения галенит на данной территории не имеет.

Мышьяк

Арсенопирит в единичных шлихах встречен в истоках рек Изиг-суг, Тыбра-хем и в бассейне р. Айлыг. Источником арсенопирита так же, как и галенита, являются щелочные и гранитоидные интрузивные породы девонского возраста. Мышьяковая минерализация в этих породах не представляет практического интереса.

Благородные металлы

Золото

Ореол рассеяния золота приурочен к долине нижнего течения р. Теректы-хем (32). Золото, имеющее форму зерен и слабо окатанных пластинок размером до 1,5 мм, содержится в редких знаках в современном аллювии и в аллювиальных отложениях верхнечетвертичных террас, имеющих высоту 10 и 15 м. Приуроченность золота к отложениям указанных террас заслуживает особого внимания, т.к. в восточной Туве все промышленные россыпи этого металла имеют верхнечетвертичный возраст. Геологические условия участка благоприятны для концентрации россыпного золота, т.к. последнее, видимо, поступает в аллювий из пиритизированных гранитоидов нижнепалеозойского интрузивного комплекса, широко распространенных в бассейне р. Теректы-хем; для восточной Тувы устанавливается генетическая связь золота именно с нижнепалеозойской интрузией (Агентов, Агентова, 1958ф). Также благоприятны для образования россыпей золота геоморфологические условия в нижнем течении р. Теректы-хем, где развиты 4 надпойменные террасы, сохранившиеся на значительной площади. Учитывая, что шиховые пробы, содержащие золото (16 из 27), взяты с небольшой (до 1,5 м) глубины и с поверхности поймы, следует считать долину нижнего течения р. Теректы-хем перспективной для поисков россыпных месторождений золота. В редких знаках золото встречено также в единичных пробах в верховьях р. Баруун-Обо-гол, в нижнем течении р. Обо-гол и по р. Билин, ниже устья р. Теректы-хем.

Редкие металлы

Молибден

На территории листа в настоящее время известно 6 рудопроявлений молибдена. Одно из них (12), обнаруженное в 1960 г. Горной экспедицией, находится в истоках правой составляющей р. Билин-Бажен. Участок рудопроявления сложен гнейсами шухудайской свиты, сильно трещиноватыми и пересеченными в разных направлениях кварцевыми жилами небольшой (сантиметры) мощности. Молибденовая минерализация, представленная вкрапленностью молибденита (размеры чешуек до 2-3 мм), приурочена к кварцевым прожилкам и реже к вмещающим их гнейсам; последние частично серицитизированы и пиритизированы. В кварцевых жилах присутствует также флюорит.

Размеры участка с молибденовой минерализацией (штокверка) составляют 50x35 м. Спектральный анализ 9 штучных проб показал содержания: Mo - 0,001-0,1%; Cu, Sn, W - до 0,01%; Pb - 0,001%. Незначительные размеры этого рудопроявления позволяют дать ему отрицательную оценку.

Обо-гольская группа рудопроявлений расположена в верховьях р. Обо-гол близ восточной границы района. В настоящее время в составе этой группы известно пять рудопроявлений: три (17, 19, 20) в левом борту, одно (18) в правом борту р. Обо-гол и одно в истоках правого притока р. Обо-гол (14). Одно из указанных рудопроявлений (19) было известно до 1955 г., и сведений о времени его открытия не имеется. Рудопроявления (17, 18, 20) открыты Махиным Г.В. и Башиловой И.И. в 1960 г. Участок рудопроявлений (17, 18, 19, 20) сложен гранитоидами нижнепалеозойского комплекса, прорванными двумя штоками гранитов девонского комплекса; один из этих штоков, имеющий в плане изометричную форму и занимающий площадь около 10 км², расположен в левом борту р. Обо-гол, другой, вытянутый в северо-западном направлении и имеющий размеры в плане 4x0,5 км, в правом борту той же реки.

Граниты девонского комплекса представлены биотитовыми, мусковитовыми и аляскитовыми, розовыми, среднезернистыми, иногда порфировидными разностями. На участке интенсивно развиты разломы и зоны дробления меридионального и север-северо-западного направлений. Вдоль этих тектонических зон, имеющих ширину до нескольких десятков метров, граниты раздроблены, иногда значительно грейзенизированы (мусковитизированы, окварцованы, пиритизированы) и пронизаны жилами кварца. В северной части штока гранитов по левому борту р. Обо-гол граниты прорваны несколькими жилами мусковитовых пегматитов с гранатом. Молибденовая минерализация сконцентрирована в грейзенизированных гранитах (17, 19, 20) и в кварцевых жилах (18).

Рудные тела в грейзенизированных гранитах представляют линзообразные и неправильные по форме обособления, обычно вытянутые вдоль разломов. Параметры рудных тел измеряются метрами и десятками метров; в рудопроявлении (19) тело молибденоносных гранитов имеет размеры 40x25 м, в рудопроявлениях 17 и 20 наблюдается значительное количество рудных "линз" и гнезд размерами по несколько метров.

Очень слабая обнаженность рудоносной площади не позволяет установить без горных работ истинные размеры рудных тел и масштабы оруденения. Рудные минералы в грейзенизированных молибденоносных гранитах представлены молибденитом, повеллитом, халькопиритом

и ниобий; кроме того, присутствуют монацит, ксенотим и циркон, являющиеся более ранними минералами по сравнению с названными выше. Вкрапленность молибденита обнаружена также в альбандах одной из пегматитовых жил на рудопоявлении I7. Мощность этой жилы 0,4 м, протяженность не установлена; молибденоносные оторочки имеют ширину 5-10 см.

Содержание молибдена в точечных пробах, взятых из грейзенизированных гранитов, по химическому анализу составляет от 0,003 до 0,55% (8 проб). В пробах определены также свинец - 0,013 и 0,025% (2 анализа) и вольфрам - 0,03% (1 анализ). На рудопоявлении I8 обнаружена одна кварцевая жила с вкрапленностью молибденита, имеющая мощность от 10 до 20 см и протяженность 40 м. Жила не опробована. Площадь распространения молибденоносных гранитов в левом борту р.Обо-гол перспективна для постановки детальных поисков на молибден с применением поверхностных горных работ.

Рудопоявление I4 приурочено к небольшому (2 x 0,5 км) штоку аляскитовых гранитов девонского комплекса, прорывающему гнейсы шутхулайской свиты. Убогая минерализация мелкочешуйчатого молибденита наблюдается в слабо грейзенизированном граните на площади до 10 км². Рудопоявление не опробовано. Орел рассеяния молибденита, связанный с Обо-гольской группой рудопоявлений, четко оконтуривается в верхнем течении р.Обо-гол (I3). Молибденит в виде чешуек размером до 1-2 мм присутствует в шлихах в редких знаках. Редкие знаки молибденита обнаружены в шлихах, кроме того, по рр. Изиг-суг, Соруг, Дунда-гол, Дарыл, Кокек, Тисса, Шивит, Билин-Бажен, Теректы-хем, Тоймас, Дугду. Во всех случаях источником молибденита, заслуживающего дальнейшего изучения, являются граниты девонского (бреньского) интрузивного комплекса.

Ниобий, тантал, редкие земли, цирконий

Месторождения и рудопоявления ниобия, тантала, редких земель, циркония на территории описываемого листа заслуживают большого внимания. Это оруденение генетически связано с девонским щелочным интрузивным комплексом, а также иногда с субщелочными гранитами девонской (бреньской) интрузии. Оруденение концентрируется главным образом в постмагматических гидротермально-метасоматических образованиях и пегматитах. Кроме названных рудных компонентов месторождения данного типа содержат повышенные концентрации титана, тория, урана, молибдена, свинца, цинка. Эти элементы встречаются как в форме самостоятельных минералов, так

и в виде изоморфной примеси в других минералах (например, уран и торий в цирконах и редкоземельных минералах). По составу редких земель оруденение является комплексным, т.е. содержит элементы иттриевой и цериевой групп.

По принятой в настоящее время в литературе терминологии месторождения этого типа называются редкометалльными. Главнейшими рудными минералами, встречающимися в редкометалльных месторождениях и рудопоявлениях района, являются: 1) окислы - фергиссонит, эвксенит-поликраз, пирохлор, уранинит, торинит, ильменит; 2) фосфаты - монацит, апатит; 3) силикаты, цирконосиликаты, титаносиликаты-ортит, чевкинит, бритолит, торит, сфен, циркон, эвдиалит; 4) сульфиды-галенит, молибденит, арсенопирит, пирит, сфалерит; 5) фториды-флукорит. Минеральные парагенезисы, как правило, всегда сложные и в каждом конкретном случае зависят от щелочности пород и генезиса. Редкометалльные месторождения и рудопоявления известны на двух участках: в бассейнах рек Айлыг, Дугду, Улуг-адыр-ой, Бай-холь-танма (Бий-хемская группа) и в левом борту верховьев р.Соруг.

Месторождение Орта-Адырское (22) находится в верховьях рч.Орта-Адыр, левого притока р.Улуг-Адыр-ой. В пределах района расположен только восточный фланг месторождения; главная его часть находится западнее, на территории листа N-47-XXXII. Месторождение открыто в 1958 г. партией Самородова П.В. (1959ф). Участок месторождения сложен сланцами харальской свиты, прорванными крупным Дугдинским массивом щелочных пород девонского комплекса. Оно приурочено к северному экзоконтакту Дугдинского массива, сложенного на данном участке нефелиновыми и щелочными сиенитами, превращенными непосредственно в контакте со сланцами в гибридные меланократовые шонкиниты - малиниты и нефелиновые альбититы. В северном экзоконтакте щелочной интрузии залегает семь крупных и значительное число мелких жил, сложенных сильно альбитизированными пегматоидными щелочными и нефелиновыми сиенитами. Мощность жильных тел достигает 20 м, протяженность по простиранию - до 800 м. Жилы имеют северо-восточное и северо-западное простирание, как правило, несогласное с простиранием вмещающих сланцев. Направление падения их не установлено. В составе жил присутствуют пирохлор, ураноторианит, ловенит, эвдиалит, циркон. Большая часть рудных жил расположена за пределами района. Содержание в бороздовых и точечных пробах главных полезных компонентов по наиболее крупной жиле составляет (по 10 анализам): Nb₂O₅ - 0,05-0,20%; Σ TR₂O₃ - 0,11-0,46%; ZrO₂ - 0,9-1,64%; Ta₂O₅ - 0,004-0,003%; U - 0,009-0,075%; ThO₂ - 0,014-0,043%. Геологи-

ческие запасы руды до глубины 50 м по наиболее крупным килам составляют 1,0-1,5 млн. тонн. Запасы редких земель при среднем содержании 0,1% не менее 1000 тонн.

Месторождение Кадыр-Тагское (23) расположено в 3,0 км восточнее Орта-Адырского, на правобережье рч. Улуг-Адыр (левая составляющая р. Улуг-Адыр-ой). Открыто в 1958 г. партией Самородова П.В. (1959ф). Приурочено к северному экзоконтакту Дугдинского массива щелочных пород, сложенному здесь щелочными сиенитами и граносиенитами, с габброидами нижнепалеозойского комплекса и мраморами айлыгской свиты. Габброиды инъецированы щелочными сиенитами, ороговикованы, местами альбитизированы. В области контакта щелочного массива развиты гибридные гнейсовидные альбитизированные габбро и диориты, малиньиты, мариуполиты. Щелочные сиениты и вмещающие их породы прорваны дайками бостонитов, трахитов, трахиадезитов, аплитов, имеющими обычно субмеридиональное простирание. На месторождении развиты разрывные нарушения: дорудные северо-восточного и субмеридионального направлений, пострудные северо-восточного направления. Рудные тела, залегающие среди габброидов, на площади около 0,25 км², имеют форму неправильных кил, мощность которых измеряется обычно несколькими метрами, и протяженность составляет от 50 до 220 м. Простирание кил северо-восточное и субмеридиональное. Всего на месторождении насчитывается более 30 рудных кил.

Килы по составу различны; они сложены альбитизированными нефелиновыми пегматоидными сиенитами, альбититами, альбитизированными пегматоидными сиенитами, гибридными меланократовыми щелочными габброидами. В контактах рудных кил развиты альбитизированные гнейсовидные габбро, образующие неправильные линзовидные тела различных размеров. В рудных телах наблюдаются следующие минералы: циркон, пирохлор, бритоцит, ринколит, ураноторианит, молибденит, галенит, сфалерит, магнетит, апатит, церианит, флюорит. По химическому анализу, в бороздовых и точечных пробах содержание главных полезных компонентов составляет: по киле № 1 (средняя мощность 9-10 м, длина 210 м) по 14 анализам - Nb₂O₅ - 0,012-1,06%; Σ TR₂O₃ - 0,06-1,135%; Ta₂O₅ - до 0,006%; ThO₂ - 0,008-0,066%; U - 0,001-0,42%; ZrO₂ - 0,04-2,3%. По киле № 2 (средняя мощность 5-6 м, длина 220 м) по 12 анализам - Nb₂O₅ - 0,012-2,0,15%; Σ TR₂O₃ - 0,07-0,55%; Ta₂O₅ - 0,001-0,007%; ThO₂ - 0,003-0,44%; U - 0,002-0,143%; ZrO₂ - 0,08-2,8%. По другим килам сделаны единичные анализы (всего 6 анализов), показавшие содержание: Nb₂O₅ - 0,09-0,27%; Σ TR₂O₃ - 0,04-0,49%; Ta₂O₅ - до 0,005%; ThO₂ - 0,008-0,025%; U - 0,002-0,046%;

ZrO₂ - 1,92-3,62%. Геологические запасы суммарно по пяти наиболее крупным килам до глубины 50 м составляют: Nb₂O₅ - 520 т; Σ TR₂O₃ - 1200 т; ZrO₂ - 5200 т, U - около 100 т (Самородов и др., 1959ф).

Месторождение Горное (30) расположено в правом борту истоков р. Дугду. Открыто Махиным Г.В. в 1957 г. (1958ф) и окультурено партией Самородова П.В. в 1958 г. (1959ф). Приурочено к южному экзоконтакту Дугдинского щелочного массива с габброидами нижнепалеозойского комплекса и мраморами айлыгской свиты. На месторождении развиты разрывные нарушения субширотного и меридионального направлений. Рудные тела представлены килами альбитизированных сиенит-пегматитов, карбонатно-флюоритовыми килами и линзовидными обособлениями альбититов, образованных по мраморам и габброидам. Всего на месторождении известно 7 крупных кил субмеридионального простирания (падение, как правило, крутое), имеющих мощность от 1 до 10 м и протяженность от 40 до 650 м. Рудная минерализация представлена цирконом, пирохлором, фергисонитом, бритоцитом, торитом, ураноторианитом, галенитом, молибденитом, арсенопиритом; в альбитизированных щелочных сиенитах изредка наблюдается эвксенит-поликраз. Содержание определявшихся полезных компонентов по химическому анализу 9 точечных проб колеблется в пределах: Nb₂O₅ - 0,01-0,67%; Σ TR₂O₃ - 0,02-1,45%; ZrO₂ - 0,02-2,14%; ThO₂ - 0,02-0,05%; U - 0,036-0,538%. Геологические запасы до глубины 50 м оцениваются цифрами: Nb₂O₅ - 200-300 т, Σ TR₂O₃ - 500 т.

Месторождение Дугдинское (26) находится в истоках р. Дугду, в 2-2,5 км к северо-востоку от месторождения Горного. Открыто Кудриным В.С. в 1957 г. (Махин и др., 1958 ф). Участок месторождения сложен габбро и диоритами нижнепалеозойской интрузии, прорванными щелочными гранитами, граносиенитами, а также нефелиновыми сиенитами (южная часть Дугдинского массива). Габброидные породы инъецированы щелочным сиенитом, альбитизированы и превращены в гибридные альбитовые и нефелино-альбитовые гнейсовидные породы, слагающие неправильные килообразные и линзовидные тела, мощность которых измеряется метрами, а протяженность - десятками метров. Кроме того, на месторождении распространены килы и шпирь пегматоидных щелочных гранитоидов и сиенитов, залегающие в эндоконтакте Дугдинского массива. Размеры кил и шпировых обособлений составляют до нескольких десятков метров; падение кил крутое (60-90°). Общая площадь месторождения достигает 0,2-0,3 км². Рудная минерализация, представленная цирконом, пирохлором, бритоцитом, чевкинитом, фергисонитом, гадолинитом, торитом, иттриали-

том, галенитом, молибденитом, арсенопиритом, сконцентрирована в альбитизированных щелочных пегматитах и инъекционных гибридных габброидах. Содержание полезных компонентов в бороздовых и точечных пробах по химическому анализу составляет: Nb_2O_5 - 0,01-0,42% (32 анализа); ΣTR_2O_3 - 0,01-1,4% (32 анализа); ZrO_2 - 0,46-3,0% (7 анализов); ThO_2 - 0,012-0,145% (5 анализов); U - 0,027-0,028% (2 анализа); Ta_2O_5 - 0,001-0,018% (5 анализов). Содержание полезных компонентов, как видно из приведенных цифр, резко колеблется в очень широких пределах. Геологические запасы руды на Дугдинском месторождении до глубины 50 м оцениваются цифрой порядка I млн. тонн. Запасы металлов не приводятся из-за резких колебаний в содержаниях.

Все описание месторождения не разведаны и в настоящее время являются непромышленными, т.к. расположены в высокогорном, труднодоступном и слабо экономически освоенном районе. Однако эти месторождения заслуживают дальнейшего изучения и проведения детальных поисково-разведочных работ, т.к. относятся к перспективному генетическому типу и значительны по масштабам.

Рудопроявление "Аномальное" (24) находится в 2 км к северу от оз.Бай-холь. Приурочено к ксенолиту мраморов айлыгской слиты, залегающему в щелочных сиенитах, местами в контакте с мраморами превращенных в щелочные меланократовые гибридные габброиды. Рудные тела представлены жилами и прожилками альбитизированных сиенит-пегматитов и линзовидными обособлениями гибридных альбитизированных пород. Мощность жил до 1,5 м, длина до нескольких десятков метров. Рудная минерализация представлена бритолидом, ринколитом, цирконом, торитом, галенитом, сфалеритом, молибденитом. По наиболее крупной жиле (мощность 1,5 м) содержание полезных компонентов достигает (по 2 анализам): Nb_2O_5 - 0,44 и 0,7%; ΣTR_2O_3 - 1,3 и 10,79%; Ta_2O_5 - 0,01-0,031%; ThO_2 - 0,015 и 0,41%; U - 0,013 и 0,045%; ZrO_2 - 0,88 и 3,06% (Самородов и др., 1959ф).

Рудопроявления Бай-хольское (25) и Ушарское (27). Первое из них (25) расположено в 1,5 км к юго-востоку от оз.Бай-холь, второе (27) - на левом берегу р.Дугду, в ее истоках. Участки рудопроявлений сложены габбро и диоритами нижнепалеозойской интрузии, содержащими ксенолиты мраморов и сланцев синийского комплекса. Перечисленные породы прорваны мелкими штоками щелочных сиенитов и гранитов, а также жилами сиенитовых и гранитовых пегматитов. Щелочные интрузивные и жильные породы альбитизированы, частично окварцованы (25); по габброидам иногда образованы гибридные породы типа монзонитов (27), а также альбититы. Альбитизация на

данных рудопроявлениях незначительна, размеры рудных жил пегматитов и альбититов невелики, обычно измеряются несколькими метрами. Рудная минерализация представлена цирконом, пироксидом, фергусонитом и другими минералами, характерными для ранее описанных месторождений. Содержание в пробах (точечных и штучных) полезных компонентов составляет (химический анализ): I. Бай-хольское рудопроявление по 5 анализам: Nb_2O_5 - 0,05-0,5%; ΣTR_2O_3 - 0,06-1,4%; ZrO_2 - 0,1-1,4%. П.Ушарское рудопроявление: Nb_2O_5 - 0,005-0,1%; ΣTR_2O_3 - 0,02-0,36% (по 10 анализам); ZrO_2 - 0,07-2,6% (по 5 анализам).

Рудопроявление "Перевальное" (28) находится на гребнеобразной седловине хр.Куу-тайга, в 2,5 км к югу от оз.Бай-холь. Приурочено к контактной зоне ксенолитов мраморов и габбро, заключенных в щелочных гранитоидах. Рудная минерализация концентрируется в пегматитовых и флюоритовых жилах. Пегматитовые жилы, имеющие мощность от 5-10 см до 0,5-1 м и протяженность до 10-20 м, залегают обычно в щелочных гранитах и габбро. Рудная минерализация в пегматитах представлена вкрапленностью циркона, пироксидов, фергусонита и чевкинита. Флюоритовые жилы приурочены к зоне скарирования в мраморах, где насчитывается 8 таких жил, имеющих мощность 1-10 см, а в раздувах до 50 см при протяженности до первых десятков метров. Жилы сложены темно-фиолетовым флюоритом, содержащим густую вкрапленность бритолита, а также единичные зерна циркона, пироксидов и чевкинита. В небольшом количестве присутствуют, кроме того, галенит, пирит, халькопирит и молибденит. В штучной пробе из флюоритовой жилы с бритолидом химическим анализом определены: Nb_2O_5 - 0,053%; Ta_2O_5 - 0,002%; ΣTR_2O_3 - 1,15%; ZrO_2 - 0,4%; UO_2 - 0,014%; ThO_2 - 0,0625% (Кудрин, Кудрина, 1958ф).

Рудопроявление Кушвенское (29) находится в истоках рч.Кушвен, правого притока р.Айлыг. Приурочено к экзоконтакту небольшого (0,2x0,7 км) штока щелочных гранитов и граносиенитов, прорывающего габбро, сланцы и мраморы (сланцы и мраморы залегают в виде ксенолитов в габбро). Выещающие породы инъецированы сиенит-пегматитовыми и нефелин-пегматитовыми жилами небольшой (десятки сантиметров) мощности, интенсивно альбитизированы и флюоритизированы. Мощность зоны альбитизации не превышает нескольких метров. Пегматитовые жилы и альбитизированные породы содержат циркон (до 5000 г/т), фергусонит (до 1000 г/т), орфанит, ортит, пироксид, чевкинит, монацит, галенит, арсенопирит. По данным химического анализа, в альбит-флюоритовых породах содержится: Nb_2O_5 - 0,042-0,60%; ΣTR_2O_3 - 0,101-0,163% (3 анализа); ThO_2 -

0,017-0,020%; U - 0,016-0,035% (2 анализа). Масштабы рудопроявления не установлены. Рудопроявление заслуживает дальнейшего изучения.

Рудопроявление Айлыгское (31) расположено в верховьях левого безымянного притока р.Айлыг и приурочено к жиле щелочного альбитизированного сиенита, залегающей в сланцах харальской свиты. Мощность жилы от 25 до 50 м, протяженность по простиранию (азимут 340-350°) - 3 км, падение крутое (60-70°) на запад. Альбитизированный сиенит содержит циркон, фергусонит, ортит, оранжит, галенит и арсенипирит. Химическим анализом в двух штучных пробах установлены: Nb₂O₅ - 0,016 и 0,02%; Σ TR₂O₃ - 0,087 и 0,109 ThO₂ - 0,006%; U - 0,005 и 0,006%. Кроме описанных рудопроявлений в районе Дугдинского щелочного массива известно значительное количество аналогичных, но более мелких рудопроявлений, не показанных на карте. Описанные рудопроявление, каждое в отдельности, не представляют практического значения из-за небольших размеров. Однако в случае освоения охарактеризованных выше месторождений весь Дугдинский массив, в том числе и незначительные по масштабам рудопроявлений, могут представить интерес.

Рудопроявление Соругское (4) находится в пределах хр.Соруг-Чушку-Узу, в левобережье истоков р.Соруг. Приурочено к массиву лейкократовых и субщелочных гранитов девонского интрузивного комплекса. Непосредственно на рудопроявлении на площади до 3 км² развиты сильно катаклазированные и слегка альбитизированные светло-серые и розоватые аляскитовые граниты, содержащие циркон, фергусонит, торит, молибденит и флюорит. Количество циркона в наиболее богатых пробах не превышает 400-500 г/т, фергусонита - 10-20 г/т. Химический анализ показал содержание в этих гранитах Nb₂O₅ - от 0,01 до 0,028% (9 проб). Рудопроявление не имеет практического значения из-за низких содержаний полезных компонентов.

Ореол рассеяния ниобо-редкоземельных минералов (фергусонит, пирохлор, чевкинит, бритоцит, монацит) и циркона в аллювиальных отложениях оконтурен в истоках рек Улут-адыр-ой, Дугду и в среднем течении р.Айлыг (21). Этот ореол приурочен к Бий-хемской группе редкометалльных месторождений и рудопроявлений, описанных выше. Ореол рассеяния циркона (9) отмечен в бассейне р.Шивит (правый приток Бий-хема). Этот минерал присутствует, кроме того, в шлихах по рр.Обо-гол, Кадыр-суг, Изиг-Суг, Соруг и Азас. Циркон поступает в аллювий из гранитов девонского (бренского) комплекса. В бассейнах рек Билин, Обо-гол в шлихах часто наблюдается монацит, источником которого служит здесь гранит нижнепалеозой-

ской интрузии. В одном шлихе в нижнем течении р.Теректы-хем встречен ксенотим (источник его здесь не ясен). В верховьях р.Изиг-суг и в бассейне р.Айлыг в ряде шлихов присутствует торит, поступающий в аллювий из девонских гранитов и щелочных пород.

Висмут

В двух шлихах в единичных знаках по р.Обо-гол и в истоках р.Теректы-хем встречен висмутин. Источник этого минерала не определен.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Флюорит

Флюорит широко распространен в альбитизированных щелочных породах девонского комплекса, а также встречается в гранитоидах бренской интрузии. Обычно флюорит является спутником редкометалльного оруденения. В шлихах флюорит распространен на участках развития названных интрузивных пород: в районе р.Айлыг, по рр. Азас, Соруг, Изиг-суг. Кроме того, флюорит обнаружен в аллювии р.Билин и ее притоков; источник флюорита здесь не выяснен.

Слюда-мусковит

Месторождения мусковита, связанные с саянским интрузивным комплексом, отмечены в двух местах: в правом борту р.Билин-Бажен (II) и в истоках левого нижнего притока р.Теректы-хем (34). На первом (II) наблюдается около 10-12 пегматитовых жил мощностью от 10 до 40 см и протяженностью до 6-8 м, секущих в различных направлениях биотитовые гнейсы шутхулайской свиты. Преимущественное залегание пегматитовых жил: аз.пад. 50-60 / 20-30°. В жилах в виде гнезд до 15-20 см в поперечнике наблюдаются скопления и сростки кристаллов мусковита от 1 см² до 9,5 x 5,5 см. Слюда прозрачная, без видимых примесей, хорошо расщепляется на тонкие, гибкие листочки. По технологическим признакам мусковит, по видимому, можно отнести к П-IV категориям. Однако запасы слюды весьма незначительны. Второе месторождение (34) представлено многочисленными жилами мусковитовых пегматитов, залегающими среди гнейсов билинской свиты, на площади около 0,2 км². Размеры жил не превышают 0,4x10 м, обычно же составляют 0,1x1,5-2 м. Кристаллы мусковита обычно изогнутые, содержат многочисленные врос-

ки кварца, полевого шпата, иногда - гранат. Размеры кристаллов слюды не более 1,5-2 см. Месторождения слюды не представляют практического интереса из-за ничтожных размеров.

Графит

Проявление графита (35) обнаружено геологом Никитчиным Г.А. (Горная экспедиция) в 1960 г. в истоках левого нижнего притока р.Теректы-хем. В биотитовых гнейсах Билинской свиты наблюдается зона дробления, параллельная слоистости пород. В зоне дробления гнейсы сильно обожжены и содержат вкрапленность графита и отдельные обогащенные графитом линзы. Полоса графитизации в гнейсах протягивается в северо-восточном направлении на 2 км при ширине 200 м. Размеры обогащенных линз не превышают нескольких метров. Содержание графита (визуально) составляет 10-15%. Указанное рудопоявление заслуживает постановки детальных поисков и специального опробования.

ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

На территории листа известно большое количество минеральных источников; из них семь наиболее крупных показаны на карте. Минеральный источник в 2 км выше устья правой составляющей р.Биче-Соруг (1) пробивается из рыхлых отложений 5-метровой террасы. Источник каптирован мелким шурфом. Вода источника имеет температуру 8°C, прозрачная, по вкусу напоминает нарзан. Дебит - 2-2,5 л в минуту. Анализ воды не производился; по-видимому, она является углекислой, гидрокарбонатной и содержит железо, т.к. у устья источника наблюдаются ржавые натеки.

В верховьях того же ключа, в 4 км выше описанного источника, наблюдается до пяти выходов минеральных источников (2). Вода в них холодная (5-6°C), прозрачная, без запаха, с железистым привкусом. Анализ воды не производился. Источники не каптированы и не расчищены. По правому борту р.Соруг, в 3 м ниже слияния его составляющих, два минеральных источника (5) вытекают из-под гранитной осыпи у подножья склона. Вода в них холодная (8-10°C), прозрачная, по вкусу похожа на нарзан. Дебит 0,5 л/мин. Анализ воды не производился.

На стрелке составляющих р.Тыбра-хем находятся четыре минеральных источника (6), вытекающие из рыхлых отложений 2-3 метровой террасы названной реки. Вода в источниках холодная (6-8°C),

прозрачная, с железистым привкусом. Наличие мощных травертинов (до 2,5 м) указывает на гидрокарбонатный состав воды. Анализ воды не имеется. Дебит источников 1,5-2,5 л/мин. Один из источников каптирован шурфом, остальные не расчищены.

Большая группа минеральных источников находится в районе летнего пос.Чойган (7,8). Все источники выходят в долине р.Аржан-хем, их насчитывается около 50. По составу воды и температуре источники разнообразны: углекислые нартанного типа, железистые, горькие сульфатно-магнезиальные; холодные и термальные. Большинство источников чойганской группы имеют незначительный дебит и температуру от 6 до 14°C. Несколько источников имеют температуру 35-40°C. Четыре термальных источника каптированы, над ними сделаны ванны-срубы и возведены избушки. Дебит наиболее крупных источников более 2 л/мин. Анализ воды не производился. Источники сопровождаются мощными травертинами. Чойганские минеральные источники используются населением близлежащих поселков в летнее время для лечения ревматизма и желудочных заболеваний.

В правом берегу р.Тисси, в 2 км выше устья р.Сарикты, имеется около 20 выходов минеральных источников (10) в пойме реки, в 20-30 м от подножья склона. Источники открыты в 1915 г. (Обручев С.В., 1960); вблизи источников построена изба. Источники относятся к типу углекислых, гидрокарбонатных, кальциево-магневых, холодных (температура 3-5°C). Состав воды приводится в табл.9.

Т а б л и ц а 9

% - эквивалент						Минерализация (сумма катионов и анионов)	РН	Температура
катионы			анионы					
K+Na	Mg	Ca	HCO ₃ '	SO ₄ ''	Cl'			
1,0	38,0	61,0	99,0	0,4	0,6	430	6	3°

$$\text{Формула Курлова: } M_{0,3} \frac{HCO_3 \ 99}{Ca \ 61 \ Mg \ 38} T_{30}$$

Еще один источник (не показанный на карте) известен в левом борту р.Сарикты, в 2 км выше устья, в террасе, сложенной ледниковыми отложениями. Температура воды в разных выходах 10,12,14°C. Дебит небольшой. Вода углекислая (Обручев С.В., 1960). Минеральные источники гидрокарбонатного типа, не показанные на карте, известны, кроме того, в бассейнах рек Дуида-гол и Хойто-гол.

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Наибольшие перспективы район имеет в отношении редкометаллового оруденения; особенно интересной является Бий-хемская группа месторождений и рудопоявлений, приуроченная к экзоконтактной зоне Дутдинского щелочного массива. Заслуживают внимания Обогольские рудопоявления молибдена, в районе которых целесообразно проведение детальных поисков.

Перспективными для поисков россыпного золота являются верхнечетвертичные отложения в нижнем течении р.Теректы-хем. Также заслуживает внимания рудопоявление титаномагнетита в бассейне р.Иаиг-суг. В отношении других, описанных выше, полезных ископаемых перспективы районе незначительны.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды по характеру циркуляции разделяются на трещинные, трещинно-карстовые, трещинно-пластовые и пластовые.

Трещинные воды пользуются наибольшим развитием. Они приурочены к площадям распространения интрузивных и метаморфических пород в областях сильно расчлененного рельефа. Глубина циркуляции вод колеблется в пределах от метров до сотен метров. Выходы на дневную поверхность трещинных вод часто бывают приурочены к тектоническим трещинам. Выходы трещинных вод наблюдаются в виде небольших ключей, родников и нисходящих источников. Вода в них мягкая, прозрачная, приятная на вкус, с температурой 4-6°C. Режим трещинных вод непостоянен, питание их осуществляется за счет атмосферных осадков.

Трещинно-карстовые воды приурочены к площадям распространения карбонатных пород балыктыгхемской и айлыгской свит. Мраморы разбиты системой полых или заполненных рыхлым материалом трещин, в которых циркулируют грунтовые воды. Много карстовых воронок наблюдается в верховьях р.Айлыг и на водоразделе Айлыг-Тоймас и Соруг-Иаиг-суг. Обычно диаметр карстовых воронок не превышает 2-3 м при глубине 1-1,5 м. На участках развития карста поверхностные ручьи часто теряются, уходя вглубь. Основным источником питания трещинно-карстовых вод также являются атмосферные осадки.

Трещинно-пластовые воды приурочены к площадям распространения базальтов, туфов и туфобрекчий, которые

задегают на хорошем водоупоре из древних кристаллических пород. Питание вод происходит за счет атмосферных осадков и частично за счет вод, циркулирующих в ледниковых отложениях. Режим трещинно-пластовых вод более постоянен, чем у описанных выше, чему способствует уплощенный рельеф и почти горизонтальное залегание пород. Выходы трещинно-пластовых вод на поверхность представлены многочисленными "мочажинами" и источниками с небольшим дебитом. Много таких источников в верхнем течении р.Мон-Даш-хем. Вода в них холодная (6-8°C), прозрачная, без запаха и вкуса. Дебит 2,5-3 л/мин.

Пластовые воды широко развиты в моренных, аллювиальных и делювиально-элювиальных образованиях. Питание пластовых вод происходит в основном за счет атмосферных осадков и трещинных вод. Водоупором для этих вод служат коренные породы, линаовидные прослои суглинков и глин, а также верхний горизонт многолетней мерзлоты. В верховьях многих рек, имеющих плоские и широкие долины (Ар-Ой, Тоймас и др.), создаются благоприятные условия для накопления грунтовых вод, что при наличии водоупора (коренное ложе или мерзлота) и замедленного стока приводит к заболачиванию. Вода в таких болотах пресная, слегка загрязнена органическими веществами, температура ее 5-6°C. Грунтовые пресные воды не имеют практического значения, т.к. район обеспечен большими запасами поверхностных вод, по своему качеству пригодных для технических и бытовых нужд. На территории листа известно несколько минеральных источников, которые описываются в главе "Полезные ископаемые".

ЛИТЕРАТУРА

О п у б л и к о в а н н а я

А г е н т о в В.Б., М а х и н Г.В., О н и щ е н к о В.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-П. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.

А р с е н т ь е в В.П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. Тр.БКНИИ СО АН СССР, вып.2, сер.геолого-географ. Улан-Удэ, 1960.

В о л к о л а к о в Ф.К. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений юго-восточной части Восточного Саяна. Тр.БКНИИ СО АН СССР, сер.геолого-географ., вып.2, Улан-Удэ, 1960.

Гросвальд М.Г., Станкевич Е.Н., Уфлянд А.К. Новые данные о базальтах Хамсыра-Бийхемского междуречья в северо-восточной Туве. Сб. статей (материалы по региональной геологии). Тр. ВАГТ, вып.5. Госгеолтехиздат, 1959.

Гудилин И.С., Додин А.Л., Нордега И.Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:500 000. Госгеолтехиздат, 1951.

Додин А.Л., Кудрявцев Г.А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, ВСЕГЕИ-ВАГТ, 1951.

Другова Г.М., Лурье М.Л., Обручев С.В. Докембрий северо-восточной Тувы. Труды лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып.5, 1955.

Ильин А.В., Ильина Т.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, лист М-46-ХП. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1961.

Ильин А.В., Моралев В.М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, листы М-47-ХШ, XIX. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1959.

Ильина Н.С. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах. Сб. "Бокситы, их минералогия и генезис", АН СССР, 1958.

Лурье И.Л., Обручев С.В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945 и 1946 гг. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1948.

Махин Г.В. О докембрии крайнего востока Тувы. Сб. статей (материалы по региональной геологии). Тр. ВАГТ, вып.5, Госгеолтехиздат, 1959.

Махин Г.В., Башилова И.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Западно-Саянская, лист М-47-Ш. Объяснительная записка, Госгеолтехиздат, 1961.

Обручев С.В. Неизвестные Арзаны Окинского аймака. Тр. БКНИИ СО АН СССР, вып.2, сер. геол.-географ. Улан-Удэ, 1960.

Обручев С.В. Полезные ископаемые и минеральные источники Окинского аймака. БМ АССР Бур. Монг. Гос. научно-исслед. ин-т языка, лит-ры и истории, Улан-Удэ, 1943.

Пинус Г.В., Кузнецов В.М., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. Изд. АН СССР, 1958.

Татаринов П.М., Кузнецов В.А., Филатов К.С. Геологические исследования в районе Агтоврацкого месторождения асбеста в верховьях Енисея. Тр. ЦНИИГРИ, вып.13, 1934.

Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып.49, ниобий и тантал. Госгеолтехиздат, 1959.

Требования промышленности к качеству минерального сырья, вып.51, редкоземельные элементы. Госгеолтехиздат, 1959.

Фондовая

Агентов В.Б., Агентова В.В. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, серия Западно-Саянская, лист М-47-1. Объяснительная записка, Фонды ВАГТ, 1958.

Адамович А.Ф., Башилова И.И., Канторович В.И., Махин Г.В., Станкевич Е.Н., Смиртенко Э.М. Геологическое строение бассейнов р.Билин и левобережья верховьев р.Кзыл-хем. Отчет о работе партии № 4 за 1954 г. Фонды ВАГТ, 1955.

Алексеева О.П., Титов Д.В. Геологическое строение бассейна р.Тиссы между рр.Доватой и Халыгеном в В.Саяне. ВГФ, 1949.

Архангельская В.В., Кац А.Г. Геологический отчет по работам Аржанской и Кызыл-хемской партий за 1948 г. Фонды ВАГТ, 1949.

Белостоцкий И.И. Геология восточной и центральной части бассейна р.Хамсыры (отчет о работах Хамсыринской геологической партии Тувинской экспедиции ВАГТ за 1948 г.). Фонды ВАГТ, 1949.

Гудилин И.С. Геоморфология восточной Тувы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды ВАГТ, 1954.

Гудилин И.С., Пятяева И.А. Геологический отчет Тоджинской партии Тувинской экспедиции ВАГТ за 1948 г. Фонды ВАГТ, 1949.

Зоненшайн Л.П., Адамович А.Ф., Гросвальд М.Г. Геологическое строение верховьев р.Хамсыры. Отчет о работе партии № 2 за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.

Ильин А.В., Ильина Т.А., Ремизов Н.Н. Стратиграфия докембрийских отложений. Отчет отряда № 1 тематической партии № 12 за 1959 г. Фонды ВАГТ, 1960.

Ильичев А.А., Смирнов А.Д., Станкевич Е.Н., Уфлянд А.К., Рулева К.Н., Красильников Г.М. Геологическое строение истоков рек Б.Енисей, Азас, Хамсыра, Тисса и Сенца. Отчет о работе партии № 1 Аэрогеологической экспедиции № 6 за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ,
ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ

К о б е л я ц к и й И.А., А л е к с е е в а О.П. Материалы по геологии бассейнов рек Сенцы и Джамбалыка. Окончательный отчет В.Саянской партии ИГУ за 1943 г. ВГФ, 1946.

К у д р и н В.С., К у д р и н а М.А. Краткая характеристика Дугдинского и Перевального рудопроявлений редких элементов. Фонды ВИМС, 1958.

К у д р я в ц е в Г.А. Отчет по сводке миллионной карты Тувы, выполненный в Северо-тувинской экспедиции (геологическое строение северо-восточной Тувы). ВГФ, 1950.

К у д р я в ц е в Г.А., Н о р д е г а И.Г., Р а к о в е ц О.А. Геологическое строение района верхнего течения р.Бий-хем (Малый Енисей) в северо-восточной Туве. ВГФ, 1949.

М а х и н Г.В., Б а ш и л о в а И.И., В о л о д и н а В.И., Н и к у л ь ч е н к о В.Г., У ф л я н д А.К. Геологическое строение района верховьев рек Бий-хем и Билин. Отчет партии № 7 за 1955 г. ВГФ, 1956.

М а х и н Г.В., Б а ш и л о в а И.И. Отчет партии № 8 по редакционно-увязочным работам, проведенным в 1956 г. в качестве первого этапа по подготовке к изданию листов М-47-Ш и N-47-XXXIII геологической карты м-ба 1:200 000. Фонды ВАГТ, 1957.

М а х и н Г.В., Б а ш и л о в а И.И., Т р у б и н о Д.И. с участием П а в л е н к о А.С. Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 12 в районе верховьев рек Кызыл-хем и Бий-хем (восточная Тува) в 1957 г. Фонды ВАГТ, 1958.

М а х и н Г.В., Б а ш и л о в а И.И., П а в ш о к Г.Г., Р у д а к о в а Г.И., Т р у б и н о Д.И. Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 14 Аэрогеологической экспедиции № 6 в восточной Туве в 1958 г., Фонды ВАГТ, 1959.

С а м о р о д о в П.В., С у х а р е в Б.П., Г е р м а н о в Е.К., Т р е т ь я к о в Б.Г. при участии Г р и б к о в а И.И., Д о б р ы н и н а И.Н. Геологическое строение и оценка промышленных перспектив рудопроявлений Бий-хемского рудного района. Отчет Бай-хольской поисково-разведочной партии № 131 за 1958 г. ВГФ, 1959.

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондальный номер или место издания
1	2	3	4	5
1	Ильичев А.А., Смирнов А.Д., Станкевич Е.Н., Уфлянд А.К., Рулева К.Н., Красильников Г.М., Канторович В.И.	Геологическое строение истоков рек Б.Енисей, Азас, Хамсыра, Тисса и Сенца. Отчет о работе партии № 1 Аэрогеологической экспедиции № 6 за 1956 г.	1957	Фонды ВАГТ
2	Махин Г.В., Башилова И.И., Володина В.И., Никкульченко В.Г., Уфлянд А.К.	Геологическое строение района верховьев рек Бий-хема и Билина. Отчет партии № 7 за 1955 г.	1956	Фонды ВАГТ
3	Махин Г.В., Башилова И.И., Трубино Д.И., Павленко А.С.	Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 12 в районе верховьев рек Кызыл-хем (восточная Тува) в 1957 г.	1958	Фонды ВАГТ
4	Махин Г.В., Башилова И.И., Павшок Г.Г., Рудакова Г.И., Трубино Д.И.	Отчет по поисково-ревизионным работам, проведенным партией № 14 Аэрогеологической экспедиции № 6 в восточной Туве в 1958 г.	1959	Фонды ВАГТ

I	2	3	4	5
5	Самородов П.В., Сухарев Б.П., Германов Е.К., Третьяков Б.Г.	Геологическое строение и оценка промышленных перспектив рудопрояв- лений Бий-хемского рудного района. Отчет партии № 181 за 1958г.	1959	ВГФ

Приложение 2

СПИСОК
НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ N-47-XXXII КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по кар-те	Индекс клетки по карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения	№ использованного матер. по списку (прил. I)
I	2	3	4	5	6

Ниобий, тантал, редкие
земли, цирконий

22	IУ-I	Орта-Адырское	Не эксплуатируется	Коренное, пегматитовое, метасоматическое	5
23	IУ-I	Кадыр-Тагское	"	Коренное, пегматитовое, метасоматическое	5
26	IУ-I	Дугдинское	"	Коренное, пегматитовое, метасоматическое	3
30	IУ-I	Горное	"	Коренное, пегматитовое, метасоматическое	3,5

Слюда-мусковит

II	Ш-8	Без названия	"	Коренное, пегматитовое	2
----	-----	--------------	---	------------------------	---

1	2	3	4	5	6
34	IУ-4	Без названия	Не эксплуатируется	Коренное, пегматитовое	

Приложение 3

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ N-47-XXXIII КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (прилог. I)
1	2	3	4	5

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Титаномагнетитовые руды

3	I-8	Правый борт р.Изиг-Суг	Вкрапленность титаномагнетита в пироксенитах и габбро	
---	-----	------------------------	---	--

Медь

15	Ш-4	Истоки р.Ущелистой	Халькопирит, пирит, блеклые руды в кварцевых прожилках	2
16	Ш-4	Истоки р.Бага-Обо-гол	Халькопирит, пирит, блеклые руды в кварцевых прожилках	2
33	IУ-4	Правый борт верховьев р.Теректы-хем	Халькопирит, пирит, блеклые руды в кварцевых прожилках	2

Золото

32	IУ-3,4	Нижнее течение р.Теректы-хем	Ореол рассеяния золота в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	2
----	--------	------------------------------	--	---

I	2	3	4	5
Молибден				
I2	Ш-3	Истоки правой составляющей р.Билин-Бажен	Молибденит в кварцевом штокверке	
I4	Ш-4	Правый борт среднего течения р.Обо-гол	Вкрапленность молибденита в граните	2
I7	Ш-4	Левый борт р.Обо-гол	Вкрапленность молибденита в грейзенизированных гранитах	
I8	Ш-4	Правый борт р.Обо-гол	Молибденит в кварцевой жиле	
I9	Ш-4	Левый борт р.Обо-гол	Вкрапленность молибденита в грейзенизированных гранитах	2
20	Ш-4	Левый борт р.Обо-гол	Вкрапленность молибденита в грейзенизированных гранитах	
I3	Ш-4	Верхнее течение р.Обо-гол	Ореол рассеяния молибденита в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	2
Ниобий, тантал, редкие земли, цирконий				
4	I-3	Соругское	Вкрапленность циркона, оранжита, фергусонита в альбитизированном граните	I, 4
24	IУ-I	Аномальное	Бритолит, ринколит, торит, циркон, галенит и др. минералы, в альбититах и щелочных пегматитах	5

I	2	3	4	5
25	IУ-I	Бай-хольское	Циркон, фергусонит в альбитизированных щелочных пегматоидных гранитах	3
27	IУ-I	Ушарское	Циркон, пироклор, бритолит, оранжит и другие минералы в щелочных пегматитах и альбититах	3
28	IУ-I	Перевальное	Бритолит, пироклор, чевкинит, циркон в щелочных пегматитах и флюоритовых жилах	3
29	IУ-I	Кушвенское	Фергусонит, циркон, оранжит и другие минералы в альбититах	
3I	IУ-I	Айлытское	Фергусонит, циркон, оранжит, ортит в щелочном альбитизированном сиените	
Ниобий, редкие земли, цирконий				
2I	IУ-I	Истоки рек Улуг-адыр-ой, Бай-холь-танма, среднее течение р. Айлыг	Ореол рассеяния ниобо-редкоземельных минералов и циркона в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	3
Цирконий				
9	II, Ш-2	Бассейн р. Шивит	Ореол рассеяния циркона в аллювиальных отложениях по данным шлихового опробования	I

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

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Графит

35	IУ-4	Истоки левого притока р.Терек-ты-хем	Вкрапленность и линзы графита в гнейсах	
----	------	--------------------------------------	---	--

МИНЕРАЛЬНЫЕ ИСТОЧНИКИ

I	I-2	Верховья р.Биче-Соруг	Углекислый гидрокарбонатный холодный источник с дебитом 2-2,5л/мин	I
2	I-2	Верховья р.Биче-Соруг	Пять холодных углекислых (?) источников	I
5	I-3	Правый борт р.Соруг	Два холодных источника нарезанного типа с дебитом 0,5 л/мин	I
6	I-3	р.Тыбра-хем	Четыре холодных гидрокарбонатных источника с дебитом 1,5-2,5 л/мин	I
7	I-4	р.Аржан-хем у пос.Чойган	Несколько холодных и термальных источников сульфато-магнезильного и углекислого типа	I
8	I-4	р.Аржан-хем у пос.Чойган	До 50 выходов холодных и термальных минеральных вод различного состава с дебитом более 2 л/мин	I
10	П-4	Правый берег р.Тиссы	До 20 выходов холодных углекислых гидрокарбонатных источников с небольшим дебитом	I

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	81
Тектоника	52
Геоморфология	61
Полезные ископаемые	65
Подземные воды	80
Литература	81
Приложения	85

Технический редактор Ц.С.Левитан
Корректор И.И.Богданович

Сдано в печать 27/II 1969 г. Подписано к печати 21/У 1969 г.
Тираж 100 экз. Формат 60x90/16 Печ.л.6,0 Заказ 82сс

Копировально-картографическое предприятие
Всесоюзного геологического фонда