

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
Всесоюзный Аэрогеологический трест

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ
КАРТА СССР
масштаба 1:200 000
СЕРИЯ ВОСТОЧНО-САЯНСКАЯ
Лист N-47-XXXII
Объяснительная записка

С о с т а в и т е л и : Я.Д.Шенкман, Е.Н.Станкевич
Р е д а к т о р Г.А.Кудрявцев

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
28 мая 1960 г., протокол № 7



Государственное научно-техническое издательство
литературы по геологии и охране недр
Москва 1962

В В Е Д Е Н И Е

Территория листа N-47-XXXII входит в состав Тоджинского и Казахемского районов Тувинской автономной области; ограничена координатами $52^{\circ}00'$ с.ш. и $97^{\circ}00'$ в.д. Она находится на южной окраине Тоджинской котловины и захватывает высокогорный массив Улуг-Арга, достигающий высоты 2500 м, от которого на юго-запад и на юг отходят хребты Даштыг-ой-Тайга, Тунгуль высотой 2633 м, Узун-ой-Тайга и др. Юго-западнее расположен хр.Улуг-Тайга (до 2599 м). К западу массив Улуг-Арга, понижаясь, сменяется относительно невысокими хребтами Кадыр-Эзги-Тайга и Куу-Тайга. В пределы района входит южная часть Хамсыра-Азасской депрессии (верховье р.Азас), переходящей к юго-востоку в сложенную базальтами равнину с отметками 1200-1900 м. Для восточной высокогорной части территории характерны большие относительные превышения, достигающие 500-700 м; для западной они значительно меньше - до 300-400 м.

Все реки района принадлежат бассейну р.Бол.Енисея (р.Бий-хем), пересекающей район с востока на запад. К числу наиболее крупных притоков Бол.Енисея относятся рр.Азас, Бал-хем, образующиеся при слиянии рр.Улуг-Баш и Биче-Баш, Айлыг, Дугду, Чат-Суг. На территории листа имеется множество озер, рассеянных по всей площади, наиболее крупные из них: Кадин, Чайлыг-холь, Улуган-холь, Арга-холь.

Климат района континентальный. Среднегодовое количество осадков, по данным Торахемской метеостанции, расположенной западнее, колеблется от 500 до 650 мм, максимум их приходится на июль-август. Среднегодовая температура в районе, видимо, несколько ниже, чем в пос.Тора-хем, где она составляет минус $5,8^{\circ}$, при средней температуре января минус 22° -минус 30° , а июля плюс $+14^{\circ}$, плюс 16° . В высокогорной части климат холоднее, на склонах северной экспозиции развита вечная мерзлота.

Большая часть площади затежена, безлесны лишь высокие хребты на востоке и отдельные гольцовые возвышенности в цент-

ральной и западной частях.

Экономически район не освоен. Постоянное население отсутствует, только зимой заходят охотники, осенью и весной проезжают по Бичебатской тропе оленеводы, а летом по рр. Бол.Енисей и Азас поднимаются рыбаки. Кроме упомянутой тропы (по Баш-хе-му и Биче-Башу), имеется хорошая въездная тропа вдоль р. Азас (к пос. Ордику) и близ южной границы района — тропа от прииска Харал к верховьям Бол.Енисея. Ближайшие аэродромы, связывающие район с г.Кзыллом, расположены западнее — в поселках ИИ, Азас и Салдам.

Первые маршрутные геологические исследования проводились в районе в 1945-1946 гг. С.В.Обручевым. Им была составлена геологическая карта масштаба 1:1 000 000 и схематическое описание геологического строения территории. Позже С.В.Обручевым, М.Л.Лурье (1949 г.) и С.В.Обручевым с М.Г.Друговой (1955) были опубликованы выводы по этим работам. Авторы дали сильно заниженный возраст метаморфических толщ, отнеся их к архею и протерозою.

Иное представление о геологии района дала площадная геологическая съемка масштаба 1:1 000 000, проведенная в 1948 г. И.С.Гудилиным (1949 ф) и Г.А.Кудрявцевым (1949 ф) в составе аэрогеологической экспедиции ВАГТ. И.С.Гудилин картировал северную часть площади до Баш-хе-ма включительно, Г.А.Кудрявцев — остальную. Большая часть метаморфических пород (синийских и протерозойских) была отнесена ими к кембрию, в котором Г.А.Кудрявцев выделил айлыгскую и харальскую толщи. Кембрийский возраст был распространен как на действительно относящиеся к нижнему кембрию известняки и порфириды (туматтайгинской толщи), так и на нижнедевонские туфы кварцевых порфиритов. Интрузивные породы были разделены на две возрастные группы — нижнепалеозойскую и девонскую.

В 1951 г. Тувинской аэрогеологической экспедицией проводилась аэромагнитная съемка в масштабе 1:500 000 (Г.Г.Игнатьев, Г.А.Кудрявцев). По широтным профилям с интервалом 5-7 км производилось измерение вертикальной составляющей магнитного поля (ΔZ). Оно показало относительно спокойный характер поля (с максимальным значением ΔZ около 2000 γ).

В 1954 г. территория листа N-47-XXXII была закартирована в масштабе 1:200 000 Тувинской аэрогеологической экспедицией

ВАГТ; юго-западная часть площади заснята Я.Д.Шенкманом и др. (1955 ф), в 1955 г. северная часть — С.В.Потаповым, а юго-восточная — А.А.Ильичевым.

При картировании метаморфизованных песчаников и сланцев Я.Д.Шенкман подразделил их на две толщи — башхемскую (охемскую) и харальскую, ошибочно поместив вторую над первой и обе — выше вулканогенного нижнего кембрия. Детальное расчленение интрузивных пород и установление последовательности их формирования не помешало отнести разновозрастные интрузии к единому интрузивному комплексу, разделенному на две фазы. При этом в позднюю фазу попали наряду с лейкократовыми породами нижнепалеозойского интрузивного комплекса такие типичные представители девонского комплекса как сиениты. Для района была отмечена связь с лейкократовыми гранитами минералов редких земель и молибденита.

С.В.Потапов и А.А.Ильичев считали метаморфические образования района аналогами башхемской и харальской толщ, но выделить эти толщи им не удалось. Также не были выделены более древние — протерозойские отложения. Таким образом, все метаморфические толщи были отнесены условно к кембрию. Как единая толща нерасчлененного нижнего и среднего кембрия были закартированы туфогенные породы и нижнекембрийские порфириды и известняки, относимые в настоящее время к нижнему девону. На юго-востоке района С.В.Потаповым, А.А.Ильичевым и др. установлено развитие ультраосновных пород, обнаружен ряд рудопроявлений полиметаллов, арсенопирита и выделены участки, перспективные на редкоземельное оруденение; на отдельных участках ими проводилось металлометрическое опробование.

Одновременно со съемкой близ устья р.Айлыг и в среднем ее течении вел тематическую работу по стратиграфии В.Б.Агентов (1956 ф). В.Б.Агентов подтвердил наблюдавшееся ранее Г.А.Кудрявцевым залегание харальской сланцевой толщи на карбонатной айлыгской и высказал предположение о докембрийском возрасте этих толщ и о кембрийском возрасте конгломератов, обнаженных на правом берегу Бий-хе-ма, ниже впадения р.Айлыга.

В 1957 г. поисковая партия Горной экспедиции под руководством П.Д.Шельващенко работала в районе оз.Кадыш. В результате была составлена геологическая карта масштаба 1:50 000, не улучшенная и по существу не детализировавшая съемку С.В.Потапова. На геологической карте в соответствии с трактовкой А.М.Даниле-

вич туфы кислых эффузивов были отнесены условно к ордовику по неубедительному сопоставлению с ордовиком бассейна Систи́г-хе-ма, где вулканогенные породы в отличие от района работ образуют незначительной мощности прослой в красноцветных песчаниках. При поисках обнаружено небольшое редкоземельное рудопроявление.

В 1957 г. поисковой партией Г.В.Махина Тувинской экспедиции ВАГТ совместно с отрядами В.С.Кудрина (ВИМС) и А.С.Павленко (институт Геохимии АН) был обнаружен ряд рудопроявлений.

В 1958 г. Я.Д.Шенкман и Е.Н.Станкевич проводили на территории листа N-47-XXXII редакционно-увязочные работы. В результате были расчленены метаморфические толды, из состава которых выделены две протерозойские и три синийские свиты. Нижний-средний кембрий в районе оз.Кадым был разделен на три нижне-кембрийских толды, значительная часть его отнесена к нижнему девону. Было открыто несколько рудопроявлений и ореолов рассеяния редких земель, тантало-ниобатов и свинца.

Геологическая карта листа N-47-XXXII и объяснительная записка к ней составлены в основном по материалам геологических съемок Тувинской экспедиции Всесоюзного Аэрогеологического треста, проведенных в 1954-1955 гг. Я.Д.Шенкманом, С.В.Потановым и А.А.Ильичевым и по данным редакционно-увязочных работ, Я.Д.Шенкмана и Е.Н.Станкевич 1958 г. (1959 ф).

Петрографическая характеристика доломитных интрузий и данные по их металлогении приводятся из работ Г.В.Махина и И.А.Нечаевой. Контуры и внутренняя структура Дугдинского массива нефелиновых сиенитов взяты с карты В.С.Кудрина.

СТРАТИГРАФИЯ

Древнейшими образованиями на территории листа N-47-XXXII являются верхнепротерозойские метаморфические свиты. Выше лежат синийские несколько слабее метаморфизованные отложения. На площади преобладают докембрийские породы, не занятые интрузиями; только на небольших участках на северо-западе присутствуют нижнекембрийские и нижнедевонские существенно вулканогенные толды. Широко развиты четвертичные отложения, пред-

ставленные всеми (может быть за исключением нижнего) отделами. Они весьма многообразны по генезису; широко распространены ледниковые отложения и базальты.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Верхний отдел

К верхнему протерозою относятся балыктыгхемская и билинская свиты. Последняя на большей части площади разделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Балыктыгхемская свита (Pt₂b1)

Балыктыгхемская свита известна только в восточной оконечности хр.Улуг-Арга, в истоках р.Артыл-Оймак, где в ядре Оймакской антиклинали (II)^x выходят ее верхние горизонты. Основание балыктыгхемской свиты не вскрыто.

Балыктыгхемская свита сложена переслаивающимися массивными и слоистыми белыми, серыми, нередко полосчатыми, средне- и крупнозернистыми мраморами. Среди мраморов наблюдаются единичные небольшой мощности прослой биотитовых и амфибол-биотитовых гнейсов и сланцев. Их количество несколько возрастает в верхних горизонтах балыктыгхемской свиты. Здесь также отмечается появление в мраморах примеси терригенного материала.

Общая видимая мощность балыктыгхемской свиты составляет 900 м.

Отнесение пород к балыктыгхемской свите основано на ее наиболее низком положении в разрезе, вытекающем из анализа Оймакской антиклинали (II). По литологическому сходству и положению в разрезе - над нижней гнейсовой свитой (шутхулайской) и под амфиболитами и сланцами билинской свиты - описанные мраморы сопоставляются с мраморами соседнего района - Одурума (наблюда-

^xНомера в скобках соответствуют номерации структур на тектонической схеме (рис. I)

ния авторов, Ю.М.Шейнманна, А.В.Ильина и А.Д.Смирнова). По составу и стратиграфическому положению свита идентична балыктыгхемской, выделенной на Сангилене (Ильин, Моралев, 1957).

Б и л и н с к а я с в и т а

Билинская свита залегает согласно на балыктыгхемской и связана с ней постепенным переходом, как это видно в верховьях р.Артыл-Оймак.

Билинская свита распространена в пределах хр.Улуг-Арга, в его восточной и центральной частях, по обоим склонам долины р.Улуг-Баш, в районе оз.Менги-холь и на правом берегу р.Айлыг. На небольших площадях эта свита наблюдается в виде провесов и останцов кровли среди интрузий в бассейнах рр.Тербен, Кадыр-Суг, Кара-Онуш-Танма, Ченезек и Хылыт.

В составе билинской свиты преобладают различные сланцы: роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-плагиоклазовые и актинолит-плагиоклазовые. Им подчинены амфиболиты, мраморы с пироксеном, роговой обманкой и биотитом, известковистые, кварц-плагиоклаз-роговообманковые и кварц-плагиоклаз-актинолитовые сланцы, биотитовые гнейсы.

В пределах хр.Улуг-Арга и в бассейне р.Улуг-Баш билинская свита расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Это разделение основано на изменении состава билинской свиты по вертикали - приуроченности к верхам разреза значительного количества карбонатных пород. На правом берегу р.Айлыг, в бассейнах рр.Ченезек, Кадыр-Суг, Хылыт и др. свита не поддается расчленению.

Н и ж н я я п о д с в и т а (Pt₂bn₁) обнажена в истоках р.Артыл-Оймак и прослеживается вдоль северного склона хр.Улуг-Арга от истоков р.Ярхайге-хем до левого притока р.Одузу-хем, слагая северо-западное крыло крупной синклиналильной структуры, а также вскрывается южнее в ядре Менгихольской антиклинали (9). В составе ее преобладают роговообманковые, рогово-обманково-плагиоклазовые и актинолит-плагиоклазовые сланцы. Кроме того, наблюдаются биотитовые гнейсы, амфиболиты и мраморы.

В истоках р.Артыл-Оймак вскрыты самые нижние горизонты билинской свиты, залегающие на мраморах балыктыгхемской свиты.

Они представлены чередующимися кварц-плагиоклаз-биотит-рогово-обманковыми, кварц-биотит-плагиоклазовыми, актинолит-кварцевыми сланцами, биотитовыми гнейсами, амфиболитами и небольшими прослоями брекчневидных мраморов. Мощность этой пачки составляет 100-150 м. Выше следует 250-300-метровая толща слоистых мраморов и известковистых сланцев.

Несколько западнее в истоках р.Ярхайге-хем, приведенный выше разрез надстраивается более высокими горизонтами нижней подсвиты.

1. Сланцы буровато-серые тонкоплитчатые кварц-полагноклаз-биотитовые, переслаивающиеся с зеленовато-серыми, чаще массивного сложения биотито-кварцево-плагиоклазовыми сланцами и тонкими прослоями порядка 5-8 см, кварцитовидных сланцев с роговой обманкой 200 м
2. Чередование биотитовых гнейсов с кварц-плагиоклаз-роговообманковыми, кварц-плагиоклаз-актинолитовыми сланцами и реже темно-зелеными, часто массивного сложения амфиболитами, состоящими из роговой обманки и небольшого количества плагиоклаза (андезин-лабрадора) 200-250 "
3. Переслаивание кварц-плагиоклаз-биотитовых, кварц-плагиоклаз-роговообманковых и кварц-плагиоклаз-актинолитовых сланцев, аналогичных вышеописанным 200-250 "
4. Сланцы светло-серые биотит-плагиоклазо-кварцевые и кварц-биотит-плагиоклазовые обычно массивные с редкими прослоями кварц-актинолит-плагиоклазовых сланцев 300 "

Примерно на том же стратиграфическом уровне, что и отложения, описанные в истоках р.Ярхайге-хем, находятся породы нижней подсвиты в районе оз.Менги-холь.

Здесь в северо-западном крыле антиклинали (9) наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Гнейсы биотитовые и кварц-плагиоклазовые, иногда с гранатом 250 "
2. Переслаивание, часто довольно тонкое, зеленовато-серых кварц-плагиоклаз-роговообманковых сланцев с биотитовыми и кварц-плагиоклазовыми гнейсами и зеленовато-серыми мраморами. Последние, как правило, изменены 200 "
3. Сланцы биотит-амфибол-плагиоклазовые и кварцитовидные с очень редкими прослоями кварццоизит-актинолитовых карбонатсодержащих сланцев и актинолит-кварц-плагиоклазовых роговиков 500-550 "

Таким образом, последние два разреза, сопоставляемые по перекрытию их верхней подсвитой, свидетельствуют о фациальной изменчивости нижней подсвиты. Изменчивость выражена в смене тон-

кослоистых сланцев гнейсовой толщей в низах — и монотонной толщей кварцитовидных сланцев в верхах разреза. Мощность нижней подсвиты около 1500 м.

Верхняя подсвита (Pt_2bn_2) наблюдается в истоках рр.Шевелиг-хем и Черениг-Холь-Танма, в бассейне р.Одзу-хем и на горе Баш-хем, где она согласно залегает на нижней подсвите. Граница между ними проводится по первому появлению пачек мраморов с биотитом, амфиболом и пироксеном. В состав верхней подсвиты входят в преобладающем количестве метаморфизованные пироксенсодержащие мраморы, реже — известковистые преимущественно кварц-плагноклаз-роговообманковые и кварц-плагноклаз-актинолитовые сланцы с прослоями мраморов, биотит-роговообманковых и роговообманково-плагноклазовых сланцев.

На горе Баш-хем для верхней части билинской свиты характерно тонкое переслаивание зеленовато-серых массивных мраморов с пироксеном, биотитом и роговой обманкой с белыми сероватыми, иногда тонкослоистыми мраморами и серыми тонкоплитчатыми кварц-биотит-плагноклазовыми и биотит-актинолит-плагноклазовыми сланцами. Главную роль здесь играют пироксенсодержащие мраморы. Мощность прослоев различного состава колеблется от сантиметров до нескольких десятков метров. Здесь наблюдается замещение по простиранию чистых мраморов пироксенсодержащими мраморами. Мощность верхней части билинской свиты на горе Баш-хем не превышает 900 м.

В истоках рр.Шевелиг-хем и Черениг-Холь-Танма разрез сходен с описанным выше. В отличие от участка горы Баш-хем здесь практически отсутствуют мраморы без примеси силикатов, а прослой сланцев занимают еще более подчиненное положение.

Более подробно верхняя подсвита изучена в бассейне р.Одзу-хем, где разрез ее является неполным, так как составлен на участке, ограниченном тектоническими нарушениями.

1. Серые толстоплитчатые кварцитовидные и серые тонкоплитчатые роговообманково-кварц-плагноклаз-известковистые сланцы, переслаивающиеся с белыми и зеленовато-серыми окварцованными мраморами с пироксеном и биотитом, иногда с роговой обманкой. Мощность слоев мраморов не превышает 10-15 м. В мраморах наблюдаются очень тонкие прослой биотит-карбонат-плагноклаз-кварцевых сланцев и миллиметровые прослой, обогащенные биотитом и роговой обманкой 250 м

2. Чередование тонкоплитчатых сланцев часто карбонатных кварц-актинолитовых, биотит-актинолит-плагноклазовых и биотит-актинолитовых с более массивными зеленовато-серыми кварцитовидными сланцами и с прослоями серых песчанистых, местами окварцованных мраморов иногда с пиритом и кварц-плагноклаз-биотитовых сланцев 100 м

3. Чередование сланцев серых тонкоплитчатых реже массивных кварц-пироксеновых, содержащих эпидот и кальцит, с гнейсами двуслюдяными со ставролитом и с белыми, до зеленовато-серых иногда слоистыми мраморами 150-200 м

4. Переслаивание сланцев зеленовато-серых биотит-актинолитовых, актинолит-плагноклаз-кварцевых с песчанистыми серыми мраморами 80-100 м

Мощность верхней подсвиты, видимо, не превышает 900 м.

Билинская свита нерасчлененная (Pt_2bn)

На правобережье р.Айлыг, в бассейнах рр.Ченезек, Кадыр-Суг, Кара-Одун-Танма и Хылыт из-за отсутствия характерных карбонатных пород и однообразия состава билинская свита не расчленена. Билинская свита согласно перекрыта на правобережье р.Айлыг мраморизованными известняками айлыгской свиты. Здесь верхняя часть билинской свиты представлена преимущественно амфиболитами с прослоями кварц-плагноклаз-биотит-роговообманковыми и кварц-плагноклаз-биотитовыми сланцами; нередко присутствуют мраморы и гнейсы.

Первичный состав нижней части билинской свиты скорее всего был терригенным с небольшой примесью карбонатного материала. Не исключено присутствие вулканогенных образований среднего и основного состава (амфиболиты). Первичный состав верхней части билинской свиты, по-видимому, отвечал известнякам с терригенными примесями, мергелями и терригенным тонкообломочным породам.

Общая мощность билинской свиты составляет около 2400 м.

По своему стратиграфическому положению, литологическому составу, степени метаморфизма билинская свита может быть сопоставлена с верхнепротезойской чартмской свитой Сангилона (Ильин, Моралев, 1957).

Балктыгхемская и билинская свиты принадлежат непрерывному докембрийскому разрезу, верхняя часть которого относится к синийскому комплексу (аргументация синийского возраста приведена ниже в разделе Синийский комплекс). Непрерывность разреза не дает оснований считать низы его ранним докембрием археем или нижним протерозоем. Пестрота метаморфизма в билинской и балктыгхемской свитах и присутствие слабо метаморфизованных пород не характерны для раннего докембрия и также свидетельствуют о более вероятной принадлежности обеих свит верхнему протерозою.

С И Н И Й С К И Й К О М П Л Е К С

В северо-восточной Туве широко развит комплекс карбонатных, метаморфизованных терригенных и глубоко измененных вулканогенных пород, лежащих на верхнепротерозойских метаморфических свитах и перекрываемых палеонтологически охарактеризованным нижним кембрием. В состав упомянутого комплекса входят три согласно залегающих^{X/} свиты: нижняя карбонатная - айлыгская, средняя карбонатно-сланцевая и конгломератовая - харальская и верхняя терригенная с примесью карбонатного материала - охемская. Все эти свиты были выделены в 1949 г. Г.А.Кудрявцевым, отнесшим тогда айлыгскую и харальскую свиты к кембрию, а охемскую - к ордовикам.

А й л ы г с к а я с в и т а Snal

С подстилающей билинской свитой айлыгская связана постепенным переходом. Нижняя граница ее условно проводится по появлению первых значительной мощности слоев мраморизованных известняков. Айлыгская свита распространена на небольших участках среди интрузивных пород на междуречье Айлыг-Дугду, близ

^{X/}Согласное залегание отмечалось за пределами листа N-47-XXXII; на его территории непосредственные соотнесения свит не наблюдались из-за разобщенности выходов или тектонических контактов между свитами.

устья р.Айлыг, на левобережье р.Хаак-Суг и в бассейне р.Тербен.

Свита представлена в основном мраморизованными известняками белыми, светло- и темно-серыми, часто полосчатыми с прослоями биотит-амфиболовых и амфиболовых сланцев, преимущественно в нижней части разреза.

Разрез нижней части айлыгской свиты наблюдается на междуречье Айлыг-Дугду. На сланцах билинской свиты залегают:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Известняки мраморизованные серые с прослоями амфибол-биотитовых сланцев | 50 м |
| 2. Мраморизованные известняки белые и светло-серые до темно-серых, иногда полосчатые, чередующиеся с массивными и слоистыми, иногда брекчиевидными | 300-350 " |
| 3. Сланцы роговообманково-биотитовые тонкоплитчатые | 60 " |
| 4. Известняки мраморизованные белые и серые, полосчатые мелкозернистые | 100 " |
| 5. Сланцы роговообманково-биотитовые тонкоплитчатые обохренные | 20-25 " |
| 6. Переслаивание известняков светло-серых мелкозернистых мраморизованных массивных скарированных (со скаполитом и пироксеном) с биотит-роговообманковыми часто пиритизированными сланцами и с полосчатыми мраморизованными известняками | 40 - 45 " |
| 7. Известняки мраморизованные белые тонкозернистые массивные с прослоями сланцев биотит-роговообманковых мощностью до I м | 80-85 " |

Мощность свиты в приведенном разрезе составляет 700 м.

Более высокие горизонты айлыгской свиты вскрываются в береговых обрывах р.Бол.Енисей напротив устья Айлыга.

Они представлены белыми и голубовато-серыми обычно массивными тонкозернистыми мраморизованными известняками с редкими тонкими прослоями буровато-серых биотит-амфиболовых, содержащих графит сланцев. Нередко встречаются неправильной либо округлой формы включения биотит-амфиболовых обохренных сланцев. В верхней части разреза появляется прослой серицит-хлорит-кварцевых сланцев мощностью до 5-7 м. Видимая мощность айлыгской свиты здесь достигает 500-600 м.

В бассейне р.Тербен и на левобережье р.Хаак-Суг айлыгская свита, сохранившаяся среди интрузивных пород на небольших участках, сложена также мраморизованными известняками белыми, серыми, иногда почти черными, нередко с сероводородным запахом. На левобережье р.Хаак-Суг среди известняков, преимущественно темно-серого цвета, наблюдаются прослой серицито-карбонатных

графитистых сланцев. Общая мощность айлытской свиты составляет около 1300 м.

Харальская свита (Sn hr)

Соотношения харальской свиты с нижележащими отложениями в районе не наблюдались. В среднем течении р. Айлыг за границей рассматриваемого района установлено (Кудрявцев 1949 ф, Агентов 1956 ф) согласное залегание харальской свиты на айлытской и постепенный переход между ними.

Харальская свита распространена лишь в виде небольших останцов кровли среди интрузивных пород в юго-восточной части района, в бассейнах рр. Тербен, Улуг-Адыр-ой, на правобережье р. Бол. Енисей, выше устья р. Кадыр-Суг и на междуречье Кадыр-Суг - Биче-Баш.

В составе харальской свиты наблюдаются хлоритовые, карбонатно-хлоритовые, графитистые, биотит-амфиболовые и альбит-кварцево-эпидотовые сланцы, мраморизованные известняки и конгломераты.

В бассейне р. Улуг-Адыр-ой, по-видимому, более низким горизонтам харальской свиты принадлежат биотит-амфиболовые и альбит-кварц-эпидотовые сланцы с прослоями и пачками мраморизованных известняков. В верхней части харальской свиты здесь преобладают хлоритовые, карбонатно-хлоритовые и графитистые сланцы с редкими прослоями карбонатных пород.

Сланцы обладают отчетливой сланцеватой текстурой, обусловленной параллельно ориентированными чешуйками хлорита, слюд и удлинённых зерен кварца и амфибола; при обилии последнего лепидогранобластовая структура переходит в нематобластовую. Структура их иногда неравномернозернистая за счет относительно крупных зерен кварца и слюдястых минералов. В некоторых разностях присутствует плагиоклаз, цоизит, соссорит, расплывчатый графит и аксессуарные - сфен, рутил, рудные минералы и апатит.

Составить подробный разрез харальской свиты здесь не представляется возможным из-за ее монотонности и сложной дислоцированности. Мощность харальской свиты на этом участке может быть определена лишь условно - она близка к 1100-1200 м.

На правобережье р. Бол. Енисей, выше впадения в нее р. Айлыг и на водоразделах рр. Айлыг-Тербен и Ченезек-Биче-Баш развиты своеобразные метаморфические отложения, в составе которых резко преобладают конгломераты с подчиненными им прослоями карбонатно-хлоритовых, биотит-амфиболовых сланцев и мраморизованных известняков.

Разрез этих отложений на правобережье р. Бол. Енисей представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Конгломераты, состоящие из рассланцованных, иногда давленных галек, вытянутых вдоль слоистости, сцементированных карбонатным и хлорит-карбонатным цементом.

В составе гальки присутствуют преимущественно мраморы белые, голубоватые, иногда песчанистые, полевошпатовые породы с новообразованными амфиболом и биотитом, измененные андезитовые порфириды. Нередки гальки кварцево-амфиболовых, эпидот-амфиболовых, кварцево-эпидот-актинолитовых, хлорит-эпидотовых, биотит-амфиболовых сланцев и милонитизированных графитидных пород 250-300 м

2. Выше конгломераты постепенно сменяются мраморизованными известняками белыми, голубоватыми с редкой известняковой и сланцевой галькой и с прослоями биотитовых сланцев 100 "

3. Конгломераты, аналогичные описанным в нижнем горизонте, отличающиеся от них большим содержанием гальки измененных эффузивных пород и сланцев 300-400 "

Подобные же конгломераты, переслаивающиеся с карбонатно-хлоритовыми и амфиболовыми сланцами и мраморизованными известняками, наблюдаются на междуречьях Айлыг-Тербен и Ченезек-Биче-Баш.

Вследствие того, что соотношение этих пород с подстилающими и перекрывающими отложениями не наблюдались, а для состава харальской свиты конгломераты нетипичны, отнесение их к харальской свите является условным и индекс их на геологической карте сопровождается знаком вопроса. Присутствие в составе конгломератов гальки измененных порфиритов и кварц-эпидот-актинолитовых и хлорит-эпидотовых сланцев, характерных для харальской свиты, не позволяет считать их более древними. Не исключена возможность, что они могут быть моложе - возможно охемскими. Кембрийский возраст их представляется маловероятным, так как среди них присутствуют прослойки сланцев и известняков, аналогичных сланцам и известнякам харальской и айлытской свит.

Общая мощность харальской свиты на исследованной территории, по-видимому, составляет не менее 1500 м, что соответствует данным по соседним площадям (Агентов, 1956ф, Шенкман, 1958ф).

О х е м с к а я с в и т а (Snob)

Налегание охемской свиты на харальскую при отсутствии перерыва и несогласий между ними наблюдалось западнее за пределами района на р. Булун-Ажик-хем (Шенкман, 1958ф).

Охемская свита развита лишь на западе района в бассейнах рр. Хурек-Хаш-хем, Бедик-Холь-Танма, Баш-хем и Дээр-Туруг. В составе ее преобладают метаморфизованные песчаники и алевролиты с прослоями песчаных и мраморизованных известняков, карбонатно-хлоритовых и хлорит-эпидотовых сланцев.

На правом берегу р. Бедик-Холь-Танма разрез начинается переслаивающимися хлоритовыми и эпидотовыми сланцами. Последние имеют подчиненное значение. Мощность сланцев 300-400 м.

На правом берегу р. Баш-хем обнажены более высокие горизонты охемской свиты, что следует из сопоставления разрезов западнее исследованной территории листа N-47-XXXI (Шенкман, 1958ф). Здесь преобладают контактово-измененные (ороговикованные) алевролиты с прослоями кварц-биотитовых сланцев, иногда с густой вкрапленностью пирита. Очевидно, выше в разрезе лежат песчаные мраморизованные известняки, переслаивающиеся со сланцеватыми зеленовато-серыми алевролитами и полимиктовыми песчаниками. Отдельные слои их иногда достигают мощности 20-30 м. Мощность этой части свиты составляет 600-700 м.

Вероятно, верхние горизонты охемской свиты вскрываются на левом берегу р. Белиг-Арт-хем, где в обрывистом склоне прослеживаются (снизу вверх):

1. Алевролиты серовато-зеленые с прослоями хлоритовых сланцев и песчаных мраморизованных известняков 50-100 м
2. Песчаники зелено-серые алевролитистые полимиктовые эпидотизированные с серицито-хлоритовым цементом с прослоями алевролитов 200 "
3. Сланцы карбонатно-хлоритовые, переслаивающиеся с алевролитистыми и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с карбонатно-хлоритовым цементом 100 "

4. Песчаники зеленовато-серые средне- и мелкозернистые полимиктовые с карбонатно-хлоритовым цементом с прослоями песчаных зеленовато-серых мраморизованных известняков, мощностью до 8-10 м 250-300 м

Выше залегают зеленокаменно измененные эффузивы нижнекембрийской туматтайгинской толщи.

Стратиграфическое положение айдыгской, харальской и охемской свит определяется, с одной стороны, налеганием на охемскую свиту отложений нижнего кембрия на р. Булун-Ажик-хем западнее рассматриваемой территории (Шенкман, 1958 ф), с другой - принадлежностью перечисленных свит к верхам непрерывного докембрийского разреза.

Синийский возраст этих свит принят по следующим соображениям. В известняках айдыгской свиты близ восточной границы района на р. Бол. Енисей в 1947 г., Г.А. Кудрявцевым (1948 ф) были найдены водоросли, определенные тогда А.Г. Вологдиным как *Eriphyton* sp. В той же свите юго-восточнее в бассейне р. Билин Г.В. Махнин были обнаружены водоросли типа *Ovagia*, сходные по мнению определявшей их И.К. Королюк с водорослями из известняков голоустенской свиты Прибайкалья, которая большинством исследователей относится к синийскому комплексу.

К Е М Б Р И Й С К А Я С И С Т Е М А

Н и ж н и й о т д е л

Нижнекембрийские отложения подразделяются на три толщи (снизу вверх) - туматтайгинскую, тапсинскую и каднскую.

Т у м а т т а й г и н с к а я т о л щ а (Sn₁tm)

Туматтайгинская толща была выделена в 1957 г. В.Б. Агентовым (1958 ф) и Ю.В. Чудиновым (1958 ф) на хребтах Тумат-Тайга, Оттуг-Тайга и Таскы, западнее исследуемого района.

Туматтайгинская толща распространена в бассейне р. Хурек-Хаш-хем и наблюдается на небольших участках в северо-западной части района - в бассейнах рр. Ак-хем и Усть-Терен-От. В ее

составе преобладают андезитовые и базальтовые порфириты и мраморизованные известняки. В меньшем количестве присутствуют альбитофиры. Для эффузивных пород характерны зеленовато-серые тона, связанные с зеленокаменным изменением их. Незначительные размеры участков, сложенных породами туматтайгинской толщи, преобладание в составе ее несложных разностей, невыдержанность вулканогенных пород по простиранию и плохая обнаженность западной части территории листа, крайне затрудняют составление разрезов. Наиболее низкие горизонты туматтайгинской толщи вскрыты в бассейне р.Хурек-Хам-хем в центральной части синклинальной структуры (7), крылья которой сложены охемской свитой. По условиям обнаженности соотношение туматтайгинской толщи и охемской свиты здесь выяснить не удалось, что отражено знаком вопроса в колонке. На соседней территории (Шенкман, 1958 ф) имеются данные, позволяющие предполагать трансгрессивное залегание нижнего кембрия на охемской свите.

В нижней части туматтайгинской толщи преобладают зеленокаменно измененные андезитовые, часто альбитизированные, реже базальтовые порфириты, чередующиеся с альбитофирами. Иногда наблюдается взаимное замещение их по простиранию; так, на северо-востоке этого участка резко преобладают порфириты, тогда как на их простирании к юго-западу значительно увеличивается количество кислых разностей. Мощность этой эффузивной пачки не превышает 300-350 м.

В истоках р.Усти-Терен-От, на водоразделе между озерами Шуглаар-холь и Эренниг-холь вскрыты верхние горизонты туматтайгинской толщи, перекрытые туфоалевролитами тапсинской толщи. Здесь преобладают мраморизованные известняки белые, иногда сероватые массивного сложения, либо с нечеткой слоистостью. Среди известняков местами прослеживаются 0,5-2-метровые прослойки или линзовидные тела зеленокаменно измененных порфиритов, реже альбитофиров. Последние нередко расчленены. Мощность известняков составляет 500 м.

В бассейне р.Ак-хем и в районе оз.Бордуг-холь туматтайгинская толща, слагаемая небольшими провеси и останцы кровли среди девонской интрузии, представлена андезитовыми, иногда альбитизированными порфиритами с невыдержанными по простиранию горизонтами мраморизованных известняков.

Говорить о принадлежности этих пород к определенной час-

ти разреза нет оснований. Можно лишь предполагать, что это могут быть верхние, либо близкие к ним горизонты туматтайгинской толщи. Ниже дается описание наиболее распространенных в толще пород.

П о р ф и р и т ы а н д е з и т о в ы е зеленовато-серые, реже серые содержат плагиоклаз-андезин (часто замещенный альбитом). В порфировых выделениях и в основной массе иногда сохраняется нироксен. Обильны продукты изменения - пелитовое вещество, хлорит, эпидот, соссврит, карбонат. Структура основной массы апоинтерсертальная, либо гиалопилитовая.

П о р ф и р и т ы б а з а л ь т о в ы е отличаются обычно более темными тонами, повышенным содержанием пироксенов или продуктов их изменения и микродиабазовой структурой. Сохранившийся иногда плагиоклаз представлен лабрадором.

А л ь б и т о ф и р ы представляют собой породы зеленовато-серой окраски со скритозернистой полупрозрачной основной массой, содержащей в виде порфировых выделений мелкие удлиненные кристаллы альбита. Структура породы обычно порфировая, либо гломеропорфировая, для основной массы - фельзитовая. Развита хлоритизация, эпидотизация и серицитизация.

Общая мощность туматтайгинской толщи, вероятно, не превышает 1000 м.

Возраст туматтайгинской толщи определяется по находкам археоциат в подобных карбонатно-вулканогенных отложениях на территории листов М-47-1 (Агентов, 1958 ф) и М-47-XXVI (Благонравов, 1958 ф), куда они непосредственно прослеживаются с исследованной территории. По заключению И.Т.Журавлевой, эти археоциаты характерны для большеербинского горизонта ленского яруса нижнего кембрия.

Т а п с и н с к а я т о л щ а (См. 7р)

Тапсинская толща была выделена в составе нижнекембрийских отложений В.Б.Агентовым в 1957 г. в бассейне р.Тапса.

Тапсинская толща наблюдается лишь в северо-западной части территории листа на водоразделе между озерами Эренниг-холь и Шуглаар-холь, где она, по-видимому, согласно залегает на туматтайгинской толще нижнего кембрия.

Нижняя граница ее проводится по появлению первых горизонтов туфоалевролитов и янмоидов.

В пределах исследованной территории в составе тапсинской толщи преобладают зеленовато-серые слоистые известковистые туфоалевролиты, переслаивающиеся с голубовато-зелеными янмоидами, среди которых присутствуют редкие прослои зеленовато-серых и светло-серых зеленокаменно измененных кварцевых порфиров и альбитофиров. Мощность этих отложений не превышает 400 м.

Юго-западнее исследованной территории на хр. Ондут-Тайга (лист М-47-1) в аналогичных породах в прослоях известняков В.Б.Агентовым (1958 ф) были собраны археоциаты, которые, по заключению И.Т.Журавлевой, дают возможность отнести тапсинскую толщу и туматтайгинскую, к большеербинскому горизонту ленского яруса нижнего кембрия.

Тапсинская толща юго-западнее описываемой территории (Агентов, 1957 ф, 1958 ф) и западнее (Чудинов, 1958 ф) иногда претерпевает значительные фациальные изменения. Слоистые туфогенные породы замещаются существенно эффузивными и в этом случае разделение туматтайгинской и тапсинской толщ практически невозможно. На территории листа, расположенного севернее (Благонравов, 1958 ф), выделяется хамсаринская толща, сложенная преимущественно эффузивами. По своему стратиграфическому объему она может соответствовать совокупности туматтайгинской и тапсинской толщ, но может быть и меньше их суммарного стратиграфического объема.

К а д ы ш с к а я т о л щ а (См₁? kd)

Кадышская толща распространена на небольшом участке в верховьях р. Ак-Хем.

Она сложена преимущественно пестрыми и красно-коричневого цвета туфами кислого состава. В меньшей степени развиты коричневатые, темно-серые и зеленовато-серые альбитофиры и андезитовые порфиры, отличающиеся от туматтайгинских и тапсинских почти полным отсутствием зеленокаменного изменения и присутствием стекла в некоторых эффузивных разностях.

Т у ф ы обычно кристаллокластические, либо кристаллолитокластические состоят из обломков главным образом кислых

эффузивов, реже гипабиссальных гранит-порфиров. Изредка встречаются обломки альбитизированных порфиров. А л ь б и т о ф и р ы обладают тонкозернистой основной массой кварц-альбитового состава с порфировыми выделениями таблитчатого альбита. Вкрапленники и основная масса часто пелитизированы. П о р ф и р и т ы андезитовые характеризуются интерсертальной либо пилотакситовой структурами. В составе основной массы в некоторых разностях иногда наблюдается бурое стекло. Вкрапленники представлены андезином.

Определить достоверно последовательность напластования на незначительной площади при плохой обнаженности не представляется возможным. Мощность кадышской толщи не превышает 300 м.

Возраст кадышской толщи устанавливается на основании следующих данных. Севернее исследованной территории, на правом берегу р. Красной прослеживаются эти отложения, В.А.Благонравовым (1958 ф) наблюдалось залегание кадышской толщи на палеонтологически охарактеризованной хамсаринской (нижнекембрийской) толще. Присутствие в нижней части кадышской толщи порфиров, весьма близких по характеру к нижнекембрийским позволяет ему предполагать наличие постепенного перехода между кадышской и хамсаринской толщами и считать возраст первой условно нижнекембрийским.

Условное отнесение кадышской толщи к нижнему кембрию усугубляется относительно слабой измененностью пород, выраженной в наличии почти нераскристаллизованного стекла и отсутствии типичного для нижнего кембрия зеленокаменного изменения.

Следует отметить, что при съемке масштаба 1:200 000 (С.В.Потапов) в состав кадышской толщи, выделенной на территории листа М-47-XXXII впервые, были ошибочно включены вулканогенные породы и известняки туматтайгинской и тапсинской толщ и кислые эффузивы и туфы нижедевонской сайлытской толщи. Таким образом, стратотип утратил свое первоначальное значение и кадышская толща на территории листа М-47-XXXII резко сократилась по своему объему и площади распространения.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел

Сайлыгская толща (D₁sl)

Сайлыгская толща впервые была выделена В.Б.Агентовым (1957ф) в 1956 г. в бассейне р.Сайлыг — притока р.Дерзиг. Она трансгрессивно с угловым несогласием залегает на карбонатно-вулканогенных образованиях нижнего кембрия, а также лежит на нижнепалеозойских гранитоидах.

Сайлыгская толща распространена на северо-западе — на правом берегу р.Азас и на левом берегу Ак-хема, Белдик-хема и Шуружак-Холь-Танмы. На небольших участках она наблюдается восточнее оз.Кадыш и на горе Шуружак-Даг.

В составе сайлыгской толщи преобладают игнимбриты и кристаллокластические и литокристаллокластические туфы альбитофиров. Менее распространены альбитофирны, туфолавы альбитофиров, туфы смешанного состава, туфоконгломераты и андезитовые порфириты. В целом для пород сайлыгской толщи характерно преобладание красно-бурых, розовых и сиреневых тонов окраски и почти полное отсутствие метаморфизма.

Резкая фацциальная изменчивость, характерная для сайлыгской толщи, почти полное отсутствие слоистости в пирокластических породах и плохая обнаженность крайне затрудняют составление для нее разрезов.

Базальный горизонт сайлыгской толщи наблюдался на водоразделе озер Эренниг-холь и Шуглаар-холь, где на нижнекембрийских мраморизованных известняках с линзовидными прослоями рассланцованных зеленокаменно измененных порфиритов залегают туфоконгломераты, состоящие из обломков и галек мраморизованных известняков, зеленокаменно измененных эффузивов и красно-бурых альбитофиров и их туфов. Цемент карбонатно-туфогенный. Видимая мощность туфоконгломератов 1,5 м. Выше залегает мощная — до 600 м толща чередующихся красно-бурых альбитофиров, их туфов и туфобрекчий, развитых в районе озера Шуглаар-холь.

Нижней части разреза сайлыгской толщи соответствуют вулканогенные породы на левом берегу р.Ак-хем, лежащие на неровной (размытой) поверхности эффузивов туматтайгинской толщи

нижнего кембрия. В составе их преобладают пестроокрашенные и темно-серые литокристаллокластические и кристаллокластические туфы альбитофиров и туфы смешанного состава. Изредка присутствуют крайне не выдержанные по простиранию андезитовые порфириты и туфолавы альбитофиров. Мощность сайлыгской толщи здесь не превышает 300 м.

Верхняя часть разреза сайлыгской толщи прослеживается на правом берегу р.Азас, в районе горы Кош-Туруг. Она представлена чередованием не выдержанных по простиранию игнимбритов, альбитофиров, их туфолав и туфобрекчий. Исходя из синклиналиного строения этого участка, можно сказать о преобладании туфобрекчий в низах этой толщи и игнимбритов — в верхах ее. Мощность сайлыгской толщи не менее 1000 м.

Подобные породы слагают гору Шуружак-даг, левом берегу р.Шуружак-Холь-Танма, небольшие останцы кровли среди интрузивных пород западнее оз.Кадыш и вскрываются на правом берегу р.Азас, выше устья р.Алды-Ажар-ой, в цоколе базальтового покрова.

Общая мощность сайлыгской толщи не превышает 1800 м.

И г н и м б р и т ы представляют собой красно-бурые и сиреневые однообразные по составу и текстуре породы, состоящие из тонкозернистого агрегата, иногда с пепловой структурой и псевдофишальной текстурой. В ней распределены темноокрашенные обломки эффузивов кислого состава, кристаллы и обломки кристаллов альбита, биотита и кварца. Последний часто оплавлен и корродирован основной массой.

А л ь б и т о ф и р ы преимущественно красно-бурые, состоят из кварц-полевошпатовой фельзитовой основной массы. Количество кварца в ней иногда очень невелико. Порфиритовые выделения состоят из таблитчатого альбита, реже олигоклаза, биотита и роговой обманки.

Т у ф ы а л ь б и т о ф и р о в в основном красно-бурого цвета; они представлены литокристаллокластическими, реже кристаллокластическими разностями. Основная масса — кварц-полевошпатовая содержит пепловые частицы и обломки эффузивов кислого состава. Иногда присутствуют также обломки порфиритов. В этом случае порода соответствует туфам смешанного состава. Нередко наблюдается рассеянная вкрапленность пирита.

Результаты химического анализа и числовые характеристики, по А.Н.Заварицкому, для туфов альбитофиров приведены в табл. I

Т а б л и ц а I

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. л. п.	H ₂ O	Сумма
	72,57	0,28	13,10	4,05	2,87	0,08	0,39	1,07	4,76	2,69	-	0,05	0,28	99,22

	a	c	b	a	f	m'	c'	a'	n	t	y	Q
	14,0	1,2	4,4	80,5	77,1	15,2	-	7,6	72,2	24,7	76,0	31,7

Сопоставление этих данных, как и результатов анализа аналогичных пород западнее исследованной территории на листе XXXI (Шенкман, 1958ф) со средними составами пород по Дэли, показывает близость их к щелочноземельным трахитам, отличие от которых заключается в малом количестве полевошпатовой извести, большем содержании цветных компонентов и преобладании натрия над калием.

Т у ф о л а в ы а л ь б и т о ф и р о в красно-бурные с флюидальной скрытозернистой основной массой, иногда с пелловыми частицами. Во вкрапленниках наблюдаются альбит, реже кварц и единичные зерна калиевого полевого шпата.

П о р ф и р и т ы андезитовые темно-серые, нередко с фиолетовым оттенком обладают порфировым сложением. Структура основной массы долеритовая, либо пилотакситовая. Фенокристы представлены плагиоклазом-андезином и моноклинным пироксеном.

Возраст сайлыгской толщи устанавливается по сопоставлению ее с подобными отложениями бассейна р. Сайлыг (М-46-У1) и р. Биче-О. В первом случае в основании толщи лежат песчаники, содержащие споры (Агентов, 1957 ф), которые по заключению Е.М. Андреевой указывают на нижнедевонский возраст отложений, подтверждаемый определением абсолютного возраста эффузивов - 320 млн. лет. (Агентов, 1957 ф). Во втором случае наблюдалось залегание вулканогенной толщи на фаунистически охарактеризованном силуре (Чудинов, 1958 ф).

Верхний возрастной предел сайлыгской толщи определен западнее исследованной территории в районе Тора-хема, перекрытием ее сейбинской толщей, содержащей остатки флоры среднего девона.

Ч Е Т В Е Р Т И Ч Н А Я С И С Т Е М А

Отложения четвертичного возраста по генетическому признаку делятся на аллювиальные - речные и озерные, ледниковые и вулканогенные; по возрасту - на нижне-среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные (последледниковые).

Н и ж н и й - с р е д н и й о т д е л ы

Бийхемские базальты (я Q_{1-2}) пользуются значительным распространением на северо-востоке - в Верхнеазасской котловине, где они залегают сплошным покровом, продолжающимся на восток и на север за пределы района. На относительно небольших участках базальты наблюдаются в долинах рр. Баш-хем, Чат-суг, Бол.Енисей и др., а также на хр. Улуг-Арга.

Источником базальтовой лавы, выполняющей Верхнеазасскую депрессию, являются вулканы центрального типа, расположенные восточнее исследованной территории, в истоках рек Биче-Соруг и Мон-Даш-хем. В верхнем течении р. Азас, около восточной границы территории в 80-метровом обрыве наблюдается разрез (Ильичев, 1957 ф), представляющий чередование отдельных потоков оливинных базальтов и долеритов светло- и темно-серых, реже вишневых плотных, пористых и шлаковидных. Насчитывается не менее 18-20 потоков, мощность которых колеблется в пределах от 0,5- до 3-4,5 м. В некоторых из них, преимущественно шлаковидных, нередко содержатся вулканические бомбы удлиненной и спиральной формы размером до 0,2 м.

Общая мощность базальтовых лав в истоках р. Азас достигает 200 м (Ильичев, 1957 ф).

Присутствие базальтов на хр. Улуг-Арга на высоте 2000-2100 м также обусловлено наличием вулканов центрального типа. Отложения, образовавшиеся в результате извержений этих вулканов, представляют собой чередование оливинных пористых базальтов, иногда шлаковидных и долеритов с базальтовыми туфобрекчиями и туфами. Мощность лавовых потоков и пирокластических прослоев не превышает 5-6 м, причем первые преобладают. Общая мощность отложений достигает 120 м.

Помимо извержений центрального типа, в образовании базальтовых полей района, по-видимому, значительную роль имели также трещинные излияния, в большем масштабе проявившиеся в долинах рр. Чат-Суг, Баш-хем и Бий-хем, где базальты образуют террасы высотой до 25-30 м. Пирокластический материал среди них отсутствует.

В бассейне р. Азас базальты, расположенные в ее долине, сливаются с базальтами, выполняющими Верхнеазасскую впадину, образуя единое лавовое поле.

Все базальты независимо от характера излияния и геоморфологических особенностей потоков имеют однообразный внешний облик и петрографический состав. Среди них преобладают оливинные разности с микродиабазовой и толеитовой структурами и долериты, отличающиеся лишь более полной кристалличностью. Основная масса базальтов состоит из мелких лейст плагиоклаза-лабрадора № 58-67. В интерстициях между ними заключены округлые кристаллы авгита и оливина, часто образующие также порфиновые выделения. Нередки базальты с интерсертальной структурой, в которых интерстиции заполнены бурным стеклом. Часто присутствуют шлаковидные базальты, с пустотами, составляющими около 50% объема породы.

Туфобрекчии и туфы обычно имеют коричнево-бурый, либо желтоватую окраску. Цементирующая масса их состоит из относительно мелких обломков стекла неправильной формы, среди которых выделяются остроугольные различного размера обломки базальтов и вулканические бомбы.

Возраст базальтов датируется как ниже-среднечетвертичный на основании следующих данных. Верхний возрастной предел устанавливается по перекрыванию базальтов ледниковыми образованиями верхнечетвертичного оледенения (обоснование возраста их смотри ниже). Базальты, выполняющие Верхнеазасскую депрессию, непосредственно прослеживаются к северо-востоку от исследованной территории в бассейны рек Соруг и Хамсыра (Зоненшайн, 1957 ф) и к востоку - в бассейн р. Биче-Соруг (Гросвальд и др. 1959), где они залегают на песчано-глинистых отложениях, содержащих пыльцу сосны, определенную в лаборатории палеогеографии МГУ до видов *sibirica* и *silvestris*. По заключению Е.Д. Заклинской, эта пыльца характерна для четвертичного периода.

Таким образом, возраст базальтов может быть датирован как четвертичный - точнее - доверхнечетвертичный или ниже-среднечетвертичный.

В е р х н и й о т д е л

Ледниковые отложения, связанные с долинным и локально-покровным оледенением, представлены моренными и флювиогляциальными образованиями.

Морена практически наблюдается повсеместно^х, за исключением высоко поднятых участков глубоко расчлененного высокогорного рельефа, но в большинстве случаев она имеет незначительную мощность. Наиболее широко она распространена в северной и центральной частях района. Моренные отложения выстилают днища трогов и озерных котловин, покрывают склоны гольцов, слагают конечноморенные валы в долинах рек и на поверхностях водоразделов.

Морена представлена несортированными суглинками и супесями, часто щебнистыми серыми и серовато-бурыми, являющимися цементом для валунно-галечного материала, составляющего нередко 60-70% морены. Валунны обычно средней и плохой, реже хорошей окатанности размером до 0,6 м, реже 1-2 м в поперечнике. Распределение их среди рыхлого материала беспорядочное. Хорошо окатанные валуны имеют типичную утюгообразную форму, в ряде случаев на них наблюдается штриховка.

На юге и востоке района в составе валунно-галечного материала морены преобладают гранитоиды и габброиды. В западной и центральной частях территории в морене несколько увеличивается количество обломков метаморфических пород докембрия и нижнедевонских туфов и эффузивов.

В области высокогорья, где оледенение было долинным, в карах тонкообломочный материал морены играет резко подчиненную роль. Преобладает крупноглыбовый неокатанный валунизм.

Мощность моренных отложений в местах развития конечноморенных валов достигает 70 м. На склонах водоразделов она, как правило, не превышает 10-20 м.

Флювиогляциальные отложения выполняют днища ложбин стока и слагают флювиогляциальные террасы двух уровней до 10 и 20 м. Последние развиты по рекам Бий-хем и Баш-хем.

Эти отложения представлены грубими, щебнистыми песками и супесями, реже суглинками, цементирующими галечно-гравийный и валунный материал, составляющий 20-30% объема породы.

^х Граница распространения верхнечетвертичного оледенения, отчетливо выраженная западнее - на территории листа N-47-XXXI, благодаря распространению конечных морен, не показана на карте N-47-XXXI, где почти вся площадь была покрыта верхнечетвертичным ледником.

Разрез флювиогляциальных отложений наблюдался на левом склоне долины р.Биче-Баш, в 1,5 км ниже устья р.Даштыг-ой, где в обрыве 15-метровой террасы прослеживаются чередующиеся между собой суглинки, и пески серые от тонко- до грубозернистых, иногда косослоистые с прослоями мелкой щебенки и гравия.

Вверх по разрезу количество грубозернистых песков увеличивается и далее они постепенно сменяются гравием и мелким галечником.

Мощность флювиогляциальных отложений составляет 15-16 м (Потапов, 1957 ф).

Так же как и в приведенном разрезе, для флювиогляциальных отложений всего района характерна смена тонкозернистого материала более грубым вверх по разрезу.

Возраст ледниковых отложений датируется как верхнечетвертичный на основании залегания морены, западнее территории листа (Шенкман, 1958 ф) на аллювии Харальской золотоносной террасы, в которой Г.А.Кудрявцевым и И.Г.Нордега были найдены остатки шерстистого носорога и мамонта *Rinoceros tichorinus* и *Elephas primigenius*, указывающие на средний-верхний плейстоцен, не древнее середины рисса.

Озерные отложения прослеживаются от истоков р.Мюун, по северо-восточному берегу оз.Кадыш в виде полосы шириной до 50 м. Они представляют собой, по-видимому, обрывки уцелевших озерных террас, в составе которых наблюдаются преимущественно суглинки серые, тонкие, иногда переходящие в серовато-синюю ленточную глину с редкими маломощными прослоями тонкозернистого буровато-серого песка и мелкой гальки. Видимая мощность отложений около 25 м.

Возраст озерных отложений предполагается верхнечетвертичным на основании сопоставления их с подобными ленточными глинами, известными юго-западнее территории листа в Серлигхемской котловине в устье р.Чаинды, где (Агентов, 1958 ф) они слагают значительную площадь и относятся к верхнечетвертичным образованиям.

Отложения современного отдела на исследованной территории представлены песками и галечниками русел, пойм, низких речных террас, делювиальными и гравитационными образованиями склонов и аллювием.

А л л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я развиты по всем рекам и ключам района, они представлены русловой и пойменной фациями. В составе первой преобладает галечно-валунный материал с примесью грубозернистого песка, во второй — супеси и тонкозернистые пески. Русловые и пойменные фауны хорошо развиты лишь по крупным рекам: Азасу, Баш-хему и Бий-хему. В разрезах первой надпойменной террасы присутствует преимущественно грубый песчано-валунный материал с небольшими прослоями и линзами песчаных и суглинистых отложений. Мощность аллювия достигает 7-10 м.

Д е л ю в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я распространены почти повсеместно. На гольцовых склонах наблюдается образование каменных морей. В средних и низкогорных областях они состоят из серых и бурых лёссовидных суглинков, обильно насыщенных щебенкой и неокатанными обломками, снесенными с водоразделов. Мощность делювия измеряется десятками долями метра.

П р о л ю в и а л ь н о - д е л ю в и а л ь н ы е отложения распространены вдоль северного флага хр. Улуг-Арга и представлены бурными и серовато-бурными суглинками со щебенкой и валунами. Мощность этих отложений, по-видимому, достигает местами первых десятков метров.

Э л ю в и й развит на водоразделах всего района и представлен на больших площадях развалами глыб, местами прикрытыми тонким суглинисто-щебнистым плащом.

И Н Т Р У З И В Н ы Е П О Р О Д ы

Интрузивные породы, занимающие большую часть территории листа N-47-XXXII, принадлежат четырем интрузивным комплексам: ниже-среднекембрийскому гипербазитовому; ниже-палеозойскому, включающему плагиограниты, гранодиориты, диориты и габбро; девонскому существенно гранитному и условно девонскому (?) щелоч-

ному.

Н и ж н е - с р е д н е к е м б р и й с к и й (А к - т о в р а к с к и й) и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с (б С п ₁₋₂)

Породы актоврацкого комплекса слагают на юго-востоке района серию небольших (до 0,7 км в поперечнике) линзовидных тел, сгруппированных на междуречье Айлыга и Дугду. Отдельный, несколько большего размера, массив находится на левобережье р. Айлыг. Интрузии приурочены к зоне разломов северо-западного простирания. Они расположены либо в метаморфических свитах (билинской и айлыгской) по отношению к которым конкордантны, либо в виде ксенолитов среди габброидов нижнепалеозойского комплекса.

В составе интрузивного комплекса наиболее распространенными породами, принадлежащими единой серии и связанными постепенными переходами, являются дуниты, оливиновые пироксениты и перидотиты — обычно лерцолиты; реже наблюдаются серпентиниты. Они представляют собой тяжелые средне- и мелкозернистые темно-зеленые и зеленовато-черные породы, на выветрелой поверхности часто покрытые буроватой коркой гидроокислов железа.

На междуречье Айлыг-Дугду в составе этого комплекса присутствуют дуниты, оливиновые пироксениты и лерцолиты, отличающиеся довольно свежим обликом, а на левобережье Айлыга — породы в значительной мере серпентинизированы.

Дуниты состоят из идиоморфных округлых зерен оливина (до 80-85%) с сетью трещин, по которым развивается серпентин, хромит и в небольшом количестве тальк. В подчиненном количестве присутствует моноклиновый пироксен и в отдельных случаях редкие зерна плагиоклаза лабрадора и лабрадора-битовнита. Структура дунитов обычно панидиоморфнозернистая, иногда при увеличении содержания рудных минералов она приближается к сидеронитовой.

В оливиновых пироксенитах преобладают моноклинные пироксены при меньшем содержании оливина (20-25%).

В лерцолитах наряду с оливином присутствуют моноклинные

пироксены и в меньшем количестве ромбические, причем последние преобладают.

Серпентиниты обладают петельчатой структурой. Они состоят в основном из серпентина-хризотила и в меньшем количестве халцедона, замещающих оливин и пироксены. Последние сохранились в незначительном количестве в виде реликтов. Кроме того, присутствует бурая роговая обманка, реакционно замещающая эти минералы. Вторичные минералы, играющие подчиненную роль по отношению к серпентину и халцедону, представлены актинолитом, тальком и карбонатом.

Каких-либо контактовых изменений, связанных с гипербазитами, не наблюдается. Можно отметить лишь, что вблизи контакта с вмещающими породами гипербазиты становятся более мелкозернистыми.

С ультраосновными породами актоврацкого комплекса в Восточной Туве связаны рудопоявления и месторождения хризотил-асбеста, талькового камня, отмечается наличие хромита как акцессорного минерала, по данным В.М. Моралева (1954 ф) имеется платина. На территории листа N-47-XXXII в них отмечен лишь хромит в качестве акцессорного минерала.

Возраст актоврацкого комплекса определяется тем, что в пределах исследованной территории гипербазиты^х секутся оливиновыми габбро, габбро-диоритами и диоритами нижнепалеозойской интрузии. В свою очередь они прорывают биотитовые и роговообманково-биотитовые сланцы билинской свиты, а на Сангиле на территории листа M-46-XVIII - нижнекембрийские палеонтологически охарактеризованные отложения (Ильин, Моралев, 1957). Кроме того, в Западной Туве известны находки галек серпентинитов в конгломератах ордовика. На этом основании, а также исходя из установленной для Алтае-Саянской области пространственной и временной связи гипербазитов с ниже-среднекембрийской спилит-кератофировой формацией (Пинус, 1955, и др.), актоврацкий комплекс всеми исследователями считается салаирским - ниже-среднекембрийским.

х/ Не исключена возможность, что часть гипербазитов принадлежит не актоврацкому комплексу, а ранней стадии таннуольского.

Н и ж н е п а л е о з о й с к и й (Т а н н у о л ь - с к и й) и н т р у з и в н ы й к о м п л е к с

Породы нижнепалеозойского комплекса слагают крупный Бийхемский массив, занимающий большую часть площади листа N-47-XXXII и несколько относительно небольших массивов, расположенных севернее. Массивы имеют сложную конфигурацию, отчасти обусловленную позднейшими тектоническими смещениями и внедрением молодых интрузий. Контактная поверхность интрузии там, где ее удалось наблюдать, имеет крутое падение, но, судя по ширине контактного ореола, иногда кровля ее полого погружается под вмещающие породы. В некоторых случаях, как, например, в верховьях р. Сайлыг, интрузия проникает вдоль слоистости вмещающих пород и границы ее местами совпадают с напластованием. На водоразделе Айлыга и Дугду интрузивные породы образуют конкордантный массив с падениями полосчатых и гнейсовидных текстур, направленными в сторону его длинной оси в соответствии с синклиальной структурой вмещающих пород.

В состав нижнепалеозойского интрузивного комплекса входят разнообразные породы, образующие сложную серию от адамеллитов и плагиогранитов - до оливиновых габбро и пироксенитов. Они могут быть сгруппированы следующим образом: а) оливиновые габбро и пироксениты, б) габбро, габбро-диориты и диориты, в) кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты, г) плагиограниты, д) лейкократовые гранодиориты, адамеллиты. Породы каждой из перечисленных групп, участвуя в строении сложных массивов, могут быть связаны постепенными переходами либо обособлены и отделены секущими контактами. Так, породы группы габбро связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами и в некоторых случаях прорваны ими; как правило, они секутся породами более кислыми, чем кварцевые диориты. Кварцевые диориты иногда прорваны относительно лейкократовыми гранодиоритами и адамеллитами.

Разнообразие пород и сложность их соотношений обусловлены как процессами ассимиляции вмещающих пород разного состава, особенно интенсивными на первых этапах внедрения, так и неоднократным проникновением в застывшую оболочку интрузии новых

прорывающих ее порций магмы из глубины.

В Бийхемском массиве намечается зональное распределение пород: в центральной его части сосредоточены наиболее лейкократовые, почти без признаков контаминации, гранодиориты и амагмелиты. Им сопутствуют слагающие большую часть массива тоналиты и кварцевые диориты с более четким и нередко резко выраженным гибридным. В поле развития этих пород относительно небольшие площади занимают габброиды, меланократовые диориты и ассоциирующие с ними пироксениты. Для перечисленных пород в ряде случаев отмечается относительно высокое гипсометрическое положение. Эти породы довольно широко распространены в восточной части массива, что, вероятно, связано с ассимиляцией интрузией амфиболитов и амфиболовых сланцев билинской свиты.

Распределение пород в пределах относительно небольших интрузий северной части площади листа N-47-XXXII, по-видимому, подчинено тем же закономерностям, что и в Бийхемском массиве, но проследить его, как правило, не удается.

Оливиновые габбро и пироксениты ($\delta 6 Pz_1$) встречаются среди габброидов, образуя в них небольшие линзовидные тела и шпирсы. Исключение представляют относительно лейкократовые полосчатые оливиновые габбро на водоразделе р.Дугду и р.Айлыг, слагающие лополит размером около 4х6 км, приуроченный к синклинали в метаморфических толщах. Полосчатость этих пород обусловлена распределением цветных минералов-моноклинного пироксена и сопутствующего ему оливина и отчасти катакlastической (вероятно, в результате протоклаза) текстурой. Цветные минералы, обладающие пойкилобластической структурой и реакционно замещающиеся бурным амфиболом и минералом типа иддингсита, заключены в агрегат изометричных подвергшихся дроблению зерен плагиоклаза (лабрадора). По химическому составу (табл.2) порода (проба 63-б) отличается от среднего состава оливиновых габбро по Дэли, что соответствует понижению содержанию цветных компонентов (b) и щелочей (a) и повышению - плагиоклаза, выраженному большим значением коэффициента (c) (полевошпатовой извести).

В большинстве случаев оливиновые габбро и пироксениты представляют собой темно-серые, иногда с зеленым или коричне-

вым оттенком породы средне- и крупнозернистого, нередко порфировидного сложения. Оливиновые габбро такого рода состоят из плагиоклаза (от лабрадора до битовнита), авгита, оливина, иногда в значительном количестве, обуславливающим близость пород к пироксеновым перидотитам.

Пироксениты состоят из крупных зерен пироксена, содержащих пойкилитовые вроски плагиоклаза и иногда оливина. Часто пироксен замещается роговой обманкой уралитового типа. С пироксенитами пространственно и генетически тесно связаны горблендиты. Акцессорные минералы для всех пород группы оливиновых габбро-пироксенитов представлены титаномagnetитом, ильменитом, сфеном, иногда шпинелью, гранатом и пиритом.

Диориты, габбро-диориты, габбро ($\delta 4 Pz_1$), часто перемежающиеся между собой, отличаются непостоянством текстур (от массивной до такситовой и полосчатой), размерности зерен, структуры и минералогического состава. Они обычно имеют темно-серую и зеленовато-серую окраску. В состав их входят основной плагиоклаз - от андезина до лабрадора, моноклинные и реже ромбические пироксены и уралитовая роговая обманка. Увеличение количества ромбических пироксенов иногда обуславливает переход к габбро-норитам и в отдельных случаях - к норитам. В диоритах и габбро-диоритах иногда присутствует кварц. Акцессорные минералы представлены magnetитом или титаномagnetитом (до 5% объема породы), ильменитом, апатитом, пиритом и пирротинном, гранатом, сфеном, цирконом. Структуры непостоянны: габбровая, офитовая, пойкилоофитовая и пойкилитовая, аллотриоморфная, и на отдельных участках - сидеронитовая. По химическому составу (пробы I002, I463, 450I) породы наиболее близки к ряду диориты-габбро и отличаются от средних составов этих пород по Дэли (см.табл.2) пониженным содержанием щелочей и высоким содержанием полевошпатовой извести, что свидетельствует о повышенной основности плагиоклазов.

В резко подчиненном количестве в Бийхемском массиве присутствуют кварцевые монцониты, ассоциирующие с габброидами и диоритами.

Кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты ($\delta 0 Pz_1$) представляют собой средне- и мелкозернистые, часто неравномернозернистые по-

роды серой, иногда зеленовато-серой и темно-серой окраски. Большим распространением пользуются такситовые и гнейсовидные текстуры, обусловленные ориентировкой минералов и их скоплениями, а также шпиров и ксенолитов. Нередко отмечается значительное содержание последних - вплоть до преобладания над собственно интрузивной породой.

Наиболее распространенные кварцевые диориты содержат от 25 до 40-50% цветных минералов - в основном роговой обманки и в меньшем количестве биотита, плагиоклаз-зональный андезин, кварц до 15-20% и в подчиненном количестве микроклин с редкими пертитовыми вростками. Цветные и салические минералы распределены, как правило, неравномерно, кучное расположение амфибола и биотита видно как в образцах, так и в шлифах. Кроме гипидиоморфной и аллотриоморфной структуры части пойкилитовая и аллотриоморфная, приближающаяся к гранобластовой. Акцессорные минералы те же, что и в габброидах.

Гранодиориты отличаются от кварцевых диоритов большим содержанием калиевого полевого шпата и кварца, а тоналиты - большим содержанием кварца и сокращением количества цветных минералов, чаще представленных биотитом. Поскольку позволяет судить химический анализ гранодиорита (проба 2251) породы описанной группы принадлежат нормальному ряду гранодиориты-кварцевые диориты и незначительно отклоняются от средних составов по Дэли повышенным содержанием полевошпатовой извести.

Плагиограниты ($\gamma_0 Pz_1$), тяготеющие пространственно и по составу к тоналитам-гранодиоритам, представляют собой среднезернистые серые и розовато-серые породы. В их состав входят плагиоклаз - олигоклаз - альбит (№ 12-18) с нечеткой зональностью, кварц (30-40%), биотит и роговая обманка (5-10%) и акцессорные - апатит и сфен. Структура породы гипидиоморфнозернистая с отчетливым ксеноморфизмом кварца.

Дейкократовые гранодиориты и адамеллиты ($\gamma^6 Pz_1$), связанные постепенным переходом, представляют собой крупнозернистые нередко порфириовидные и реже среднезернистые серые и розовато-серые породы. Они состоят из плагиоклаза и микроклина, соотношение между которыми колеблется от 1:1 до 3:1, кварца - до 35%, биотита - до 5% и акцессорных магнетита, ильменита, апатита, сфена, циркона и, в

редких случаях, ортита. Плагиоклаз обычно зональный представлен олигоклазом и андезином (№ 23-34). Микроклин решетчатый содержит в небольшом количестве мелкие пертитовые вростки.

Структура гранодиоритов и адамеллитов гипидиоморфнозернистая с резко выраженным ксеноморфизмом микроклина, часто и по отношению к кварцу. Биотит в виде относительно мелких чешуи нередко ассоциирует с кварцем и является более поздним по отношению к плагиоклазу. По химическому составу эти породы (пробы 63-б, 9-а) занимают промежуточное положение между гранитами и гранодиоритами средних составов по Дэли.

Таким образом, породы нижнепалеозойского интрузивного комплекса принадлежат нормальному целочисловому ряду и мало отклоняются от средних составов по Дэли. Отклонение отмечается для пород среднего и основного состава, оно сводится к пониженному содержанию щелочей и повышенному полевошпатовой извести. Для большинства анализируемых пород имеет место несколько уменьшенное значение цветных компонентов по сравнению со средним составом по Дэли.

Контактовый метаморфизм

Глубокий эрозийный срез нижнепалеозойской интрузии обуславливает сохранение вмещающих пород лишь на небольших площадях по периферии Бийхемского массива и в виде провесов и останцов кровли, в большинстве случаев в той или иной степени подвергшихся контактовому воздействию. Последнее не везде удается отделить от регионального метаморфизма протерозойских толщ. В условиях почти повсеместного экзоконтактового изменения пород интенсивность и характер его зависят не в такой мере от расстояния от контакта, как от состава, первичной текстуры и степени расслаивания пород. В соответствии с этим выделяются следующие типы экзоконтактовых образований.

I. Инъецированные породы, образовавшиеся, очевидно, по сланцам и в зонах расслаивания. Эти породы, распространенные по рр. Сайлинг, Кара-Одун-Танма и др., напоминают по облику гнейсы, а по составу кварцевые диориты и диориты. В отличие от последних широко развиты бластические структуры. Переход от зоны экзоконтакта к эндоконтактовым интрузивным породам нечеткий,

Результаты химических анализов интрузивных пород и
характеристики по А.Н.Заварицкому

№ п/п	№ проб	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	H ₂ O	Сумма	a	c	b	s	r ¹	m ¹	c ¹	a ¹	n	t	У	Q	a:c
Нижнепалеозойский (таннуольский) интрузивный комплекс																												
1	403-A	44,98	1,70	16,71	2,21	11,19	0,20	4,22	10,26	3,46	0,78	0,135	1,30	0,19	98,35	9,0	7,2	28,6	54,9	65,4	32,6	2,0	-	87,5	2,7	6,8	15	I,1
2	450I	45,16	0,81	21,11	3,10	8,31	0,14	5,84	12,37	1,30	0,44	0,14	0,54	-	99,26	3,8	13,6	25,3	57,3	46,0	43,0	11,0	-	84,0	13,0	11,0	6,6	0,35
3	1463	64,16	0,50	16,91	2,23	3,17	0,11	2,30	4,14	2,62	2,31	0,18	1,30	-	99,93	8,5	4,6	18,3	68,5	25,8	20,0	-	54,2	64	-	-	13,3	1,8
4	1002	48,68	0,54	25,74	1,56	5,00	0,08	3,43	12,06	1,34	0,74	0,12	1,20	-	100,49	4,3	16,8	15,0	64,0	46,9	43,5	-	9,4	75,0	73,0	9,9	2,5	0,25
5	1260	59,18	1,05	15,99	1,44	6,07	0,10	2,26	3,39	4,60	3,39	0,16	1,80	0,18	99,61	15,3	3,2	11,9	69,1	69,85	32,0	8,15	-	67,25	-	-	5,0	4,8
6	225I	62,88	0,84	16,81	2,25	3,69	-	2,10	5,22	3,75	2,26	-	Нет	0,06	99,76	11,6	5,6	9,9	72,9	55	36,2	8,4	-	72	I	19,5	17	2
7	63-6	69,25	0,48	14,72	1,30	2,87	-	1,08	3,60	3,87	2,91	-	Нет	0,10	100,18	12,5	3,4	6,4	78	58	28	13,5	-	61,5	0,5	17	29	3,7
8	9-a	67,32	0,56	15,53	1,74	2,95	-	1,19	3,40	4,61	2,06	-	Нет	0,08	99,44	12,9	3,8	6,6	76,7	64,5	36	5	-	78	0,6	22,4	24	3,4
Девонский (бреньский) интрузивный комплекс																												
9	2259	71,18	0,34	14,29	0,74	2,28	-	0,94	3,00	3,45	3,54	-	Нет	0,06	99,82	12,4	3,1	4,7	79,8	50,8	32	10	-	60	0,4	12,6	31,7	4
10	6-a	73,37	0,21	12,68	3,12	1,72	0,10	0,30	0,78	5,09	3,12	-	-	0,24	99,10	15,2	0,6	3,4	81,0	76,0	13,0	11,0	-	70,7	24,5	28,3	30,8	25
11	32	71,91	0,21	13,14	3,74	2,94	0,12	0,59	1,55	4,63	3,56	0,025	-	0,27	102,73	14,4	1,1	7,1	77,4	76,7	13,5	9,8	-	66,5	0,25	42,5	25	13
12	14-a	68,72	0,40	14,45	4,84	3,01	0,10	0,53	1,47	5,17	3,07	-	-	0,28	99,04	15,8	1,6	5,0	77,5	81,5	16,0	2,6	-	72,0	43,5	2,6	21	9,9
13	3501	71,40	0,32	15,46	1,22	1,41	0,04	0,80	1,49	3,74	3,84	0,14	0,60	-	100,46	13,2	1,6	6,9	78,2	31,1	18,8	-	50	60	11,1	13,2	28,5	8
14	9-e	72,98	0,44	9,80	3,94	1,65	0,04	0,27	0,79	4,72	4,12	0,06	0,20	0,10	99,14	12,6	-3,4	2,9	81,1	68,6	13,6	3,2	-	54	0,4	2	33,6	3,7
15	2230	76,20	0,01	12,96	0,20	1,29	-	0,14	1,30	3,35	4,59	-	Нет	0,02	100,06	13,5	1,5	1,6	83,4	80	16	-	4	52,5	-	8	38,3	9
16	2175	75,54	0,12	12,54	0,24	1,44	-	0,39	1,85	3,23	4,41	-	Нет	0,10	100,86	13,0	0,8	3,3	82,8	45	20	-	35,6	53	0,1	6	39	16
17	2750-6	74,66	0,05	14,35	0,17	1,36	0,02	0,27	1,50	5,30	2,22	0,02	н/об	0,13	99,057	14,1	1,8	2,5	81,5	54,0	19,5	-	28,0	78,7	0,05	0	33,1	7,8
18	46-a	73,07	0,20	12,55	3,63	2,66	0,07	0,19	0,84	4,23	4,32	-	-	0,17	99,32	15,0	0,5	3,6	80,9	81	8,8	8,8	-	60	24,6	80,1	30,4	30
19	2602	67,84	0,50	14,82	1,74	2,15	0,05	0,94	1,86	4,88	3,64	0,078	0,81	0,33	99,638	15,8	1,13	6,5	76,6	60,8	16,5	16,5	-	67,1	0,5	5,15	20,44	13,09
20	3314-в	62,96	0,63	19,27	Нет	3,3	0,17	0,72	2,34	3,91	6,04	0,35	0,6	-	100,29	17,5	2,9	7,1	72,5	46,0	17,3	-	36,7	49,5	0,7	-	7,1	6
21	18-a	62,98	0,38	17,22	5,50	-	0,071	0,05	1,86	5,56	5,67	-	0,38	0,18	99,85	20,5	1,3	5,8	72,4	81,2	2,3	16,5	-	60	0,5	79	11,3	15,7
Девонский (?) (сангиленский) интрузивный комплекс																												
22	4143	57,40	0,25	20,36	3,0	3,0	0,13	0,3	2,46	7,12	5,68	Нет	0,84	-	100,84	24,3	1,7	7,5	66,5	75,2	6,4	18,4	-	65,3	0,4	34,8	-17,3	14,3
23	267	64,90	0,55	16,11	2,34	2,31	0,097	0,47	0,63	5,43	5,77	0,057	0,02	0,42	99,69	20,0	0,65	4,95	74,0	78,6	18,8	2,6	-	59,1	0,65	39	7,75	31,0
24	374	59,71	0,11	19,66	1,14	4,02	0,03	0,32	0,36	8,75	0,39	-	1,60	0,20	99,21	20,2	3,3	6,3	70,0	79,3	7,9	12,8	-	97,5	0,14	15,2	3,5	6,2
25	197	49,82	0,47	20,18	2,85	8,09	0,20	0,49	4,12	8,06	4,31	0,097	1,01	0,18	99,87	25,3	1,5	18,1	60,0	65,9	5,5	28,6	-	73,75	0,8	17,7	-37	17,1
26	2576	55,88	0,25	20,85	1,48	5,10	0,07	0,68	2,87	6,06	5,76	Следы	0,53	-	99,53	20,2	3,2	8,1	66	79,0	14,9	6,1	-	61,8	0,3	15,8	9,1	6,4
27	2334	64,53	0,90	16,40	2,09	2,04	-	0,58	1,35	6,24	4,66	-	Нет	0,12	98,91	20,4	0,7	5,5	73,4	65,6	17,2	17,2	-	67,0	1,0	31,6	5,3	29,1
28	446	43,07	2,72	12,30	3,94	8,73	0,38	5,18	6,92	7,67	2,68	0,238	3,77	0,26	97,85	17,1	-4,24	25,6	53,1	31,3	34,9	33,8	-	76,0	4,7	0	-32,2	-
29	373	69,82	0,54	13,08	1,26	3,05	0,14	0,48	0,88	4,83	4,67	-	0,39	0,19	99,4	16,8	0,09	5,5	77,5	71,1	12,3	16,6	-	61,15	0,61	17,0	21,42	18,6
30	517	70,04	0,28	14,23	2,59	1,21	0,08	0,19	0,41	5,26	5,21	0,09	-	0,40	99,99	18,4	0,6	4,4	76,6	80,5	8,2	11,2	-	60,6	34,2	50,0	15,8	32,3

1 - габбро, бассейн р.Дугду; 2 - габбро, р.Кара-теш; 3 - габбро, оз.Кадыш; 4 - диорит, р.Азас; 5 - кварцевый монзонит, р.Дугду;
6 - тоналит, бассейн р.Чат-суг; 7 - гранодиорит, р.Кажиг-хем; 8 - гранодиорит, бассейн р.Кажиг-хем; 9 - гранит, р.Чат-Суг;
10 - гранит, хр.Улуг-Тайга; 11 - гранит, р.Чумуртук-Чул; 12 - гранит, хр.Улуг-Тайга; 13 - гранит-порфир, оз.Иерелиг-холь;
14 - щелочной гранит, р.Кара-Чул; 15 - лейкократовый гранит, р.Кара-Онун-Танма; 16 - лейкократовый гранит, р.Кажиг-хем;
17 - аляскит, хр.Узун-ой-Тайга; 18 - граносиенит, р.Айлыг; 19 - щелочной граносиенит, хр.Узун-ой-Тайга; 20 - сиенит, р.Чу-муртук-Чул; 21 - щелочной сиенит, хр.Улуг-Тайга; 22 - щелочной сиенит, р.Улуг-Адыр-ой; 23 - щелочной кварцевый сиенит, р.Дугду; 24 - альбитизированный щелочной сиенит; 25 - нефелиновый сиенит, бассейн р.Дугду; 26 - нефелиновый сиенит, р.Дугду;
27 - щелочной сиенит, р.Салдам; 28 - канкринитовый мариуполит, р.Дугду; 29 - щелочной гранит, истоки р.Дугду; 30 - щелочной гранит, верховье р.Дугду

часто постепенный.

2. Среди метаморфических пород билинской свиты выделяются наиболее глубоко измененные биотитовые гнейсы, содержащие минералы, указывающие на высокотемпературный контактовый метаморфизм-кордиерит, гранат, силлиманит. Такие гнейсы иногда обладают характерной пятнистой текстурой. Зона таких гнейсов, севернее горы Баш-хем, достигает ширины около 400 м; зона аналогичных биотитовых гнейсов наблюдалась на водоразделе Айлыга и Дугду у восточной границы района.

3. Карбонатные породы верхней части билинской свиты почти повсеместно содержат такие минералы, как амфиболы, пироксены, эпидот. На фоне этих сравнительно равномерно контактово измененных пород выделяются более интенсивно метаморфизованные скарированные — с высоким содержанием пироксена (диопсида), эпидота, граната, реже — скаполита. Встречаются на небольших участках (до сотни метров) и типичные крупнозернистые скарны, иногда с обильным пиритом, пирротином с примесью медьсодержащих минералов (на северо-востоке Азаса, северный склон горы Баш-хем).

4. Контактное воздействие интрузии, очевидно, наложило свой отпечаток на большинство пород билинской свиты, в которой широко распространены роговиковые структуры и также акцессорные минералы, как апатит. Выделить такие зоны неостаточно выраженного контактового воздействия обычно нельзя, так как они почти совпадают по распространению с площадью, занятой билинской толщей. В более высоких частях докембрийского разреза роговики локализованы в зонах экзоконтакта, они зафиксированы на карте. Некоторые зоны и здесь достигают ширины нескольких километров (район оз. Арга-коль).

Жильная серия представлена дайками, сложенными породами среднего, основного и кислого состава и жилами пегматитовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми.

Жильные породы среднего и основного состава — мелкозернистые гранодиориты, микродиориты, спессартиты, диорит-порфириты и диабазы слагают дайки, изменяющиеся по мощности от сантиметров до десятка метров и достигающие по протяженности в некоторых случаях нескольких сотен метров. Кроме даек диорит-порфиритов, иногда наблюдающихся во вмещающих породах, жильные тела не выходят из

пределов интрузии. Дайки обычно имеют крутое падение или вертикальны.

Мелкозернистые гранодиориты и микродиориты обладают составом, не отличающимся от охарактеризованных выше их интрузивных аналогов. Структура у первых гипидиоморфнозернистая, у вторых — нередко панидиоморфнозернистая. Спессартиты темно-серые мелкозернистые состоят из роговой обманки часто коричневой, плагиоклаза в несколько меньшем количестве и магнетита, пирита, апатита. Структура панидиоморфнозернистая. Диорит-порфириты порфировидные и тонкозернистые темноокрашенные породы можно подразделить на биотит-амфиболовые с интерсертальной или микролитовой структурой основной массы и пироксен-амфиболовые с гялопилитовой структурой. Диабазовые порфириты отличаются лучшей раскристаллизацией, структура их обычно порфировая и диабазовая.

По всей вероятности, диорит-порфириты и диабазовые порфириты представляют собой жильные породы второго этапа, по О.С. Полквой (1950), что следует как из пересечения ими пегматитовых жил, так и по распространению их за пределами массивов.

Жильные породы кислого состава представлены серыми и розовато-серыми аплитами, слагающими дайки мощностью до 7 м, расположенные в пределах интрузии. В ряде случаев отмечалось пологое залегание даек.

Пегматитовые, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы тяготеют к контактовой зоне и сравнительно редко встречаются в области распространения лейкократовых интрузивных пород. Кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы обладают, как правило, небольшой мощностью и протяженностью. Пегматитовые жилы в редких случаях достигают мощности 1-2 м. Кроме кварца и полевого шпата в них иногда содержится в небольшом количестве биотит.

Аплиты, пегматиты и кварц-полевошпатовые жилы, по-видимому, относятся к жильным породам первого этапа.

С нижнепалеозойским интрузивным комплексом генетически связано золото, титаномагнетитовые проявления, медная минерализация в скарнах, шеелит, содержащийся в жильных и интрузивных породах и их экзоконтактах. По данным спектрального ана-

лиза, интрузивные породы содержат в количествах, превышающих кларковые, молибден, цинк, свинец.

Возраст охарактеризованного интрузивного комплекса непосредственными наблюдениями в районе не может быть установлен — здесь интрузия сечет все докембрийские отложения и нижнекембрийскую туматтайгинскую толщу. Контакты с вышележащими членами стратиграфического разреза не наблюдались. Интрузивные породы такого же петрографического состава, как на площади листа N-47-XXXII, распространены западнее (нижнее течение р.Хамсыра), где они также прорывают нижнекембрийские толщи и перекрываются фаунистически охарактеризованным нижним-средним ордовиком (Шенкман, 1956ф, 1959; Благонравов, 1957ф, 1959). Возможно, что верхний возрастной предел интрузии является более низким. Так, по данным В.А.Благонравова (1959) галька, отвечающая по составу описанной интрузии, содержится в конгломератах кембро-ордовикской аласугской свиты.

Девонский (Бренский) интрузивный комплекс

Интрузии девонского комплекса, распространенные по всему району, представлены наиболее крупными массивами в южной, восточной и северо-западной частях района: Серлигхемским (19)^{X/} Кадырсугским (18) и Кадынским (17). В состав этого комплекса входят: лейкократовые граниты, мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, сиениты и граносиениты. Как для гранитов, так и для сиенитов намечается некоторое отклонение от нормального щелочноземельного состава и переход в субщелочные и в редких случаях в щелочные разности. Массивы, обладающие значительными размерами (Серлигхемский, с учетом площади за границей листа N-47-XXXII около 500 км², Кадынской 500 км² и Кадырсугский 150 км²), имеют сложную форму и сопровождаются сателлитами. Наряду с преобладающим крутым падением контактовой поверхности встречаются участки пологих контактов с кровлей (Кадынский массив).

^{X/}Цифры в скобках соответствуют номеру массивов на тектонической схеме (рис.2).

В Серлигхемском (его части, входящей на территорию листа N-47-XXXII) и Кадынском массивах и их сателлитах преобладают граниты и довольно широко распространены сиениты и граносиениты. В Кадырсугском массиве отмечено также присутствие аляскитовых гранитов, а в Серлигхемском — гранит и гранодиорит-порфиры. Последние широко распространены в Кадынском массиве и его сателлитах. Мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, как правило, не принимают участия в строении крупных массивов, а образуют небольшие тела, часто удаленные на значительные расстояния от последних.

Соотношения между многообразными породами, отнесенными к девонскому комплексу, не сводятся к одним лишь постепенным переходам, как это предполагалось ранее. Так, лейкократовые граниты и связанные с ними постепенными переходами мелкозернистые слюдяные граниты представляют в ряде случаев более позднее образование, чем остальные граниты и секут их (бассейн р.Дээр-Тугруг). В то же время имеют место и постепенные переходы между ними. Сиениты по отношению к этим гранитам оказываются образованиями более раннего этапа и прорваны ими (верховья Чумуртуг-Чула). Это не исключает присутствия в обеих группах пород промежуточного состава, как кварцевые сиениты и граносиениты. Гранит и гранодиорит-порфиры связаны постепенными переходами с гранитами.

Сиениты и граносиениты (§D), встречаются совместно и связаны между собой постепенным переходом; представляют собой средне- и крупнозернистые, редко мелкозернистые массивного сложения, серые, зеленовато-серые и розовато-серые (при выветривании) породы, часто покрытые пленкой темно-бурых окислов железа. Они состоят из таблитчатых или призматических кристаллов микропертита, цветных минералов — амфибола и пироксена в сиенитах и амфибола и биотита в кварцевых сиенитах и граносиенитах. В последних также присутствует в значительном количестве кварц. Иногда зерна калиевого полевого шпата прорастают тонкими волосовидным кварцем, образуя своеобразный микропегматит, переходящий на краях зерен в обычный микропегматит.

В илифах присутствует в незначительном количестве плагиоклаз, разложенный, часто альбитизированный. С возрастанием содержания кварца количество плагиоклаза несколько возрастает. В кварцевых сиенитах он представлен олигоклазом № 26-28. Как и

плагноклаз, калиевый полевой шпат замещается альбитом в первую очередь на стыке и по периферии зерен. Иногда зерна его полностью замещены шахматным альбитом. Цветные минералы - зеленоватый пироксен, коричнево- и зелено-бурый амфибол (возможно субщелочной) и биотит имеют обычно более мелкие размеры и распределены кучно, заполняя промежутки между зернами полевых шпатов. Кварц, как и акцессорные минералы ильменит, пирит, циркон, апатит сопутствует цветным. В протолочных пробах установлено присутствие цирколита в относительно большом количестве и в виде единичных зерен - ортита, чевкинита, флюорита, молибденита.

В бассейне р. Айлыг отмечен массив своеобразных грано-сиенитов и гранитов, связанных между собой постепенным переходом. Породы характеризуются несколько повышенным содержанием цветных - биотита и амфибола, обычно расположенных кучно. Помимо обыкновенной роговой обманки, встречается субщелочной амфибол, плеохромующий от коричневого до синевато-зеленого цвета. По структуре порода практически не отличается от гранитов. Как и в сиенитах альбитизация здесь развита незначительно. Комплекс акцессорных минералов тот же, что в сиенитах - присутствуют ортит, чевкинит, молибденит.

По химическому составу (см. табл. 2) сиениты и кварцевые сиениты занимают промежуточное положение между щелочными сиенитами среднего состава по Дэли, гранитами и сиенитами, приближаясь к щелочным сиенитам (пробы I8-а, ЗЗI4-в) и реже к сиенитам (проба I260). Таким образом, по химическому составу сиениты можно отнести к субщелочным, граниты из массива р. Айлыг ближе к щелочным гранитам.

Граниты (X D) биотитовые и реже биотит-роговообманковые представляют собой крупно- и среднезернистые нередко порфировидные, иногда пегматоидные розовые, розовато-серые и мясо-красные породы. В порфировидных разностях крупные кристаллы светло-серых или розовых полевых шпатов с пертитовым строением и изредка - зональностью достигают размеров I-3 см. Кварц либо молочно-белый (в давленных гранитах), реже дымчатый серый. Кварц и калиевый полевой шпат преобладают в составе гранитов. Калиевый полевой шпат, представленный нерешетчатой разностью с обильным пертитом или микроклином с четкой, либо затуманенной двойниковой решеткой и также с пертитом, пре-

обладает над плагноклазом - иногда их количество почти одинаково (переход к адамеллитам). Плагноклаз иногда зональный образует идиоморфные таблитчатые зерна; состав его колеблется от альбит-олигоклаза (№ I2-I4) до олигоклаз-андезина (№ 25-30).

На границах с калиевым полевым шпатом часто наблюдается мirmekит и окаймляющая зерна светлая реакционная каемка. Кварц образует ксеноморфные небольшие зерна, или относительно крупные изометричные зерна и их скопления. Биотит присутствует в виде относительно мелких листочков, плеохромующих в коричнево-бурых, либо зеленовато-бурых тонах. Роговая обманка также образует небольшие зерна с обычной схемой светопоглощения. В числе акцессорных минералов входят: магнетит, ильменит, апатит, циркон, цирколит, пирит, рутил, анатаз, в ряде случаев молибденит, редко - касситерит. Структура пород гипидиоморфнозернистая, причем плагноклаз всегда идиоморфен по отношению к калиевому полевоому шпату и не всегда к кварцу. Последний может быть идиоморфнее калиевого полевого шпата.

Зерна цветных, будучи хорошо ограниченными, судя по их величине и приуроченности к промежуткам между зернами, кристаллизовались позже плагноклаза, и, возможно, кварца и калиевого полевого шпата.

По химическому составу (см. табл. 2) граниты занимают промежуточное положение между гранитами средних составов по Дэли (граниты всех периодов) и щелочными гранитами, в отдельных случаях они очень близки как к тем, так и к другим.

Гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (X D), представляющие краевые фации интрузии, обычно окрашены в розовый и красный цвет и имеют порфировое или тонкозернистое сложение. Породы состоят из порфировидных выделений плагноклаза олигоклаза или олигоклаз-андезина обычно зонально, биотита или роговой обманки в небольшом количестве (до 5%) и микропегматитовой или микрографической основной массы. По составу акцессорных минералов породы не отличаются от охарактеризованных выше.

По химическому составу гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры, очевидно, изменяются в относительно широких пределах, отвечая интервалу от нормальных гранитов до щелочных гранитов и гранодиоритов.

Мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты (γD) представляют собой светло-серые и розовато-серые лейкократовые породы, часто аплитовидные, реже порфировидные. В состав гранитов входит микроклин с отчетливой двойниковой решеткой - 70-50%, олигоклаз (№ 23-28) - 10-30%, кварц 30-50%, биотит зелено-бурый и иногда мусковит - до 1%; аксессуарные представлены рудными минералами - преимущественно магнетитом, реже пиритом, сфеном, цирконом, ортитом, рутилом. Структура гипидiomорфнозернистая, иногда при наличии крупных зерен микроклина, содержащего включения плагиоклаза и кварца - близкая к монцитонитовой. Кварц ксеноморфен по отношению ко всем минералам, за исключением микроклина и иногда биотита.

По химическому составу мелкозернистые граниты близки к аляскитам среднего состава по Дэли (анализ 2230) и отличаются от них незначительно меньшим содержанием цветных компонентов, глинозема и щелочей и повышенным - полевошпатовой извести.

Лейкократовые граниты (γD) отличаются пониженным содержанием цветных минералов (биотита) и резко выраженным преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом. В пегматоидных разностях наблюдается макроскопически и в шлифах закономерное прорастание калиевого полевого шпата с кварцем. Калиевый полевой шпат содержит, как правило, обильные пертитовые вроски. Плагиоклаз обычно незональный, представлен альбит-олигоклазом и олигоклазом.

По петрохимической характеристике (см. табл. 2) лейкократовые граниты (проба 2750-6) очень близки к аляскитам по Дэли, отличаясь более высоким содержанием полевошпатовой извести.

Эндоконтактовые изменения, развитые в ограниченных масштабах, отмечались как в гранитах, так и в сиенитах. В гранитах на контакте с интрузивными породами среднего и основного состава наблюдались переходы в адамеллиты и гранодиориты, в некоторых случаях сопровождавшиеся появлением мелкозернистых и резко порфировидных структур. Смена гранитов адамеллитами, помимо изменения соотношений между щелочными полевыми шпатами и плагиоклазами, выражается в увеличении основности последнего до андезина (№ 35) и появления у него отчетливой зональности и идиоморфных очертаний. В том же направлении происходит изменение при переходе в гранодиориты.

На хр. Улуг-Тайга граниты на контакте с диоритами переходят

в резко порфировидные гранодиориты, образующие полосу шириной до 1 км. В породе крупные зональные кристаллы плагиоклаза погружены в мелкозернистую основную массу, состоящую из калиевого полевого шпата - пертита, кварца и биотита и обладающую гипидiomорфнозернистой и напоминающей монцитонитовую структурой, в которой крупные зерна кварца заключают идиоморфные кристаллы плагиоклаза.

На контактах гранитов с амфиболитами билинской свиты и около их ксенолитов наблюдалась зона гибридных пород состава, близкого к кварцевым диоритам, характеризующихся преобладанием кислого плагиоклаза, как бы цементирующегося кварцем. С последним ассоциирует разложенный цветной минерал и биотит, а также единичные зерна калиевого полевого шпата. Присутствует пирит.

Сиениты в зоне эндоконтакта (хр. Улуг-Тайга) иногда переходят в мелко- и неравнозернистые разности с разложенными полевыми шпатами, с кучно расположенными цветными минералами: моноклинным пироксеном, амфиболом и биотитом. Ширина зоны 10-15 м.

Экзоконтактовые изменения, вызванные девонской интрузией, проявляются в ороговикании, окварцевании, скарнировании вмещающих пород и образовании инъекционных гнейсов. Размер контактовых ореолов обычно невелик и измеряется метрами и десятками метров. Наиболее отчетливо выражены изменения в карбонатных породах, в которых развиваются эпидот-гранатовые, эпидот-пироксеновые и другие скарны, местами содержащие сульфидное оруденение. Окварцевание и ороговикание отмечалось в сланцах и карбонатных породах билинской свиты. Инъекционные гнейсы, приуроченные к контактам со сланцеватыми породами, представляют собой полосчатые или гнейсовой текстуры породы, в которых инъецирующий материал представлен розовым мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом (верховье р. Кара-Онуу-Танма). Реже отмечается появление крупных новообразованных кристаллов калиевого полевого шпата в сланцах и амфиболитах (левобережье р. Биче-Баш).

Своеобразный характер экзоконтактового воздействия сиенитов на гранодиориты нижнепалеозойской интрузии наблюдался на южном склоне г. Улуг-Тайга. На расстоянии 100 м от контакта брекчированные гранодиориты подверглись ороговиканию. Зона брекчирования, достигающая мощности 5-10 м и протяженности около 60 м,

сложена обломками гранодиоритов, варьирующими по размерам от единичных зерен до глыб диаметром 0,3 м и корродирующего их темно-серого роговикового цемента. В состав последнего входят биотит, кварц, неизменный плагиоклаз (альбит), роговая обманка и в относительно большом количестве рудный минерал и апатит. Мелкоагрегатный биотит иногда образует псевдоморфозы по цветному минералу гранодиоритов (роговой обманке).

Жильная серия представлена дайками, сложенными породами среднего, основного и кислого состава, дайками сиенит-порфиров и сиенитов, жилами пегматитовыми, кварц-полевошпатовыми и кварцевыми.

Жильные породы среднего и основного состава - диорит-порфириты и диабазы слагают дайки, достигающие 3 м мощности в гранитах и иногда во вмещающих метаморфических породах.

Жильные породы кислого состава мелкозернистые граниты, гранит-аплиты, аплиты, гранит и гранодиорит-порфиры встречаются преимущественно в пределах интрузивных массивов, а гранодиорит-порфиры и во вмещающих породах. Дайки перечисленных пород обычно имеют мощность не свыше 3-5 м, в редких случаях до 10 м.

Жильные сиениты, сиенит-порфиры, бостониты и порфиры связаны пространственно с сиенитами, располагаясь среди них и в отдельных случаях во вмещающих породах. Дайки мелкозернистых сиенитов имеют мощность до 1 м, причем среди них есть полого- и крутопадающие. Порода состоит из калишпат-пертита и небольшого количества рудного минерала. В кварцевых сиенитах промежутки между зернами калишпат-пертита выполняет кварц, пироксен, амфибол, биотит и сопровождающие их рудные минералы и циркон. Зерна калиевого полевого шпата по краям замещаются альбитом.

Бостонит представляет собой серую мелкозернистую породу трахитоидной текстуры, состоящую из лейст кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата, амфибола и биотита.

Сиенит-порфиры - серые и темно-серые порфирового сложения породы слагают крутопадающие дайки до 5 м мощности. Фенокристы калишпат-пертита и в меньшем количестве плагиоклаза корродируются основной массой, состоящей из калишпат-пертита и плагиоклаза, роговой обманки и реже кварца. Иногда отмечается повышенное содержание зелено-бурого циркона (?), рутила, рудного минерала.

Порфиры, залегающие в экзоконтакте в зоне брекчированных гранодиоритов, в виде дайки мощностью 5 м, представляют собой порфировидную серую породу с фенокристами разложенного полевого шпата (скорее калиевого). В основной массе преобладают сильно измененные полевые шпаты, присутствует амфибол и апатит.

Пегматитовые, кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы распространены как в пределах массивов, так и во вмещающих породах, нередко они тяготеют к контактовой зоне. Отмечается приуроченность кварц-полевошпатовых и пегматитовых жил и к контакту гранитов и сиенитов (Чумуртут-Чул). Пегматитовые жилы, состоящие из кварца и полевого шпата и иногда биотита, достигают мощности 10 м и имеют относительно небольшую протяженность. Некоторые жилы имеют кварцевую ось и аплитовую оторочку у зальбандов.

С девонской интрузией связаны небольшие рудопроявления в зоне экзоконтакта-мышьяка (арсенопирит), полиметаллов, молибдена, вольфрама (жеелит). В лейкократовых гранитах, сиенитах и породах жильной серии отмечены минералы ниобия (эксенит-поликраз) иногда в повышенной концентрации, цирконий, редкие земли - в том числе иттрий, олово. Спектральный анализ показывает почти повсеместно наличие бериллия, свинца, цинка, олова, циркония, несколько реже - молибдена, иттрия, в отдельных случаях ниобия.

В ряде пунктов наблюдалось прорывание гранитами и сиенитами различных пород нижнепалеозойской интрузии. Иногда оно сопровождалось ороговикованием. Нижний возрастной предел описанного комплекса определяется прорыванием на соседних площадях (Шенкман, 1958 ф; Агентов, 1959 ф) нижнедевонской сайлыгской толщи, а верхний - присутствием западнее на территории листа N-47-XXXI гальки гранитов, аналогичных охарактеризованным выше, в конгломератах средне-верхнедевонской сейбинской толщи (Шенкман, 1958 ф).

Таким образом, возраст интрузии определяется как досреднедевонский или нижнедевонский.

Относительно возраста гранитов и гранит-порфиров района оз.Кадми нет единого мнения. В.А.Благойрамов (1958 ф) подобные породы считает нижнепалеозойскими. Основываться на определениях абсолютного возраста^{x)}, произведенных по одному калий-

^{x)} Определения производились в лаборатории Всесоюзного Аэрогеологического треста В.М.Комаровой.

аргоновому методу не представляется возможным. Единственное определение абсолютного возраста на территории листа N-47-XXXII для гранита из истоков Чумуртуг-Чула 260 млн. лет. В соседних районах имеются определения возраста аналогичных гранитов 474 и 315 млн. лет.

Девонский (?) (сангиленский)
интрузивный комплекс (E₁D?) (E₂D?)

Породы девонского (?) комплекса слагают на востоке исследованной территории крупный массив, названный Дугдинским, и они наблюдаются на небольшом участке на левобережье р. Ара-ой близ южной границы территории.

Интрузии этого комплекса приурочены к крупному меридиональному поясу щелочных пород, прослеживаемому к югу от исследованной территории (Агентов, 1959 ф).

В составе его преобладают нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и граносиениты. В меньшем количестве присутствуют щелочные граниты. По времени образования эти разновидности могут быть разделены на две группы. К первой - более ранней - относятся нефелиновые и близкие к ним по структуре щелочные сиениты. Более поздними являются щелочные граносиениты и граниты. В пределах каждой группы между слагающими ее разновидностями наблюдаются постепенные переходы. Наряду с этим В.С. Кудринным в пределах Дугдинского массива было установлено прорывание нефелиновых сиенитов щелочными кварцевыми сиенитами (переходящими в граносиениты) и гранитами; последние прорывают также и щелочные сиениты.

Вмещающими породами Дугдинской интрузии являются метаморфические сланцы и мраморизованные известняки харальской и айлыгской свит и габброиды нижнепалеозойского интрузивного комплекса.

Дугдинский массив, продолжающийся на восток за границы района, вытянут в широтном направлении и имеет сложную конфигурацию. Сложен он почти исключительно нефелиновыми сиенитами. Среди них нередко залегают шпировые тела ийолитов и уртитов, достигающие более 100 м в поперечнике. Щелочные граниты наблюдаются в северной части Дугдинского массива в редких случаях в

виде мелких (до 0,5 км²) обособленных, по-видимому, секущих тел. Значительно большим распространением они пользуются в восточной части массива вне пределов района.

В Дугдинском массиве наблюдаются многочисленные мелкие ксенолиты пород кровли - нижнепалеозойских габброидов, сланцев и известняков харальской и айлыгской свит.

Ориентировка текстур течения и ксенолитов в нефелиновых сиенитах Дугдинского массива показывает концентрическое их расположение и падение (углы 25-60°), направленное к центру. Это скорее всего свидетельствует о лополитовой форме интрузии, отмечавшейся также для некоторых массивов нефелиновых сиенитов Сангилена И.А. Нечаевой и Р.М. Яшиной (1957).

Массив щелочных пород, расположенный на левобережье р. Ара-ой, существенно отличается от Дугдинского как по составу, так и по однородности строения. Он сложен исключительно серыми и розовато-серыми крупнозернистыми щелочными сиенитами со следами трахитоидности.

Нефелиновые сиениты представляют собой серые средне- и крупнозернистые с панидиоморфнозернистой и гипидиоморфнозернистой структурой породы, часто с четко выраженной трахитоидной текстурой. По составу цветных выделяются биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые и пироксен-амфиболовые нефелиновые сиениты. Изредка встречаются сиениты, содержащие, кроме нефелина, замещающие его канкринит и анальцит.

К а л и е в ы й п о л е в о й ш п а т (40-75%)
обычно нерешетчатый микроклин-пертит и микропертит часто сильно альбитизированный - составляет нередко до 50%. Альбит по составу обычно соответствует № 4-7, иногда основность его увеличивается до № 12-13. Н е ф е л и н - э л е о л и т (10-40%) редко наблюдается в свежем виде, обычно сильно замещен либениритом, цеолитами, канкринитом, нередко наблюдаются только характерные по форме псевдоморфозы по нефелину. Б и о т и т - (л е п и д о м е л а н) (5-7%) представлен сильно железистой черной разновидью. Иногда он образует каемки вокруг зерен магнетита и чешуйки в зернах амфибола. А м ф и б о л (3-10%) чаще представлен арфведсонитом, реже гастингситом, в единичных случаях рибекитом и бариевикитом. П и р о к с е н (2-15%) - представлен эгирином и эгириин-авгитом. Из аксессуарных минералов почти всегда присутствуют рудный и апатит; редко в шлифах

наблюдаются циркон, титанит, ортит, эвдиалит. В некоторых разновидностях встречаются анацит, канкринит, первичный карбонат, астрофилиит, флюорит, цеолиты. Более распространены либнерит, пелитовое вещество.

Уртиты представляют собой среднезернистые породы с панидиоморфнозернистой, иногда порфирированной структурой, состоящие из нефелина (60–85%), калиевого полевого шпата, альбита, лепидомелана, щелочного амфибола и анацита и акцессорных: магнетита, апатита, сфена. Некоторые уртиты содержат более 20% полевых шпатов, представляя собой переходные разновидности к нефелиновым сиенитам. Они могут быть названы полевошпатовыми уртитами.

С уртитами, по-видимому, тесно связаны меланократовые нефелиновые породы – ийолиты, имеющие крайне ограниченное распространение, известные в виде мелких жилкообразных тел на левобережье р.Дугду. Порода состоит из равных количеств моноклинного пироксена и сильно разрушенного нефелина. В небольшом количестве присутствует густоокрашенный зеленоватый биотит, замещающий пироксен – авгит и эгириин-авгит. Акцессорные: апатит, рудный минерал, лейкоксен, флюорит. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Щелочные сиениты представляют собой розовые и буровато-розовые лейкократовые среднезернистые породы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, иногда порфирированная. Среди них преобладают биотитовые разновидности, реже наблюдаются амфиболовые и пироксеновые. Весьма характерна для щелочных сиенитов на описываемой территории альбитизация, связанная с аутометасоматозом. Основными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (30–98%) обычно нерешетчатый микроклин-пертит. Альбит (25–70%), как правило, вторичный, отвечающий № 3–6, редко № 8–10. Он образует лейсты с полисинтетической двойниковой структурой и неправильные зерна, прорастающие микроклин. Иногда альбитизация происходит по определенным направлениям и тогда альбит слагает как бы прожилки. Биотит-лепидомелан (8–30%) часто наблюдается в сростании с амфиболом и магнетитом, вокруг которого образует реакционную кайму. Иногда наблюдается в скоплениях, обуславливая такситовую структуру. Амфибол (до 15%) обычно представлен полущелочной разновидью. Некоторые разновидности близки к гастингситу, другие к баркевикиту. Реже

присутствует арфведсонит. Иногда встречается пироксен-эгириин. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, цирконом, флюоритом. Изредка присутствует сфен, монацит, шприт, пироклор.

Щелочные граносиениты отличаются от сиенитов лишь присутствием кварца в количестве от 3 до 20%. Они тесно с ними связаны и представляют промежуточное звено между сиенитами и щелочными гранитами. Структура пород гипидиоморфнозернистая, реже порфирированная.

Щелочные граниты обычно среднезернистые с гипидиоморфнозернистой структурой, реже порфирированные с пойкилитовой структурой. По минералогическому составу граниты сходны со щелочными граносиенитами, отличаясь от них большим содержанием кварца (25–35%) и составом цветных компонентов. Последние представлены щелочным амфиболом-рибекитом (16–18%), реже полущелочной роговой обманкой и лепидомеланом. Акцессорные минералы: циркон, магнетит, апатит, сфен и флюорит.

Петрохимическая характеристика наиболее распространенных пород показывает близость их щелочному ряду: нефелиновый сиенит – щелочной сиенит – щелочной гранит (см. табл. 2). Нефелиновые сиениты занимают промежуточное положение между нефелиновыми и щелочными сиенитами средних составов по Дэли (проба 4143) более низким содержанием цветных компонентов. Другие меланократовые пироксен-амфиболовые разновидности очень резко отклоняются от упомянутых средних составов (проба 197), приближаясь к составу щелочных габброидов и лейцититов. Щелочные сиениты (пробы 267, 374) отличаются от среднего состава щелочных сиенитов, по Дэли, пониженным содержанием цветных компонентов. Щелочные рибекитовые граниты (пробы 373, 517) располагаются между щелочными сиенитами и щелочными гранитами средних составов Дэли. Большая близость к щелочным гранитам подчеркивается низким значением коэффициента полевошпатовой извести, близкого к нулю или отрицательного.

Таким образом, по общему химическому составу наиболее распространенных пород щелочного комплекса характерна близость к линии эволюции средних составов от нефелиновых сиенитов через щелочные сиениты до щелочных гранитов, причем небольшое отклонение отмечается в сторону понижения роли цветных компонентов.

Контактовые изменения, связанные с интрузией нефелиновых сиенитов, проявились главным образом в виде гидротермального метасоматоза вмещающих пород — габброидов, метаморфических сланцев и мраморизованных известняков, а также в виде аутометасоматоза. Метасоматические породы представляют собой либо гибридные с неоднородными текстурами, либо инъекционные породы, в разной степени насыщенные жилами, прожилками и гнездами метасоматитов. По щелочности метасоматические образования разделяются на две группы — щелочные — мариуполиты, развитые в эндоконтакте по нефелиновым сиенитам и более кислые — альбититы разного состава, приуроченные к экзоконтакту и реже к кварцевым щелочным сиенитам. Мариуполиты представляют собой мелкозернистые серые с неоднородной текстурой и структурой породы, состоящие из альбита, нефелина, иногда калиевого полевого шпата и канкринита, и различных цветных — эгирина, биотита, амфибола. Состав аксессуаров весьма разнообразен — апатит, магнетит, циркон, флюорит, эвдиалит или эвколит, ринколит.

Альбититы, внешне сходные с мариуполитами, отличаются преобладанием альбита, меньшим количеством цветных и иногда значительным содержанием карбоната и флюорита. Минералогический состав их и структуры весьма многообразны. Помимо высокотемпературных — альбититов, экзоконтактовые метасоматиты представлены низкотемпературными — альбито-карбонатно-флюоритовыми и альбито-кварцевыми породами. Последние обычно тяготеют к внешней зоне экзоконтакта. Низкотемпературному метасоматозу, очевидно, соответствует жильный гидротермальный процесс, в результате которого образуются флюорито-кальцитовые и кальцитовые жилы (Улуг-Адыр-ой).

Зоны развития метасоматических пород на северном и южном контакте Дугдинского массива непостоянны по своим размерам и местами, по Г.В.Махину, достигают 2-3 км ширины. Наиболее интенсивный метасоматоз и связанное с ним редкоземельное и тантал-ниобиевое оруденение связаны генетически со щелочными гранитами и граносиенитами поздней фазы щелочной интрузии.

Изменения, не сопровождающиеся существенным развитием метасоматических процессов и альбитизации, сводятся к сокращению размера зерен иногда в появлении гнейсовидных текстур и возрас-

тании содержания цветных в эндоконтакте нефелиновых сиенитов. Местами появляется структура, напоминающая диабазовую. Мраморизованные известняки переходят в грубозернистые мраморы или претерпевают перекристаллизацию в зоне шириной до 1-2 м.

Жильная фацция щелочной интрузии довольно разнообразна. Жильные тела залегают как внутри материнской интрузии, так и в области экзоконтакта^{х)}. К ним относятся жильные пегматоидные крупнозернистые нефелиновые сиениты и нефелинпегматиты, наиболее широко распространенные в бассейне р.Улуг-Адыр-ой. Это крупнозернистые породы с пойкилитовой и зернистой структурой, состоящие из калиевого полевого шпата (50%), альбита (более 10%), либнеритизированного и канкринитизированного нефелина (20-25%) и крупных выделений эгирина (20%). В качестве аксессуаров присутствуют: апатит, циркон и магнетит. В пегматитах иногда в значительном количестве (до 20%) присутствует эвдиалит.

Тефриты (Улуг-Адыр-ой) представляют собой зеленовато-серые породы с мелкозернистой и порфировой структурой; мощность даек в нефелиновых сиенитах достигает 8 м. Структура основной массы призматическая. Порода состоит из баркевикита (35-40%), лепидомелана (10%), диоксид-авгита (5-7%), андезин-лабрадора (30%) и нефелина (15%).

Биотитовый тингуит характеризуется призматически мелкозернистой трахитоидной структурой. Порода состоит из калиевого полевого шпата, альбита, нефелина, канкринита и лепидомелана. Присутствуют крупные кристаллы апатита.

Щелочной керсантит имеет структуру, близкую к бостонитовой. Порода состоит из альбита, образованного, вероятно, по калиевому полевоому шпату, реликтов калиевого полевого шпата и лепидомелана (25%). Аксессуары: рудный и циркон. Дайки щелочных кварцевых сиенитов мелкозернистых, наблюдавшиеся в долине р.Айлыг в гранитах девонского комплекса, вероятно, также принадлежат

х) Они не изображены на карте, так как не были зафиксированы на мелкомасштабных и детальных картах Дугдинского массива за исключением пегматитов верховьев р.Улуг-Адыр-ой.

рассматриваемому комплексу. Кварцевые сиениты переходят у контакта с гранитами в порфиры. В состав породы входит призматический калиевый полевой шпат-пертит и плагиоклаз, повсеместно альбитизированные, рибекит и кварц.

С девонской щелочной интрузией связано редкоземельное и тантал-ниобиевое оруденение, представленное довольно разнообразными минералами. Главными из них являются: пироклор, минералы группы эксенита-поликраза, фергусонит, различные виды циркона, торит и торинанит.

Возраст щелочного интрузивного комплекса не установлен с достаточной точностью. На соседней территории с юга щелочная интрузия прорывает нижнедевонские вулканогенные породы и гранитоиды (Агентов, 1959 ф). Таким образом, щелочной комплекс не может быть древнее нижнего девона. Верхняя возрастная граница его неизвестна. Щелочные интрузии, прослеживаясь к югу от исследованной территории, образуют единый пояс с подобными интрузиями Сангилене, определение абсолютного возраста которых показало в одном случае возраст, близкий к возрасту девонского (бренского) комплекса - 260-265 млн. лет (Иванова, Полевая, 1956), а в другом - 155 млн. лет. Учитывая идентичность обеих интрузий, их нельзя относить к разным комплексам.

В пользу небольшого различия в возрасте с девонской (бренской) интрузией говорит близость их петрографической и петрохимической характеристики, а также присутствие субщелочных сиенитов и гранитов в нижнедевонском комплексе и в сходстве их металлогении. Таким образом, щелочная интрузия может быть датирована условно как девонская. В то же время не лишено оснований предположение о большом разрыве во времени формирования щелочной и гранитной (бренской) интрузий. В пользу этого говорит отмечаемая в большинстве случаев территориальная разобщенность обеих интрузий и приуроченность щелочных интрузий к дизъюнктивам. Возможно сопоставление щелочных интрузий с таковыми северной Монголии, где имеются данные о их верхнепалеозойском и даже мезозойском возрасте.

Т Е К Т О Н И К А

Район расположен в области сочленения Бийхемского антиклинория, в котором существенная роль принадлежит докембрийским отложениям, с Тоджинским синклинорием, сложенным в основном кембрийскими отложениями. Девонские отложения образуют наложенные по отношению к упомянутым структуры. Резкое отличие в характере и степени дислоцированности докембрийских и кембрийских отложений от девонских позволяет относить их к разным структурным этапам.

Н и ж н и й с т р у к т у р н ы й э т а п

Для структур нижнего этапа преобладающим является меридиональное простирание, прослеживающееся за пределы района на юг и на восток, где она выражена отчетливее. Существенные отклонения от этого направления отмечены на левобережье Азаса, где на значительной площади преобладает северо-восточное простирание, и северо-восточное оз.Кадыш, где фиксируются субширотные и северо-западные простирания. Значительное распространение интрузий не позволяет выделить крупные складчатые структуры. Можно лишь отметить намечающееся в широком плане общее погружение структур в западном направлении, что отражается в смене древних свит более молодыми.

На разрозненных участках, сложенных метаморфическими толщами, удается фиксировать лишь небольшие складки с размахом крыльев в несколько метров, вероятно, осложняющие более крупные структуры и участки моноклинального падения, измеряющиеся сотнями метров, реже - первыми километрами. Углы падения на крыльях складок и в моноклиналях непостоянны и изменяются от 25 до 80°, реже встречаются более пологие и вертикальные залегания. В ряде случаев складки носят изоклинальный характер, как это наблюдалось в балыктыгемской, айлыгской, реже в билинской и харальской свитах. В последних чаще отмечается гофрировка и пloyчатость. Характеристика относительно крупных складок, которые могут быть изображены в масштабе карты, приводится ниже.

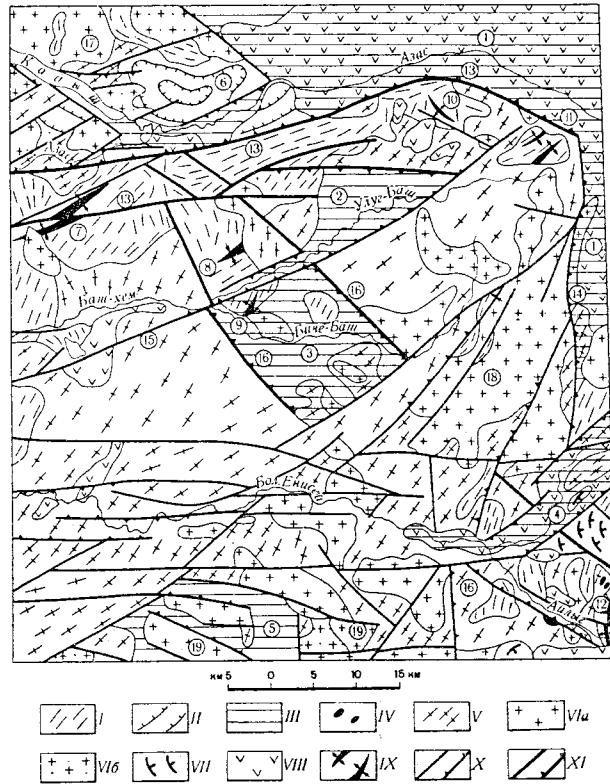


Рис. I. Тектоническая схема

I - Нижний структурный этап. Преимущественно линейные складки в верхнем протерозое, сини, кембри; II - верхний структурный этап. Брахискладки в девоне; III - кайнозойские депрессии, возникшие в результате блоковых движений; IV - нижне-среднекембрийские интрузии, приуроченные к разломам глубокого заложения; V - нижнепалеозойские конкордантные и discordантные интрузии с ориентированными текстурами; VI - девонские discordантные интрузии без ориентированных текстур: а) граниты, сиениты и б) гранит- и гранодиорит-порфиры; VII - девонские (?) интрузии нефелиновых сиенитов с текстурами течения; VIII - базальтовые покровы, приуроченные к кайнозойским депрессиям; IX - оси антиклинальных и синклинальных структур; X - разрывные нарушения (штрихи ориентированы в сторону опущенного блока); XI - разломы глубокого заложения

I - Верхнеазасская владина; 2 - Улугбашская владина; 3 - Бицебашская владина; 4 - Устьдугдинская владина; 5 - Дээртургская владина; 6 - Котургутская синклиналь; 7 - Беллигхольская синклиналь; 8 - Башхемская синклиналь; 9 - Менгихольская антиклиналь; 10 - Аргинская синклиналь; II - Оймакская антиклиналь; 12 - Нижнеайлыгская антиклиналь; 13 - Азасский разлом; 14 - Хаактыгский разлом; 15 - Башхемский разлом; 16 - Айлыгский разлом; 17 - Кадыйский массив; 18 - Кадырсугский массив; 19 - Серлигхемский массив

Белигхольская синклиналь (7) сложена туматтайгинской толщей и охемской свитой, слагающими соответственно центральную часть и крылья структуры. Падения на северо-западном крыле, частью срезанном разломом, 30° , на юго-восточном они изменяются от 45 до 70° . На северо-востоке и на западе шарнир структуры воздымается. Башхемская синклиналь (8), ось которой проходит около г. Башхем, сложена породами верхней подсвиты билинской свиты. На юго-восточном крыле выходят более глубокие горизонты этой же свиты (нижняя подсвита), являющиеся одновременно крылом менее отчетливо выраженной Менгихольской антиклинали (9). Синклиналь характеризуется пологими углами падения $15-30^{\circ}$, на юго-восточном крыле залегание постепенно становится круче, достигая в долине Башхема $40-50^{\circ}$. На западе структура, по-видимому, замыкается, здесь залегания становятся очень пологими (достигают 10°). Упомянутая выше Менгихольская антиклиналь (9) сложена породами билинской свиты (нижней части). В ядре ее обнажены биотитовые гнейсы, на западном крыле (восточное скрыто под четвертичными отложениями) - кварцитовидные амфибол-плагноклазовые сланцы. Залегание на крыльях изменяется от 60 до 85° , причем более крутые углы падения отмечены в ядре складки. Наблюдались мелкие складки, осложняющие антиклиналь.

На хр. Улуг-Арга в условиях хорошей обнаженности закартированы Оймакская антиклиналь (II) и Аргинская синклиналь (10). В ядре антиклинали вскрыты мраморы балыктыгхемской свиты, на крыльях - сланцы и гнейсы билинской свиты. Структура, по-видимому, периклинально замыкающаяся на северо-востоке, характеризуется углами падения от 55 до 75° . На западном крыле благодаря прослоям в балыктыгхемских мраморах удалось наблюдать изоклинальные складки с размахом крыльев до 3 м и восточным падением их осевых плоскостей. Западнее к Оймакской антиклинали примыкает небольшая синклиналь. Аргинская синклиналь (10), прослеживаемая на местности и дешифрирующаяся на аэроснимках по горизонтам биотитовых гнейсов, представляет собой брахискладку с углами падения от 8 до 20° .

Нижнеайлыгская антиклинальная структура (12), расположенная на крайнем юго-востоке

района, образована Билинской свией, слагающей ее ядро и айлыгской, обнаженной на западном крыле. Эта структура, определяющаяся расположением упомянутых свит, осложнена складками высших порядков, в частности, синклиналию на водоразделе Дугду и Айлыга, к которой приурочена интрузия нижнепалеозойских габброидов. Углы падения в пределах описываемой структуры изменяются в широких пределах — от 30 до 80°. Мелкие, с амплитудой до 0,3-0,7 м, изоклинальные складки наблюдались на правом берегу р. Бол. Енисей близ устья Айлыга и в верховье левых верхних притоков р. Дугду.

Бийхемский нижнепалеозойский интрузивный массив имеет северо-восточное простирание длинной осью, видимо, определенное направлением тектонических напряжений при его внедрении. Это подтверждается распределением наименее контаминированных пород лейкократовых гранодиоритов и амафитов. Участки, сложенные этими породами, приурочены к центральной части массива и имеют не вполне отчетливую северо-восточную или субмеридиональную ориентировку. Те же направления преобладают в ориентированных текстурах интрузивных пород. Наличие меридиональных направлений в интрузивных породах, совпадающих с основным простиранием вмещающих толщ, а также соотношения с последними на отдельных участках позволяет говорить о частично конкордантном характере Бийхемского массива.

Верхний структурный этаж

Складчатые структуры верхнего этажа, развитые на северо-западе района, в нижнедевонских отложениях, представлены, относительно простыми формами. Единственной структурой такого рода является Коштургская брахисинклиналь (6) на правом берегу Азаса. Углы падения в пределах этой структуры, как и для всего верхнего структурного этажа, изменяются от 15 до 50°, исключая более крутые углы падения близ интрузий.

Нижнедевонские дискордантные интрузии, лишенные ориентированных текстур, вероятно, приурочены к ослабленным тектоническим зонам, каковыми явля-

ются зона северо-восточного простирания на юго-востоке района, и, возможно, также разломы северо-западного простирания, определившие ориентировку ответвляющихся от основного массива более мелких интрузивных тел. Этим же направлениям и отчасти меридиональному, подчинена ориентировка участков, сложенных сиенитами. Гипабиссальные фации нижнедевонской интрузии тяготеют к верхнему структурному этажу (район оз. Кадыш, бассейн р. Серлиг-хем, где развит нижний девон).

Девонская (?) интрузия нефелиновых сиенитов расположена в отчетливо прослеживаемой шаше (Агентов, 1959 ф) субмеридиональной зоне щелочных интрузий. Сам Дугдинский массив, судя по текстуре течения, вероятно, представляет собой лоподит, формировавшийся при специфической тектонической обстановке локальных прогибов, отличной от таковой при становлении нижнедевонской интрузии. Внедрение щелочной магмы, очевидно, приурочено к зоне меридиональных разломов.

Разрывные нарушения

Многочисленные разрывные нарушения по их направлению разделяются на три группы: а) северо-западные, б) северо-восточные и пиротане и в) меридиональные. Особое место занимают крупные разломы Азасский и Айлыгский, представляющие собой протяженные зоны, в состав которых входят многочисленные сопряженные разрывные нарушения.

Разрывные нарушения северо-западного простирания представлены Айлыгским разломом (16), проходящим от руч. Соруг-Чулу-хем к оз. Чой-он-холь за северную границу района, серией дизъюнктивов в северо-восточной части хр. Улуг-Арга и дизъюнктивов, ограничивающих с северо-востока хр. Улуг-Тайгу и параллельными им нарушениями на левобережье р. Бол. Енисей.

Айлыгский разлом (16) выражен группой параллельных нарушений, протянувшихся через весь район от оз. Кадыш до долины рек Айлыг и Дугду и, очевидно, продолжавшихся к юго-востоку до монгольской границы.

Вдоль нарушений, принадлежащих зоне Айлыгского разлома, расположены уступы, являющиеся бортами долины р. Айлыг,

долины притоков Биче-Баши и Улуг-Баши и впадины оз. Кадыш. Часть дизъюнктивов, помимо проявления в рельефе, подтверждается зонами брекчирования (левые притоки р.Дугду, долина Айлыга). Там же отчетливо видно смещение геологических границ вдоль разломов. Минимальная амплитуда смещений вдоль Айлыгского разлома измеряется несколькими сотнями метров, но вполне возможно, что на некоторых участках (бассейн р.Одузу-хем) она может достигать 1-2 км. К Айлыгскому разлому приурочены ультраосновные интрузии актовранского комплекса между речьями Дугду и Айлыга и левобережья Айлыга, а также крупный Хорамныгойский массив за пределами района на границе с Монголией. Возможно, что с этим разломом связаны базальты долины р.Айлыг. Проникновение вдоль Айлыгского разлома ультраосновной и основной магм свидетельствует, по-видимому, о глубоком заложении разлома, неоднократно возобновлявшегося.

Другие разломы обычно выражены в рельефе уступами, прямолинейными понижениями и бороздами, фиксирующимися на аэроснимках. Скорее всего с этими нарушениями связаны базальты хр.Улуг-Арга.

Разрывные нарушения северо-восточного и широтного простирания и южного, наиболее распространенные в районе, образуют несколько протяженных зон, представленных серией параллельных и ветвящихся дизъюнктивов или широких полос пород, подвергшихся тектоническому воздействию (тектонитов). К разломам такого рода относятся Азасский разлом (13), сопровождаемый параллельными разрывными нарушениями на правобережье р.Азас, и Башхемский разлом (15) на междуручье Азас-Баш-хем. К ним также относятся зона разломов верхнего течения р.Биче-Баши и хр.Тупгуль-тайга, возможно продолжающаяся на юго-запад на левобережье Бол.Енисей и нарушения по бортам долины этой реки, на участке его юго-западного течения и вдоль долины р.Тербен.

Азасский разлом (13) является крупным региональным масштаба разрывным нарушением, прослеженным на расстоянии более 100 км. На территории листа И-47-XXXII он проходит по северному подножию хр.Кадыр-Ээги-Тайга и Улуг-Арга (западной части), обуславливая направление долины р.Азас, озер и рек на его левобережье и отчетливо проявляясь в рельефе в виде ряда уступов и ложбин, хорошо дешифрируемых на аэроснимках. Здесь

зона разлома представлена серией параллельных и ветвящихся разрывных нарушений, придающих ступенчатый характер горстовому поднятию хр.Улуг-Арга и Кадыр-Ээги-Тайга. В зоне разлома широко развиты брекчированные, интенсивно кливажированные и катаклазированные породы. Амплитуда вертикального смещения по Азасскому разлому в новейшее время составляет, если исходить из анализа превращений, не менее 700 м. Разлом служит границей распространения структур разных этажей и, являясь структурой древнего и глубокого заложения, видимо, неоднократно обновлялся впоследствии.

Башхемский разлом (15), прослеженный на значительное расстояние (130 км) на запад за пределы района (Шенкман, 1958 ф), определил на большом протяжении направление долин р.Баш-хема, Улуг-Баши и Сайлыга. Долины в зоне разлома имеют прямолинейное ограничение, местами совпадающее с уступами на бортах. В верховье р.Ара-ой (приток Азаса) и на водоразделе ее с р.Сайлыг разлом выражен понижением и уступом в рельефе и полосами яшмовидных милонитов, мощностью до 50 м и более. По разделу на расстоянии около 5 км проходит граница нижнепалеозойской интрузии с билинской свитой.

Тектоническая зона долины р.Биче-Баши и хр.Тупгуль выражена в рельефе резким изгибом долины, уступами и бороздами на склонах и водоразделах, дешифрируемых на аэроснимках. Она характеризуется также широким развитием катаклизитов и меньшим - брекчированных пород и милонитов. Ширина полосы катаклазированных гранитов достигает в отдельных случаях 300 м и более. На левобережье Биче-Баши отмечена приуроченность к разлому дайки порфира нижнедевонской интрузии (?), почти незатронутых катаклизом. Судя по этой дайке, плоскость сброса здесь вертикальна. Широкое распространение катаклазированных гранитоидов, по-видимому, связанное с этой зоной и, может быть, отчасти с меридиональным разломом, фиксировалось на хр.Узун-ой-Тайга (Потапов, 1956 ф).

Сбросы северо-восточного направления в долине Бий-хема близ устья р.Дугду ограничивают долину прямолинейными уступами, обуславливая ее расширение (Устьдугдинская впадина). По правому борту р.Бол.Енисей разлом подтверждается тектонической брекчией.

Разрывные нарушения широтного направления наиболее отчетливо проявлены в виде широкой зоны вдоль долины р.Бол.Енисей, уходящей далеко на границы района (Шенкман, 1958 ф; Чудинов, 1958 ф). Эта зона, как и другая, расположенная непосредственно у южной границы района за ее пределами (Агентов, 1959 ф), и дающая серию широтных нарушений на юге площади, отчетливо проявляется в рельефе прямолинейными, часто сквозными долинами и уступами на их бортах. Нарушения определили на значительном расстоянии направление долины р.Бол.Енисей и рр.Дээр-Туруга, Дугду и др. В ряде случаев нарушения сопровождаются катаклизмом гранитоидов. В одном случае (южный склон Улуг-Тайги) наблюдалась зона брекчии, подвергшаяся ороговикованию (Шенкман, 1959 ф).

Разрывные нарушения меридионального направления представлены двумя довольно крупными разломами. Один из них - Хаактыгский (14) - ограничивает с востока горст хребты Улуг-Арга и Узун-ой-Тайга, вызывая в ряде случаев катаклизмы в нижнепалеозойских и девонских гранитоидах. Другой выражен серией уступов и борозд на склонах в долинах Дая-хема и Тербена и прослежен на 30 км к югу по долине р.Кадыр-Ос (Агентов, 1959 ф).

Характер минерализации, связанной с разломами, и приуроченность к ним интрузивных и жильных пород говорят о заложении основных направлений разломов еще в палеозое. Соотношение новейших движений по разрывным нарушениям, фиксируемое их взаимным смещением, показывает, что в большинстве случаев позднейшие движения происходили по разломам северо-восточного и широтного направлений. Это не исключает наличия в отдельных случаях более поздних по отношению к указанным направлениям смещений по меридиональным и северо-западным дизъюнктивам.

Позднейшие кайнозойские движения по разрывным нарушениям различного простирания привели к обновлению и перестройке вероятно возникших еще в девоне блоковых структур - поднятий горстового типа и разделяющих их депрессий. Наиболее отчетливо вырезан Улугаргинский горст, резко воздымающийся над Верхнеазасской впадиной (1) и отделенный от нее крутыми уступами. Горст представляет собой асимметричное поднятие - с максимальными амплитудами на востоке и северо-востоке и постепенным погружением к западу и юго-западу. Горст осложнен относительно небольшими впадинами Улугбашской (2), Бичебашской (3) и менее четко выраженной узкой впадиной верховьев р.Биче-Баш. Эти впадины в отличие от Верхнеазасской и более узких впадин долин р.Бол.Енисей и его при-

токов, в том числе Устьдугдинской (4) не сопровождаются базальтами. Областью чередования относительно небольших горстовых поднятий и разделяющих их пониженных участков является район оз.Кадыш и на юге - Дээртургская впадина (5). Пониженные участки нередко ограничены тектоническими уступами; дно их выполнено верхнечетвертичными отложениями.

Г Е О М О Р Ф О Л О Г И Я

В пределах территории листа N-47-XXXII выделены две области: область максимальных поднятий - хр.Улуг-Арга и его отроги и область относительного погружения (замедленного поднятия) на западе и северо-западе, представляющая собой юго-восточную окраину Тоджинской котловины.

Новейшие тектонические движения, неоднократные вулканические и трещинные излияния базальтов, верхнечетвертичное оледенение и экзогенные процессы (речная эрозия, денудация склонов, нивально-солифлюкционные процессы) создали многообразие типов современного рельефа.

В пределах района могут быть выделены следующие типы рельефа: высокие слабо расчлененные горы, обработанные ледником и останцы древних поверхностей выравнивания; высокие глубоко расчлененные горы с формами ледниковой скульптуры; средние горы, интенсивно расчлененные современной эрозией; средние горы слабо расчлененные в области ледниковой аккумуляции; средние горы слабо расчлененные в области ледниковой экзарации; низкие слабо расчлененные горы с преобладанием форм ледниковой экзарации и вулканогенно-аккумулятивный рельеф депрессий и речных долин. Помимо перечисленных типов рельефа, выделяются: холмисто-грядовый моренный рельеф, пологоволнистый рельеф флювиогляциальных отложений, делювиальные шлейфы и рельеф дна речных долин (рис.2, табл.3).

Высокие слабо расчлененные горы, обработанные ледником, и останцы древних поверхностей выравнивания сохранились лишь на водоразделах рр.Дая-хем-Тербен, Тербен-Ара-ой и в виде небольших участков, венчающих "альпийские" вершины хр.Улуг-Арга и Улуг-Тайга. Этот тип рельефа приурочен к абсолютным высотам от 1900 до 2500 м. Относительные превышения составляют около 300-400 м. Отличительной особенностью этого типа рельефа яв-

Таблица 3

Геоморфологическая схема

Типы рельефа	Колебания высот в м		Ведущие рельефообразующие процессы		Возраст рельефа
	абс.	отн.	Эндогенные	Экзогенные	
Высокие слабо расчлененные горы	1900-2500	300	Максимальные дифференцированные поднятия отдельных блоков	Денудация (солифлюкционные процессы и экзарация)	Н-Q
Высокие глубоко расчлененные горы	1900-2500	500-600	"	Эрозия и экзарация	Q
Средние горы, глубоко расчлененные молодой эрозией	1600-1800	500-600	Дифференцированное поднятие отдельных блоков	Эрозия	Q
Средние горы слабо расчлененные в области ледниковой аккумуляции	1300-1500	200-300	"	Денудация и ледниковая аккумуляция	Н-Q
Средние горы слабо расчлененные в области ледниковой экзарации	1400-1700	300-400	"	Денудация и экзарация	Н-Q
Низкие слабо расчлененные горы с преобладанием форм ледниковой экзарации	не более 200 м	1200-1400	Дифференцированные относительно замедленные поднятия	Денудация и экзарация	Н-Q
Вулканогенно-аккумулятивный рельеф			Вулканические извержения		Q ₁₋₂
Холмисто-грядовый моренный рельеф			Относительно замедленные поднятия	Ледниковая аккумуляция	Q ₃
Пологоволнистый рельеф флювиогляциальных отложений			"	Водно-ледниковая аккумуляция	Q ₃

Водно-аккумулятивный рельеф дна речных долин	до 7 м		Водная аккумуляция	Q _д
Деливиальные шлейфы			Гравитационное перемещение	Q _д

ляется выровненность и уплощенность водоразделов, присутствие на них глыбовых морей и нагорных террас, у уступов которых нередко сохраняются снежники. В пределах высоких выровненных гор широко развиты формы, связанные с ледниковой экзарацией, описанные ниже (см. средние горы с преобладанием форм ледниковой экзарации).

Высокие глубоко расчлененные горы. Этот тип рельефа занимает северо-восточную часть хр. Улуг-Арга, хребты: Даштыг-ой-Тайга, Тупгуль, Улуг-Тайга и истоки р. Дугду. Рельеф характеризуется абсолютными высотами от 1900 до 2500 м и глубоким - до 600 м врезом корытообразных долин. Реки берут начало в карах. В их истоках нередко располагаются каровые озера и наблюдается образование каровых лестниц. Троговые долины разделяются острыми зубчатыми водораздельными гребнями. Морфология и хорошая сохранность этих форм указывают на генетическую связь с последним (верхнечетвертичным) оледенением, которое здесь имело горно-долинный характер.

Средние горы, глубоко расчлененные молодой эрозией, наблюдаются по склонам долины р. Бол. Енисей, на хр. Улуг-Тайга, в истоках р. Улуг-Баш и на правом берегу р. Баш-хем. На перечисленных участках абсолютные высоты изменяются от 1600 до 1800 м, а относительные превышения составляют 500-600 м. Рельеф характеризуется узкими асимметричными водоразделами с отдельными островерхими вершинами. Склоны обрывисты, ступенчатые, расчленены молодыми эрозионными врезами в виде коротких, крутопадающих U-образных логов и ключей. Склоны южной экспозиции часто лишены растительности, обычно покрыты курумами, что свидетельствует о господстве процессов физического выветривания и сноса. Образовался этот тип рельефа за счет разрушения поверхности выравнивания и особенно интенсивного расчленения и последующим ледниковым циклом эрозии.

Средние горы, слабо расчлененные в области ледниковой ак-

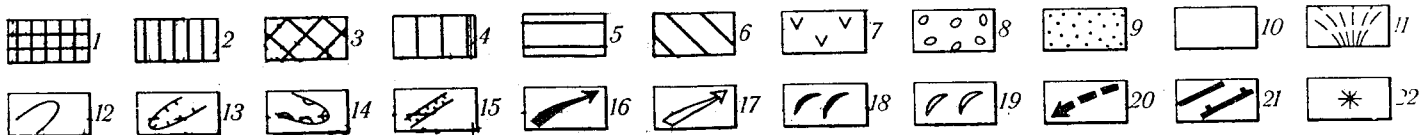
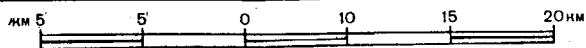
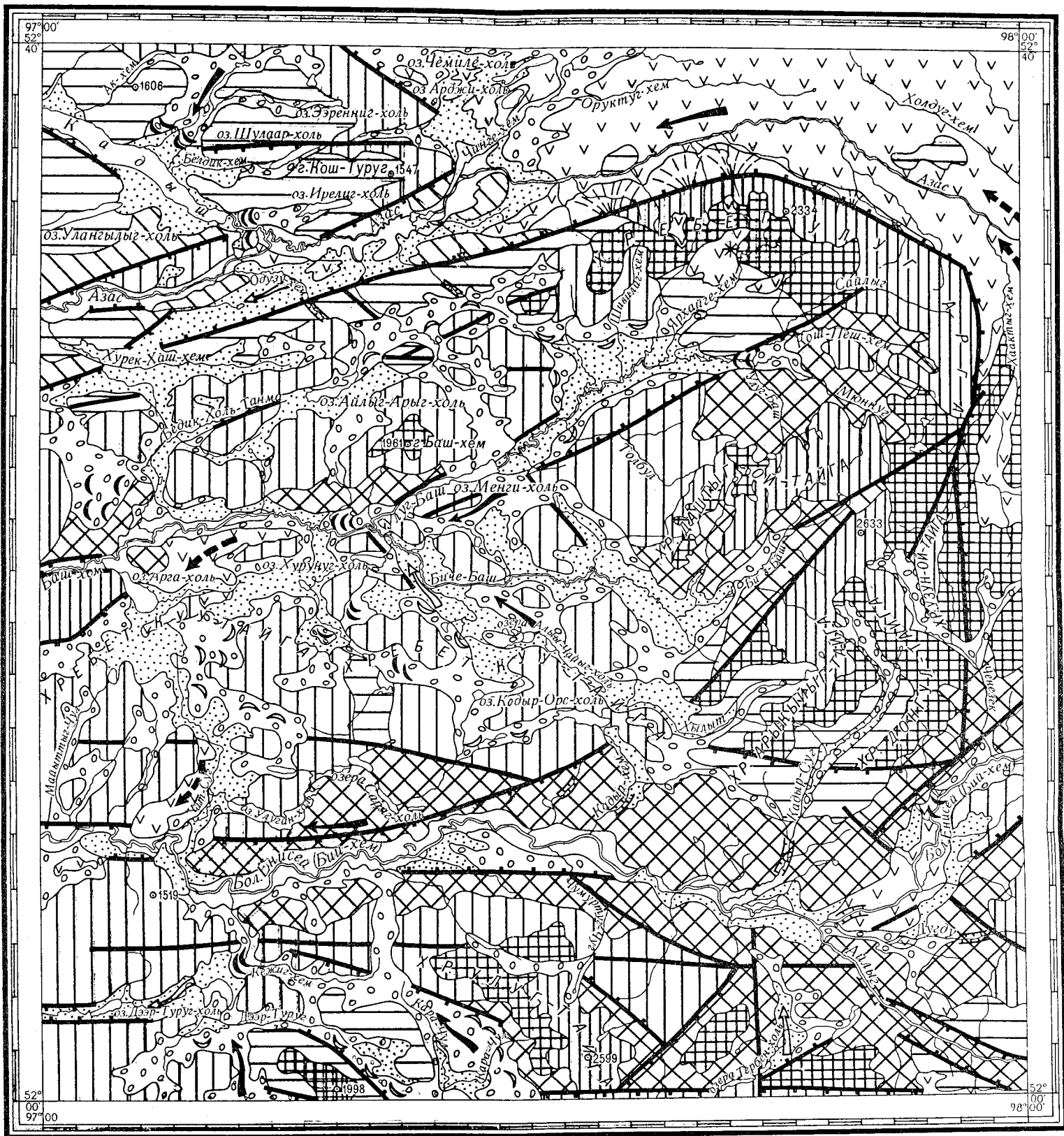


Рис. 2. Геоморфологическая схема

1 - высокие слабо расчлененные горы; 2 - высокие глубоко расчлененные горы; 3 - средние горы глубоко расчлененные молодой эрозией; 4 - средние горы слабо расчлененные в области ледниковой аккумуляции; 5 - средние горы слабо расчлененные в области ледниковой экзарации; 6 - низкие слабо расчлененные горы с преобладанием форм ледниковой экзарации; 7 - вулканогенно-аккумулятивный рельеф; 8 - холмисто-грядовой моренный рельеф; 9 - пологоволнистый рельеф флювиогляциальных отложений; 10 - водно-аккумулятивный рельеф дна речных долин; 11 - дельвиальные шлейфы; 12 - долины с пологими склонами; 13 - наклонный рельеф дна речных долин; 14 - троговые долины; 15 - ущелья; 16 - направление движения ледника; 17 - направленные стока талых вод; 18 - кончоморенные гряды; 19 - боковая морена; 20 - направление базальтовых потоков; 21 - разломы, выраженные в рельефе (бергтрихи направлены в сторону опущенного блока); 22 - вулканы.

кумуляции, широко развиты в пределах исследованного района, приурочены к областям наименее поднятым и развиты преимущественно вдоль склонов долины р. Азас, на междуречье Азас-Баш-хем и в бассейнах рр. Кара-Онуш-Танма, Дээр-Туруг и Кара-Чул.

Рельеф характеризуется абсолютными высотами 1300-1500 м и относительными превышениями 200-300 м.

Отличительной особенностью его является сохранность форм ледниковой аккумуляции: конечноморенных гряд в долинах рек и на поверхности водоразделов и боковых морен по склонам. Водораздельные поверхности плоские, залесенные, незаметно сливаются с пологими, часто заболоченными склонами, с почти повсеместным развитием моренных озер. Последние также постепенно переходят в склоны широких долин и ложбин.

Средние горы, слабо расчлененные в области ледниковой экзарации, хорошо выражены восточнее оз. Кадыш, на левобережье рр. Азас, Дээр-Туруг и в районе оз. Улуган-холь. Абсолютные высоты здесь колеблются в пределах 1400-1700 м, относительные превышения составляют 300-400 м. Для этого рельефа характерна округлая асимметричная форма с обилием "бараньих лбов" и "курчавых скал", на которых можно видеть ледниковую штриховку и шрамы. Нередко наблюдается развитие "сельгового рельефа", где закономерно чередуются гряды коренных пород, лишенные наносов и ложбины выпахивания, часто с цепочкой озер обычно ориентированных в направлении движения ледников. Подобная картина ярко выражена по склонам долины р. Азас, где ложбины совпадают с сетью трещин в зоне Азасского разлома.

Низкие слабо расчлененные горы с преобладанием форм ледниковой экзарации развиты исключительно на западе района на склонах долины р. Азас. Они характеризуются теми же формами, что и средние горы. Отличие заключается лишь в абсолютных высотах, не превышающих 1300-1400 м и относительных превышениях, достигающих 200 м.

Вулканогенно-аккумулятивный рельеф развит главным образом в северной части района на междуречье Азаса, Хамсыры, в пределах Верхнеазасской котловины. Небольшие участки его наблюдаются по долинам рек Баш-хем, Чат-суг, Бол. Енисей, Дугду, Айлыг и на хр. Улуг-Арга. Верхнеазасская котловина расположена на абсолютных высотах от 1200 до 1950 м. Довольно однообразная ровная поверхность ее со слабо выраженным уклоном на северо-

запад совпадает в первом приближении с поверхностью лавовых потоков, на фоне которой выделяется куполовидные возвышенности, сложенные гранитоидами. В результате ледниковой экзарации, на этой поверхности образовались многочисленные ложбины выпахивания, днища которых заполнены озерами или выстланы развалами валунов. Встречаются также невысокие гряды субширотного направления, сложенные преимущественно базальтовыми глыбами. Реки, текущие по базальтовому плато, нередко пропиливают ущелья (Азас, Хаактыг-хем и др.), подчеркивая имеющуюся среди базальтов сеть тектонических трещин.

В долинах рек Баш-хем, Бол. Енисей, Дугду и Айлыг базальты образуют террасовые уступы с превышениями над урезом воды от 20 до 40 м. Поверхность их почти горизонтальна и перекрыта ледниковыми отложениями. Уступы выражены четко, обычно скалисты, с шлейфом крупноглыбовой осыпи у подножия.

На хр. Улуг-Арга останцы вулканогенно-аккумулятивного рельефа наблюдаются на высоте 2000-2100 м. Они сложены туфобрекчией и базальтовой лавой, источником которых являются вулканы, не сохранившие первоначальной формы. Поверхность базальтов относительно ровная с уклоном к юго-западу.

Холмисто-грядовый моренный рельеф. В его составе могут быть выделены: конечноморенно-грядовый и холмисто-западный рельеф основной морены.

Первый подтип рельефа распространен на небольших участках на водоразделах по правобережью р. Баш-хем. Он представлен конечноморенным валом, являющимся единым целым с конечноморенным валом оз. Азас и Серлигхемской котловины и фиксирует "максимальную" фазу верхнечетвертичного оледенения. В пределах района этот моренный вал расположен на абсолютной высоте 1700-1800 м. Характерной чертой его является чередование гряд и западин. Гряды ориентированы главным образом в субширотном направлении, имеют протяженность до 250 м и высоту до 10-15 м. Озера, лежащие в западинах, имеют неправильную вытянутую форму и изрезанные низкие берега.

Конечноморенные вали также наблюдаются по долинам рек Баш-хем, Бол. Енисей и Усть-Терен-От. Подобный вал по р. Баш-хем достигает высоты 70 м. Этот вал подпруживает оз. Менги-холь, выше которого долина р. Улуг-Баш сильно расширена и заболочена, а площадь самого озера в настоящее время значительно расширена,

что хорошо видно на аэроснимках. Эти конечноморенные валы, по-видимому, соответствуют второй стадии верхнечетвертичного оледенения.

Второй подтип - холмисто-западинный рельеф распространен преимущественно в западной части района, в бассейнах рр. Азас и Баш-хем. Характерным для этого рельефа является чередование плоскодонных долин и широких ложбин выпахивания, обычно заболоченных и покрытых озерами, с моренными холмами и друмлинами, имеющими ориентировку, близкую к широтной. Моренные валы, наблюдающиеся в верховьях трогов, очевидно, следует связывать с каровой стадией оледенения.

Пологоволнистый рельеф флювиогляциальных отложений распространен преимущественно у юго-восточной оконечности оз. Кадыш, на левобережье р. Азас, по рекам Улуг-Баш и Биче-Баш. Он развит также в широких пологосклонных ложбинах стока и расширенных частях троговых долин. Флювиогляциальные отложения образуют слегка волнистый уплощенный рельеф. Характерными формами его являются также озовые гряды и флювиогляциальные террасы двух уровней 10-12 и 18-20 м. Озы встречены в долинах рр. Улуг-Баш и Биче-Баш. Они имеют субширотную ориентировку; протяженность их достигает 200-300 м. Террасы обоих уровней прослеживаются по рекам Улуг-Баш, Биче-Баш, Баш-хем и Азас. Ширина их колеблется от десятков метров до километра. Поверхность террас слегка всхолмлена, иногда с редкими озерами и болотами, к склонам гольцов она повышается рядом ступеней.

Водно-аккумулятивный рельеф дна речных долин занимает небольшие площади по долинам крупных рек Азас, Баш-хем, Бол. Енисей. В состав его входят поймы и первые надпойменные террасы.

Пойма имеет высоту от 1 до 3 м, ширину до 1-2 м. Поверхность пойменных террас обычно заболочена, изрезана потоками, осложнена старицами. Первые надпойменные террасы высотой до 7 м приурочены обычно к крупным излучинам рек; поверхность их ровная, лишь местами встречаются заболоченные старицы.

Дельтальные шлейфы и слабо выраженные конусы выноса ручьев обрамляют северный фас хр. Улуг-Арга. В его западной части полоса шлейфов характеризуется меньшей крутизной и большей шириной, достигающей 3-4 км: к востоку она

сужается до 200-300 м. Поверхность шлейфов и конусов выноса имеет общий северо-северо-западный уклон.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды по характеру залегания можно подразделить на трещинные и пластово-поровые.

Трещинные воды приурочены к изверженным и метаморфическим породам. Их питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет вод, содержащихся в рыхлых отложениях. Режим вод непостоянен и зависит от периодичности выпадения атмосферных осадков.

Густая, глубоко врезанная в коренные породы, гидрографическая сеть и наличие мощных дизъюнктивных нарушений способствует свободному выходу трещинных вод на дневную поверхность. Эти выходы отмечаются в виде мочажин и источников с очень малым дебитом у подножия северного склона хр. Улуг-Арга, по южному склону котловины оз. Кадыш и у подножий склонов глубоко врезаных долин многих рек - (Черениг-холь-Танма, Одузу-хем, Ара-ой, Дугду и др.).

По левому борту долины р. Улуг-Адыр-ой, в среднем ее течении (13), имеются два сероводородных источника (С.В. Потапов, 1956ф). Дебит каждого из них - 4-5 л/мин. Источники приурочены к тектоническому нарушению северо-восточного простирания, прослеживаемому среди нефелиновых сиенитов. Вода в источниках имеет слабый запад сероводорода, неприятна на вкус, температура ее 18-20°. Вокруг источников на склоне наблюдаются ржавые налеты. Вода этих источников ранее, видимо, использовалась тувинцами с лечебными целями, так как до сих пор сохранились остатки каптажных устройств.

Пластово-поровые воды приурочены к аллювиальным, ледниковым и делювиальным отложениям. Аллювиальные воды развиты преимущественно в долинах крупных рек: Бол. Енисей, Азас, Баш-хем, Улуг-Баш, Биче-Баш и др., а также по их притокам. На плоских водораздельных поверхностях и в межгорных котловинах, выполненных ледниковыми образованиями, наблюдаются многочисленные озера и заболоченные участки, отчас-

ти связанные с подземными водами ледниковых отложений. Дельта-виальные воды приурочены к склонам долин. Последние часто заболочены и нередко образуют оползни. Источником пополнения запасов пластово-поровых вод являются атмосферные осадки. Трещинные воды в режиме вод этого типа играют, по-видимому, не-ольшую роль. Водоупорными горизонтами для пластово-поровых вод служат глинистые прослои, участки вечной мерзлоты, либо ложе коренных пород. Пластово-поровые воды пресные, прозрачные, холодные, с хорошими вкусовыми качествами.

При наличии в районе густой и многоводной гидрографической сети водоснабжение не должно вызывать затруднений, за исключением некоторых участков, где зимой водотоки могут промерзать.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа N-47-XXXII известен ряд проявлений металлических полезных ископаемых и неразведанные месторождения ниобиево-редкоземельное и алюминиевое. Отмечены проявления титаномагнетита, свинца, полиметаллов, мышьяка, редких земель и ниобия. Наиболее перспективным является редкоземельное и ниобиевое оруденение.

Строительные материалы, имеющиеся в районе, в настоящее время (из-за отсутствия населения и дорог) являются сырьем второстепенной важности.

Металлические ископаемые Титаномагнетит

На левобережье р.Кежиг-хем (I4)^X в массиве, сложенном нижнепалеозойским габбро, часто сопровождаемыми пироксенитами, установлена небольшая магнитная аномалия. Здесь наблюдалась вкрапленность магнетита, сопровождаемого ильменитом и

^X) Номера в скобках соответствуют нумерации на карте полезных ископаемых.

в меньшем количестве пиритом и халькопиритом. Наиболее высокое содержание рудных минералов отмечалось в габбро, где оно по визуальному определению составляет 10-15%. Опробование показало содержание в протолочке магнетита от 6,6 кг/т до 48,1 кг/т, ильменита - 4 кг/т. Более точную качественную характеристику и приближенную количественную дает спектральный анализ: Fe 10%; Ti до 1%, U до 0,1%, Co и Cu менее 0,01%, Ni - следы.

Продолжение аномалии и оруденения того же типа отмечено в габброидах, на правобережье р.Кежиг-хем, непосредственно к северу от вышеописанной.

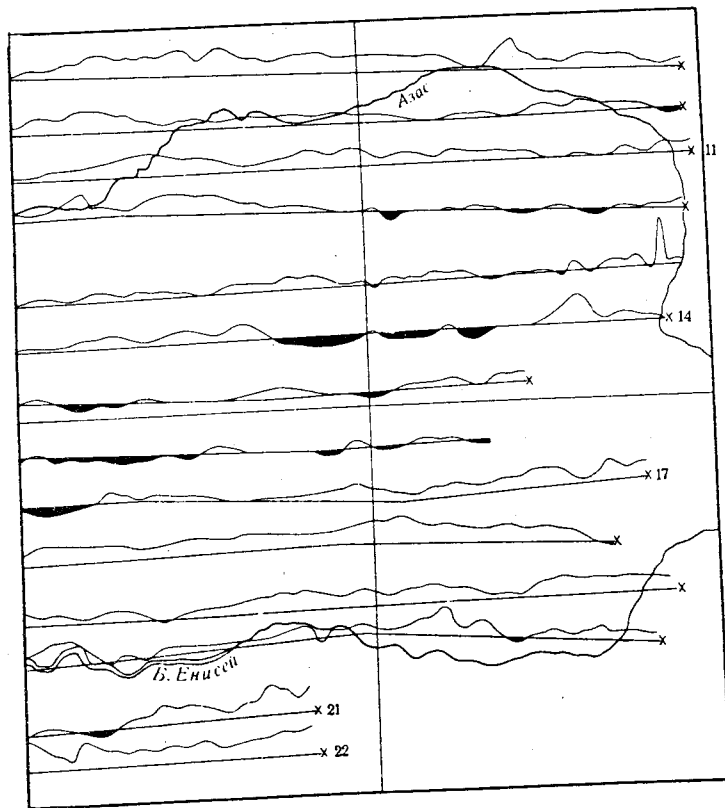
Повышенное содержание магнетита, сопровождаемое вкрапленностью сульфидов, отмечено также в габброидах и оливиновых габбро-пироксенитах в 1,6 км западнее горы Ак-Тайга. Оруденение здесь приурочено к оливиновым габбро-пироксенитам. Химический и спектральный анализы этих пород показывают содержание (в %): Fe₂O₃ 11,1; TiO₂ 0,25; Ni 0,04; Zn 0,02; Cu 0,01; Pb 0,01; Y 0,01; Co 0,007; Cr до 1% и следы молибдена.

Низкие содержания вкрапленных руд исключают в настоящее время промышленное их использование. Аномалии, обнаруживаемые на местности компасом, не дают отчетливого максимума на кривых ΔZ по данным аэромагнитной съемки (Игнатъев, 1952 ф) - в районе рудопоявления имеют место небольшие значения ΔZ - до 1600 γ (рис.3). Единственный отчетливый максимум на территории листа N-47-XXXII, выраженный аномалией - 2000 γ , фиксируется на левобережье р.Хаактыг. Он скорее всего связан с такого же рода рудопоявлением в развитых здесь габброидах. Небольшая величина максимума не позволяет дать какие-либо рекомендации для этого участка.

С в и н е ц

Свинец в виде галенита присутствует как в самостоятельных рудопоявлениях, так и в комплексе с мышьяковой и редкоземельной минерализацией.

Акхемское свинцовое рудопоявление (I) расположено на правом склоне долины р.Акхем в 2,5 км выше ее устья. Оно приурочено к пироксен-гранат-



— Кривая положительных значений Δz
 - - - - - Кривая отрицательных значений Δz

Рис. 3. Данные маршрутной аэромагнитной съемки

товым скарнам, образовавшимся по контакту нижнекембрийских карбонатно-эффузивных пород с гранитами девонской интрузии. Галенит образует в скарнах рассеянную вкрапленность и реже — небольшие скопления. Он часто ассоциирует с гематитом. Оруденелые скарны распространены на площади около 30 м². Минералогический анализ проб протолочных взятых отсюда показал содержание галенита от 20 знаков до весовых содержаний (несколько грамм на тонну) и в некоторых случаях — до 20 знаков сфалерита.

Э р е н н и г х о л ь с к о е с в и н ц о в о е р у д о п р о я в л е н и е (3) обнаружено на водоразделе озер Эренниг-холь и Шуглаар-холь, где в скарнированных известняках туматтайгиской толщи, перекрытых туфоалевролитами тапсинской толщи, отмечена вкрапленность галенита. Оруденелые скарнированные известняки вскрыты на небольшой площади — 1,5 x 0,5 м. По данным минералогического анализа протоочки, содержание галенита в породе составляет 0,01%. По визуальному определению содержание галенита достигает нескольких процентов. По-видимому, содержания в протолочной пробе занижены за счет переизмельчения галенита и потерь при промывке.

Оба проявления галенита, связанные со скарнами девонской интрузии, видимо, не представляет практического интереса по своим размерам и отчасти по концентрации свинца.

По данным металлометрического опробования намечаются два небольших ореола рассеяния свинца, сопровождаемые оловом. Первый из них (4) расположен около северо-восточной оконечности оз. Иредлиг-холь, второй (5) в 1 км северо-западнее Кош-Туруга. Ореолы приурочены к пиритизированным и местами обесцвеченным (Иредлиг-холь) участкам кварцевых альбитофиров сайлингской толщи в зоне экзоконтакта нижнедевонской интрузии. При местном геохимическом фоне для свинца, не превышающем 0,003%, в пределах первого ореола (4) в 77 пробах наблюдается содержание свинца от 0,01 до 0,03%, а во втором (5) — подобная концентрация отмечена в 9 пробах; содержание олова в единичных пробах составляет 0,01%. Поскольку металлометрические пробы отбирались из элювия и реже из делювия, нет оснований полагать, что в коренных породах имеются содержания металлов, существенно отличающиеся от таковых в пробах.

В единичных шлихах были отмечены редкие зерна галенита и церуссита. В одном из них по р. Ак-хем галенит содержится в количестве 0,03 г/т. Источником галенита в шлихах в данном случае являются скарны.

Таким образом, ореолы рассеяния свинца не дают оснований для конкретных рекомендаций на каких-либо участках, и лишь подтверждают, очевидно, закономерное повышение концентрации свинца в широкой зоне экзоконтакта девонской интрузии.

П о л и м е т а л л и ч е с к о - м ы ш ь я к о в о е о р у д е н е н и е

Комплексное рудопроявление мышьяка, полиметаллов, молибдена и вольфрама наблюдается по третьему (сверху) левому притоку р. Биче-Ваш (9). Оруденение приурочено к скарнированным известнякам, которые наблюдаются в экзоконтакте девонских гранитов, прорывающих здесь нижнепалеозойские роговообманковые диориты. Известняки вблизи рудопроявления нередко сильно обохрены и на отдельных участках превращены в эпидот-пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны. Ширина зоны скарнирования колеблется в пределах от первых метров до 150 м, при максимальной протяженности до 1,5 км (с небольшими перерывами). Минералогический анализ протолочных проб из эпидот-пироксеновых скарнов показал присутствие в них до 2,3 кг/т арсенопирита, до 60 г/т галенита, до 0,8 г/т шеелита, редкие знаки молибденита и единичные знаки ампангабейта. В пироксен-гранатовых скарнах по данным минералогического анализа протолочек присутствуют единичные знаки галенита, молибденита и шеелита. Спектральным анализом этих же проб установлены следы свинца, цинка, меди, молибдена, серебра, мышьяка, кобальта, кадмия, никеля, ванадия, галлия.

Небольшие останцы кровли интрузии, сложенные скарнированными карбонатными породами, наблюдались северо-восточнее отмеченного участка. В протолочках, взятых в одном из них, обнаружен галенит от 20 знаков до весовых содержаний (измеряемых граммами на тонну), и редкие знаки шеелита.

Приведенные выше сведения о рудопроявлениях недостаточны для их оценки. Некондиционные содержания являются неблагоприятным фактором для их положительной оценки, равно как и приу-

роченность к скарнам, с которыми в Туве не связаны промышленные месторождения полиметаллов.

Н и к е л ь

Ореол рассеяния никеля, по данным металлометрического опробования, фиксирован на междуречье Айлыга и Дугду (27). Повышенная концентрация никеля выражается цифрами 0,01-0,1% (в 4I пробе) при местном геохимическом фоне 0-0,003%. Ореол рассеяния скорее всего связан с оливиновыми габбро, содержащими рассеянную рудную вкрапленность, в том числе сульфидную. Геологическая обстановка благоприятна для оценки перспектив участка; тем не менее данные металлометрии, не подтвержденные шлиховым опробованием, позволяют лишь рекомендовать участок для проверки, проводимой попутно с другими работами - поисками редкоземельного и ниобиевого оруденения на южном фланге Дугдинского массива нефелиновых сиенитов.

А л ь м и н и й

В качестве алюминиевого сырья могут представлять интерес нефелиновые сиениты Дугдинского массива (2I). Они занимают в пределах последнего площадь около 40-50 км². По данным химического анализа эти породы содержат 20-23% глинозема. Учитывая разработанную в последнее время технологию извлечения алюминия из нефелиновых сиенитов, Дугдинский массив при изменении экономического уровня района можно было бы рекомендовать как объект разведки на комплексное сырье - алюминий, редкие земли и ниобий. Благоприятным является близость р. Бий-хем, имеющей здесь большой уклон русла и являющейся таким образом резервом дешевой электроэнергии.

З о л о т о

Золото в единичных знаках было обнаружено в шести шлиховых пробах на крайнем западе и на востоке района. Оно тяготеет к площадям развития охемской и харальской свит и наверное

связано с развитыми в пределах последних кварцевыми жилами. Поскольку золото в коренных рудопроявлениях в Туве встречается очень редко и не имеет промышленной ценности, можно было бы ожидать его концентрации только в рыхлых отложениях. В этом отношении район представляется неперспективным из-за почти повсеместного распространения верхнечетвертичного оледенения, очевидно, уничтожившего древний золотоносный аллювий и создавшего неблагоприятные условия для позднейшей концентрации золота в рыхлых отложениях.

О л о в о

Олово на территории листа И-47-XXXII обнаружено в виде касситерита в протоочных и шлиховых пробах и фиксируется в разнообразных породах спектральным анализом.

Ореол рассеяния касситерита, по данным шлихового опробования, отмечен в верховьях р. Чумуртуг-Чул (17). Здесь касситерит обнаружен в шлиховых пробах с максимальным содержанием 30 знаков на пробу в 8 кг. Помимо присутствия касситерита, в субщелочных гранитах вероятной представляется связь его с пегматитовыми жилами, аналогичными наблюдавшимся на контакте сиенитов с гранитами. На данном участке практически интересных концентраций олова, по-видимому, нет. Наличие его, возможно, является, как это установлено для нагорья Сангхлен, индикатором комплексного редкометалло-тантало-ниобиевого оруденения, связанного с пегматитами.

Небольшой ореол рассеяния олова, по данным металлометрии, обнаружен по правому притоку р. Биче-Бам (6), где также развиты сиениты нижнедевонской интрузии. Здесь отмечено в трех пробах повышение концентрации олова — до 0,01%, в то время как кларковое содержание олова для района не превышает 0,003%. Ореол не дает оснований для каких-либо положительных рекомендаций.

Отдельные металлометрические пробы с повышенным содержанием олова отмечены на водоразделе Дутду и Айлыга в области распространения девонской интрузии.

В о л ь ф р а м

Вольфрам в виде шеелита широко распространен. Он обнаружен в большом количестве шлиховых проб в редких знаках и в нескольких случаях — в весовых содержаниях. В коренном залегании также в весьма небольших концентрациях (знаки и редкие знаки в протоочных пробах) шеелит фиксировался в гранитоидах, жильных породах и в зоне экзоконтакта нижнепалеозойской и нижнедевонской интрузий.

Весовые концентрации шеелита в шлихах, выраженные в десятых долях грамма на тонну, отмечены в верховьях р. Ара-ой (бассейн Азаса) и по р. Айлыг. Они очень малы и не позволяют рекомендовать на вольфрам конкретные участки.

Н и о б и й и р е д к и е з е м л и

Ниобий и редкие земли связаны с сангиленской и бреньской интрузиями и приурочены как к самим интрузивным породам, так и к жильным и экзоконтактовым образованиям. Они представлены минералами группы тантало-ниобатов (эксенит-поликраз, пирохлор, фергусонит, ампагабейт), чевкинитом, монацитом, ксенотимом, ортитом и разновидностями циркона, содержащими примеси урана, тория и редких земель.

У л у г - А д ы р о й с к о е м е с т о р о ж д е н и е (20). Месторождение, обнаруженное в 1957 г. Г.В.Махиным (1958ф) и А.С.Павленко, расположено в верховьях левого нижнего притока р. Улуг-Адыр-ой на высоте 1750-2050 м. Оруденение приурочено к зоне экзоконтакта нефелиновых сиенитов Дугдинского массива, прорванных небольшими телами щелочных гранитов, с метаморфическими сланцами харальской свиты. Рудоносными являются альбититы и альбит-карбонатно-флюоритовые породы, образовавшиеся за счет сланцев, и — в меньшей мере — мариуполиты, являющиеся продуктом метасоматоза нефелиновых сиенитов.

Из рудных минералов в этих породах определены различные виды циркона, пирохлор, галенит, в небольшом количестве эксенит-поликраз, желтый радиоактивный минерал, точнее не определенный содержащий редкие земли (с преобладанием цериевой группы),

арсенопирит, монацит. Рудные тела, как и сами метасоматиты, не имеют четкого ограничения — границы их должны определяться бортовыми содержаниями. Размеры тел в плане измеряются десятками и первыми сотнями метров. Общая площадь их 0,50 км² (Махин, 1958 ф).

Г.В.Махин дал положительную оценку месторождению и указал на его промышленный характер.

В зоне южного контакта Дугдинского массива нефелиновых сиенитов и в его пределах около ксенолитов расположено несколько рудопоявлений. Одно из них обнаружено Г.В.Махиным (1958ф) на правом берегу р.Дугду (22). В пироксеновых канкринит-нефелиновых сиенитах с эрдиалитом наблюдался останец кровли, сложенной микрогаббро и мраморами. Близ контакта с ними сиениты имеют пегматоидный облик, обогащены пироксеном и альбитизированы. Зона измененных пегматоидных нефелиновых сиенитов имеет мощность, измеряющуюся десятками долями метра; протяженность ее около 100 м. В ней содержится рудная вкрапленность, образованная эвксенит-поликразом (30 г/т), пироксеном (20 г/т), радиоактивным цирконом (300 г/т), и присутствующими в небольших количествах (до 1 г/т) монацитом, ксенотимом, галенитом.

На левобережье р.Дугду в 0,3 км северо-восточнее высоты 2177,0 Г.В.Махиным (1958 ф) было найдено другое небольшое рудопоявление (23). Оно расположено близ контакта с мраморами в жиле альбитита, секущего нефелиновые сиениты, подверженные в незначительной степени альбитизации. В альбитите присутствует фергисонит в редких знаках, много циркона и флюорит. В экзоконтакте Дугдинского массива в 0,6–0,8 км восточнее высоты 2177,0 (24) оруденение фиксировалось в альбитизированных (?) аплитах и альбититах, секущих нижнепалеозойские габброиды и известняки айлыгской свиты (Шенкман, 1959 ф). Жилы альбитизированных пород приурочены к зоне экзоконтакта, превышающей по ширине 200 м. Мощность отдельных жил достигает 2–3,5 м. В них присутствует циртолит — до 50 г/т, сопровождаемый редкими знаками чевкинита, арсенопирита и молибденита, в другом случае — оранжитом и ортитом.

На большом удалении от массива нефелиновых сиенитов на левобережье р.Дугду (25) было обнаружено рудопоявление, приуроченное к контакту габброидов с известняками, частью ороговиковыми

ванными (Шенкман, 1959 ф). В роговиках на площади 1х1,5 м наблюдались прожилки мелкозернистого флюорита и вкрапленность галенита. Роговики с прожилками содержат до 600 г/т фергисонита и 3,5 кг/т циртолита. Выше по склону в габброидах отмечены прожилки альбитита и пегматитовые жилы с повышенной гамма-активностью.

Восточнее на значительном расстоянии от Дугдинского массива (26) в габброидах наблюдались пегматитовые жилы с редкоземельной минерализацией (Шенкман, 1959 ф). Наиболее крупная жила протяженностью около 50 м при мощности до 0,4 мм содержит оранжит, циртолит (7 кг/т) и монацит.

Все охарактеризованные выше рудопоявления, тяготеющие к центральной части и южному контакту Дугдинского массива, по своим размерам и в ряде случаев по концентрации полезных компонентов не удовлетворяют промышленным кондициям. Однако большое количество рудопоявлений в зоне южного контакта Дугдинского массива, не охваченной полностью детальными поисковыми работами, позволяет считать ее перспективной и рекомендовать для проведения детальных поисковых работ на тантало-ниобиевое и редкоземельное оруденение.

Рудопоявление хр. Узун-ой-Тайга (8, II, I2). Редкоземельная минерализация на хр. Узун-ой-Тайга была обнаружена в 1955 г. партиями А.А.Ильичева и С.В.Потапова (1956 ф). Впоследствии здесь велись поиски Д.И.Трубино (Махин, 1958 ф).

Рудопоявления в верховьях левых притоков р.Хаактыгхем и на левобережье р.Ченезек приурочены к области развития девонских лейкократовых гранитоидов, в том числе аляскитовых и субщелочных гранитов и граносиенитов, секущих нижнепалеозойские габброиды и кварцевые диориты. Эти граниты содержат пегматоидные обособления и многочисленные кварц-полевошпатовые пегматоидные жилы. С аляскиотовыми и пегматоидными гранитами и перечисленными жилами связана ниобиевая и редкоземельная минерализация. Эта минерализация, распространенная на большой площади, носит неравномерный гнездовый характер, хорошо отражающийся неравномерным "точечным" распределением сопровождающей ее гамма-активности. Рудопоявления, выделенные на карте, представляют собой в одних случаях участки наибольшей концентрации рудных минералов в поле кварц-полевошпатовых пегматоидных жил и мелкозернистых

аляскитовых гранитов (8), в других - участки катаклазированных аляскитовых (II) и биотит-роговообманковых гранитов (I2).

На первом из участков (8) рудные минералы представлены эвксенит-поликразом или эвксенитом, достигающими по данным минералогического анализа концентрации 26 г/т, ксенотимом - до 16 г/т, монацитом до 20 г/т, цирконом до 50 г/т и сопутствующими им не встреченными в весовых содержаниях оранжитом и арсенопиритом. По данным рентгеноспектрального анализа, проведенного в лаборатории Института геохимии АН СССР, в эвксенит-поликразе содержатся (в %) Nb 14,5; Ta 1,5; Lu 0,23; Y 11,0; Tb 1,05; Th 0,12; Er 1,0; Ho 0,19; Dy 1,2; Zr 0,17; Sm 0,03; Gd 0,6; Na 0,21. Если учесть, что в весовом содержании в одной пробе присутствует обычно один и в единичных случаях два рудных минерала, то концентрация последних может быть выражена в сотых долях процента, а концентрации полезных компонентов соответственно - в тысячных долях. Такие содержания, являющиеся максимальными, при неравномерном гнездовом характере оруденения намного ниже современных требований к такого рода сырью. Это остается справедливым и для двух, расположенных южнее рудопроявлений (II, I2), где содержания эвксенит-поликраза достигают 100 г/т.

На хр. Узун-ой-Тайга по данным протолочных проб и шлихового опробования притоков Хаактыг-хема и Ченезека оконтуривается ореол рассеяния ниобия и редких земель (?). Этот ореол обусловлен переносом вышеперечисленных минералов, источником которых служат те же пегматоидные кварц-полевошпатовые жилы и аляскитовые граниты. По заключению Д.И. Трубино и Г.В. Махина (1958 ф), на хр. Узун-ой-Тайга нет основания ожидать высоких концентраций минералов ниобия и редких земель, так как они обычно приурочены к зонам альбитизации, которые здесь не отмечались и, по-видимому, не будут иметь место вне связи с девонской (?) щелочной интрузией.

Район может представлять интерес при изменении требований к танталу-ниобиевому и редкоземельному сырью, так как минерализация распространяется на значительную площадь.

В районе горы Улуг-Тайга (юго-восточная часть хр. Улуг-Тайга) отмечено редкоземельное рудопроявление (I6) и ореолы рассеяния, связанные с сиенитами и отчасти с аляскитовыми гранита-

ми девонской (бренской) интрузии.

Небольшое редкоземельное рудопроявление (I6) обнаружено в истоках р. Чумуртуг-Чул (Шенкман, 1959 ф). В среднезернистых роговообманковых сиенитах отмечена редкая вкрапленность чевкинита и циркона. Вблизи дайки аплита на участке около 5 м², видимо, имеют место повышенные концентрации этих минералов, сопровождаемые увеличением гамма-активности пород. По данным минералогического анализа здесь содержится чевкинит (32 г/т), в большом количестве циркон и в значительном количестве молибденит, ортит, циртолит. Данными люминесцентного анализа в протолочке установлено содержание урана 82,5-10⁻⁴%. По результатам спектрального анализа отмечено присутствие 0,1% циркона и 0,003% иттрия.

Ореол рассеяния циркона, молибденита и чевкинита (I7) установлен по данным шлихового опробования и анализа протолочных проб из сиенитов и гранитов. Перечисленные минералы иногда в сопровождении монацита встречаются в низких концентрациях (редкие знаки) в большом количестве относительно равномерно распределенных шлиховых и протолочных проб. Это позволяет сделать вывод, что эти минералы играют роль аксессуаров и, будучи равномерно распределенными по площади, могут быть не связаны с существенным повышением концентраций на каком-либо участке. Таким образом, ореол рассеяния не дает оснований для конкретных рекомендаций на данном участке.

В районе горы Улуг-Тайги, помимо перечисленных минералов, отмечено присутствие пирохлора в гранит-аплитах, как с и т е р и т а в субщелочных гранитах и в шлихах - в верховьях Чумуртуг-Чула (I7), там же - небольшой ореол рассеяния берил-лия (I5), по данным металлотрии, а на юго-западе по тем же данным ореол рассеяния цинка (I9) - до 0,01% при местном геохимическом фоне его 0-0,003% - с единичной пробой, содержащей серебро.

На основании вышеизложенного район горы Улуг-Тайга следует рассматривать как участок с повышенной концентрацией разнообразных рудных компонентов, он представляет интерес для поисков редкоземельного и редкометального оруденения.

На междуречье Бий-хема и Баш-хема в долине р. Чат-Суг (I0) редкоземельная минерализация была отмечена в мелкозернистых лей-

кократовых гранитах, образующих массив площадью 0,8 км². В обохренных гранитах с обильной вкрапленностью пирита установлено присутствие ортита (30 г/т), в значительной степени разложенного в виде зерен размером до 0,2 мм. По данным минералогического анализа ортиту сопутствуют, помимо пирита, магнетит, гранат и шеелит в редких знаках. Спектральный анализ ортита показал наличие в нем: церия 0,1-1%, иттрия 0,1-1%, молибдена 0,01%.

Низкое содержание ортита исключает при современных условиях практический интерес описанного проявления.

На северо-восточном берегу оз. Кадыш (2) П.Д.Шельвашенко (1958) было обнаружено редкоземельное рудопроявление в девонских гранитах. В них отмечена широтная зона дробления, выраженная 100-метровой полосой осветленных пиритизированных гранитов, содержащих радиально-чистый турмалин и местами единичные зерна галенита, молибденита и в большом количестве гематита. Видимо, с этой же зоной связаны жилы грейзенизированных пород, сложенные кварцем, серицитом и содержащие турмалин, флюорит, гематит, урансодержащий циркон и галенит. Жилы имеют субширотное простирание; мощность их составляет 0,2-0,3 м, протяженность - от 2-3 до 15-20 м. Содержание рудных компонентов: уран 0,005-0,008%, медь 0-0,031%, свинец 0,01%, цинк 0-0,007%, кобальт 0-0,012%, никель 0,025%, молибден 0-0,02%. Молибденит наблюдался также в небольших кварцевых прожилках. Размеры рудопроявления и содержание полезных компонентов (часть редких земель, по-видимому, не может быть извлечена) не позволили П.Д.Шельвашенко дать положительное заключение по данному участку.

По левому притоку р.Айлыг, по данным металлометрического опробования, обнаружен ореол рассеяния иттрия (28), очевидно связанный с девонскими гранитами и граносиенитами. Концентрации иттрия выражаются 0,001-0,003%.

Строительные материалы, как упоминалось выше, являются в настоящее время для территории листа N-47-XXXII сырьем второй степени важности и изучение их здесь не проводилось. Можно отметить, что в районе в случае необходимости можно использовать для нужд строительства гранитоиды нижнепалеозойской и девонской интрузий, базальты, туфы кислых эффузивов сайлыгской

толщи. По-видимому, могут быть использованы в качестве сырья для производства извести известняки туматтайгинской толщи и айлыгской свиты. При потребности в производстве кирпича, вероятно, можно будет использовать глины и суглинки на берегах оз.Кадыш.

Перспективность района определяется наличием редкоземельного и ниобиевого оруденения, связанного с условно девонскими щелочными интрузиями и в меньшей степени - с девонскими (бренскими).

При благоприятных условиях нефелиновые сиениты Дугдинского массива могут быть использованы комплексно как сырье для извлечения редких земель, ниобия, а также алюминия. Возможно, что в этом комплексе окажется целесообразным извлечение циркония и урана. Некоторый интерес могут представлять молибден и полиметаллическо-мышьяковое сырье, хотя в настоящее время нет данных для постановки поисков на конкретных участках.

Очевидно, малообнадеживающими следует считать перспективы района на титаномagnetитовые руды. Для оценки перспектив на олово, никель и бериллий в настоящее время не хватает материалов.

Первоочередным объектом является переданное в разведку Улуг-Адыройское месторождение ниобия и редких земель. Одновременно следует рекомендовать постановку детальных поисковых работ на это же сырье на южном фланге Дугдинского массива нефелиновых сиенитов и в районе сиенитового массива на хр. Улуг-Тайга.

На восточной половине территории листа, где широко распространены интрузии девонского комплекса, зафиксирован ряд рудопроявлений и ореолов рассеяния полезных компонентов и, возможно, существуют не обнаруженные при съемке щелочные породы. Следует рекомендовать проведение съемки в масштабе 1:50 000.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

Гросвальд М. Г., Станкевич Е. Н., Уфлянд А. К. Новые данные по стратиграфии базальтов северо-востока Тувы. Мат-лы по регион. геол. вып. 5, Труды ВАГТ, 1959.

Другова Г. М., Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий северо-восточной Тувы. Тр. лабор. геол. докембрия АН СССР, 1955.

Иванова Т. Н., Полевая Н. И. О возрасте интрузий Сютхольского комплекса. Инфор. сб. № 3, ВСЕГЕИ, 1956.

Ильин А. В., Моралев В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листы М-46-ХУШ и М-46-ХХIV, 1957.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Докембрий В.Саяна и Хамар-Дабана. Изв. АН СССР, сер. геол. № 6, 1950.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. Тр. Тувин. компл. экс. АН СССР, вып. 1, 1955.

Полковой О. С. Образование хильных пород кислых интрузий Тр. АН СССР, вып. 107, 1950.

Шенкман Я. Д. К вопросу об интрузивных комплексах Восточной Тувы. Мат-лы по регион. геол. вып. 5, Труды ВАГТ, 1959.

Яшина Р. М. О новой провинции мелочных пород на юго-востоке Тувы. Докл. АН СССР, т. 105, № 6, 1955.

Фондовая

Агентов В. Б., Агентова В. В. Отчет о работах партии № 13 в 1955 г., направленных на решение некоторых вопросов стратиграфии кембрийских и докембрийских толщ, распространенных в бассейне р. Бий-хем (Б. Енисей). Фонды ВАГТ, 1956.

Агентов В. Б., Агентова В. В. Объяснительная записка к геологической карте листа М-46-УI. Фонды ВАГТ, 1957.

Агентов В. Б., Агентова В. В. Объяснительная записка к геологической карте листа М-47-И. Фонды ВАГТ, 1958.

Агентов В. Б., Махин Г. В., Онищенко В. А. Объяснительная записка к геологической карте листа М-47-П. Фонды ВАГТ, 1959.

Благоднаров В. А., Благоднарова Л. А. Объяснительная записка к геологической карте листа М-47-ХХUI. Фонды ВАГТ, 1958.

Гудилин И. С., Патяева И. А. Геологический отчет Тоджинской партии Северо-Тувинской экспедиции. Фонды ВАГТ, 1949.

Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н. Сводный отчет тематической металлогенической партии за 1954-1955 гг. Фонды Горной экспедиции, 1956.

Зоненшайн Л. П., Адамович А. Ф. и др. Геологическое строение бассейна верховьев р. Хамсыра. Фонды ВАГТ, 1957.

Игнатьев Г. Г., Кудрявцев Г. А. Результаты опытно-производственных аэромагнитных работ в центральной и восточной частях Тувинской автономной области. Фонды ВАГТ, 1952.

Ильичев А. А. и др. Геологическое строение истоков рек Бий-хем, Азас, Хамсыра, Тисса и Сенца. Фонды ВАГТ, 1957.

Кудрявцев Г. А., Нордега И. Г., Раковец О. А. Геологическое строение верхнего течения р. Бий-хем. Фонды ВАГТ, 1949.

Махин Г. В., Башилова И. И., Трубино Д. И. Отчет по поисково-ревизионным работам, произведенным партией № 12, в районе верховьев рек Кызыл-хем и Бий-хем. Фонды ВАГТ, 1958.

Моралев В. М. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Фонды ВАГТ, 1954.

Нечаева И. А., Володина В. И. Отчет по результатам работ поисково-ревизионного отряда № 9-а за 1956 г. Фонды ВАГТ, 1957.

Потапов С. В., Ильичев А. А. и др. Геологическое строение бассейнов верхнего течения рек Азас, Баш-хем и Бий-хем. Фонды ВАГТ, 1956.

Чудинов Ю. В., Чудинова В. Е. Объяснительная записка к геологической карте листа М-46-ХХХVI. Фонды ВАГТ, 1958.

Шельвашенко П. Д., Романов В. Е., Рыцк А. Е., Рехколайнен Г. И. Отчет о поисково-съемочных работах Азасской партии № 97 в бассейнах р. Азас и оз. Кадми в 1957 г. Фонды Горной экспедиции, 1958.

Шенкман Я. Д., Романова Н. В., Ольховик В. М., Гросвальд М. Г. и др. Геологическое строение бассейна среднего течения р. Бий-хем от Большого водопада до Тос-Булука (части листов М-47-ХХXI и ХХХII). Фонды ВАГТ, 1955.

Шенкман Я. Д., Станкевич Е. Н. Объяснительная записка к геологической карте листа М-47-ХХXI. Фонды ВАГТ, 1958.

Шенкман Я. Д., Станкевич Е. Н.
Фактический материал по редакционно-увязочным работам
1958 г. на территории листа № 47-XXXII. Фонды ВАГТ, 1959.

Приложение I

Список

материалов, использованных для составления
карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Наименование работ	Год составления или издания	Местонахождение материала, его номер или место издания
1	Махин Г.В., Башилова И.И., Трубино Д.И.	Отчет по поисково-реви- зионным работам, произ- веденным партией № 12 в районе верховьев рек Кы- зыл-хем и Бий-хем	1958	Москва Фонды ВАГТ
2	Потапов С.В., Ильичев А.А., Онищенко В.А.	Геологическое строение бассейнов верхнего тече- ния рек Азас, Баш-хем и Бий-хем	1956	Москва Фонды ВАГТ
3	Шельвашенко П.В. Романов В.Е., Рыцк А.Е., Рехколайнен Г.И.	Отчет о поисково-съемоч- ных работах Азасской партии № 97 в бассей- нах р. Азас и оз. Кадыш в 1957 г.	1957	Кызыл Фонды Гор- ной экспе- диции
4	Шенкман Я.Д., Романова Н.В., Ольховик В.М., Гросвальд М.Г. и др.	Геологическое строение бассейна среднего тече- ния р. Бий-хем от Боль- шого водопада до Тос- Булука. Части листов № 47-XXI и № 47-XXXII	1955	Москва Фонды ВАГТ
5	Шенкман Я.Д., Станкевич Е.Н.	Фактический материал по редакционно-увязоч- ным работам в 1958 г. на территории листа № 47-XXXII	1958	Москва Фонды ВАГТ

С п и с о к

непромышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе N-47-XXXII карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Тип месторождения (к - коренное р - россыпное)	№ использованного материала по списку (приложение I)	Примечание
		А л ю м и н и й			
22	IУ-4	Дугдинское	к	2,5	
		Н и о б и й и р е д к и е з е м л и			
20	IУ-4	Улуг-Адыройское	к	I	Месторождение передано в разведку Горной экспедиции

С п и с о к

проявлений полезных ископаемых, показанных на листе N-47-XXXII 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 (приложение I)	Примечание
		Т и т а н о м а г н е т и т			
I4	IУ-2	Левобережье р.Кехиг-хем	Вкрапленность в габбро магнетита, сопровождаемого ильменитом, пиритом и халькопиритом. Содержание магнетита до 48,1 кг/т, ильменита 4 кг/т	4	
		С в и н е ц			
I	I-I	Ак-хемское	Рассеянная вкрапленность в скарнах, содержание галенита до весовых содержания	2	
3	I-2	Эренниг-хольское	То же Содержание галенита 0,01%	5	
4	I-2	Северо-восточная оконечность озера Ирелиг-холь.	Ореол рассеяния свинца, сопровождаемый оловом по данным металлометрического опробования	5	
5	I-2	В 1 км северо-западнее пос.Кож-Туруга	Ореол рассеяния свинца, сопровождаемый оловом по данным металлометрического опробования	5	
		Ц и н к			
I9	IУ-3	Гора Улуг-Тайга	Ореол рассеяния цинка по данным металлометрии	5	

Полиметаллическо-мышьяковые

9	II-4	Левобережье р. Биче-Баш в верхнем течении	Вкрапленность мышьяка и полиметаллов в скарнах. Содержание арсенопирита - 2,3 кг/т, галенита 60 г/т, шеелита 0,8 г/т и единичные знаки ампангабеита	2
27	IY-4	Правобережье р. Айлыг	Н и к е л ь Ореол рассеяния никеля по данным металлометрического опробования. Концентрация никеля до 0,1%	
6	II-4	Правобережье р. Биче-Баш	О л о в о Ореол рассеяния олова по данным металлометрии	5
17	IY-3	Верховья р. Чумуртук-Чул	Ореол рассеяния касситерита по данным шлихового опробования	5
15	IY-3	Верховья р. Чумуртук-Чул	Б е р и л л и й Ореол рассеяния бериллия по данным металлометрии	5
23	IY-4	Левобережье р. Дугду	Н и о б и й Жилы альбитита в нефелиновых сиенитах. Присутствует фергусонит в редких знаках, много циркона и флюорит	I
II	III-4	Левобережье р. Ченезек	Участки катаклазированных аляскитовых гранитов. Содержание эвксенит-поликраза до 100 г/т	I
12	III-4	Левобережье р. Ченезек	Участки катаклазированных биотит-роговообманковых гранитов. Содержание эвксенит-поликраза до 100 г/т	I

2I	IY-4	Правобережье р. Дугду	Зона измененных пегматоидных нефелиновых сиенитов протяженностью 100 м и мощностью 0,1-0,2 м содержит вкрапленность эвксенит-поликраза 30 г/т, пироклора 20 г/т, радиоактивного циркона 300 г/т и до 1 г/т монацита, ксенотима, галенита	I
----	------	-----------------------	--	---

Редкие земли

2	I-I	Северо-восточный берег оз. Кадыш	Редкоземельное рудопроявление, приуроченное к 100-метровой зоне дробления в нижнедевонских гранитах: урана до 0,08%, тория 0,015%, циркония 0,18%, редкие земли 0,1%	3
10	III-I	р. Чат-Суг	В обохренных мелкозернистых лейкократовых гранитах нижнедевонского комплекса на площади 0,8 км ² вкрапленность ортита. Содержание ортита 30г/т	4
16	IY-3	Истоки р. Чумуртук-Чул	Редкая вкрапленность чевкинита и циркона в сиенитах. Чевкинита 32 г/т	5
18	IY-3	Гора Улуг-Тайга	Ореол рассеяния циркона, молибденита, чевкинита по данным шлихового опробования и анализа проточных проб из сиенитов и гранитов	5
24	IY-4	Левобережье р. Дугду	Жилы аплитов и альбититов в нижнепалеозойских габброидах. Мощность жил 2-3,5 м. Присутствует цитролит 50 г/т, сопровождаемый редкими знаками чевкинита, арсенопирита, оранжита, ортита, молибденита и арсенопирита	5

26	IУ-4	Водораздел р.Дугду-Ай- лыг	Пегматитовые жилы мощностью 0,4 м, протяженностью 50м в габброидах с редкой минерализа- цией оранжита, цир- толита (7 г/т) и монацита	5
28	IУ-4	Левобережье р.Айлыг	Ореол рассеяния ит- трия по данным ме- таллометрического опробования. Иттрия до 0,1%	5
Н и о б и й и р е д к и е з е м л и				
7	П-4	хр.Узун-ой- Тайга	Ореол рассеяния нио- бия и редких земель	2
8	П-4	Левобережье р.Ченезек	Жилы кварц-полево- шпатовые, пегматоид- ные и жилы мелкозер- нистых аляскитовых гранитов. Содержание эвксенитполикреза 26 г/т, ксенотима 16 г/т, монацита 20 г/т и циркона 50г/т	2
25	IУ-4	Левобережье р.Дугду	Роговики на площади IхI,5 м содержат 600 г/т фергусонита и 3,5 кг/т циртолита	I
М и н е р а л ь н ы е и с т о ч н и к и				
13	Ш-4	Левобережье р.Улуг-Адыр- ой	Сероводородный мине- ральный источник	2

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	стр.
Введение	3
Стратиграфия	6
Интрузивные породы	30
Тектоника	55
Геоморфология	63
Подземные воды	70
Полезные ископаемые	71

Редактор издательства Е.Я.Соколовская
Технический редактор Г.А.Константинова
Корректор Г.М.Кушнер

Подписано к печати 28.IУ.62 г.
Формат бумаги 60х90 I/16. Бум.л.3. Печ.л.6. Уч-изд.6, I
2 вклейки
Тираж 250 экз. Бесплатно. Зак.97с

Ротапринт ВИТР
Ленинград, В.О., Кожевенная, 23а