


МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ТРЕСТ

Экз. № 

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаба 1 : 200 000

СЕРИЯ ЗАПАДНО-СЯНСКАЯ

Лист М-46-ХII

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *А. В. Ильин, Т. А. Ильяина*
Редактор *Ю. М. Щенякина*

Утверждена Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
при СНИИГГИМСе, 9 октября 1959 г.



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1962

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа М-46-ХII расположена в восточной части Тувы между $95^{\circ}00'$ — $96^{\circ}00'$ в. д. и $51^{\circ}20'$ — $50^{\circ}40'$ с. ш. В административном отношении она принадлежит Каа-Хемскому, Тес-Хемскому и Тандинскому районам Тувинской автономной области РСФСР.

Большая, восточная часть площади описываемого листа находится в пределах Восточно-Тувинского нагорья; на юго-востоке она примыкает к более высоко поднятому нагорью Сангилен, на юго-западе охватывает хребет Восточный Танну-Ола, на северо-западе — восточную часть Центрально-Тувинской котловины.

В основном территория листа М-46-ХII располагается в левобережной части бассейна р. Малого Енисея (Каа-Хем), который заходит в пределы листа лишь на небольшом протяжении в крайнем северо-восточном его углу. На описываемой площади протекают р. Бурен (Брень) — крупный левый приток р. Мал. Енисея и левый приток Бурена — р. Соя, образующаяся при слиянии рек Шурмак и Мажалык. Крайний юго-запад площади относится к бассейну р. Тес-Хем, впадающей в оз. Убсу-Нур.

Климат в районе резко континентальный. Средняя зимняя температура минус 35° , средняя летняя — плюс 25° . Годовое количество осадков составляет 300 — 400 мм. Большая, восточная часть района покрыта тайгой; на северо-западе имеются лишь небольшие массивы парковых лесов. Основную роль среди древесных пород играют лиственница и кедр, по долине р. Бурен значительно распространена береза, а на левобережье р. Сои — сосна.

Площадь листа М-46-ХII сравнительно с более восточными районами Тувы освоена и заселена. Главные населенные пункты — поселки Балгазин и Илгынка. Основное занятие населения — сельское хозяйство (преимущественно животноводство). За последние годы в связи с освоением целинных земель на левобережье Бурена и Сои значительное развитие получило земледелие (зерновые культуры).

По территории района проходит одна из основных автомобильных дорог Тувы, соединяющая г. Кызыл с юго-восточ-

ными районами области. Несколько дорог местного значения имеется в северо-западной и северной частях района. На юге по Бурену, Хадыну, Сербичку и другим рекам имеются хорошие вычные тропы, местами пригодные для гужевого транспорта.

Первые сведения о геологическом строении описываемого района связаны с деятельностью Финской экспедиции профессора Седерхольма 1915—1917 гг. При этих исследованиях было отмечено, что в районе широко развиты интрузивные породы, которые разделились на три комплекса: диориты и габбро, серые граниты (плаггиограниты) и красные граниты; было открыто несколько железорудных проявлений скарнового типа. Встреченные в районе Бельбея красноцветные песчаники по аналогии с Минусинской котловинной относились к девону [14].

Следующим крупным событием в истории геологического изучения района явилось картирование в масштабе 1 : 1 000 000. Оно было выполнено в 1946—1947 гг. геологами Центральной Аэрогеологической экспедиции И. И. Белостоцким, В. В. Архангельской, А. Г. Кац и другими [17ф]. По представлениям этих исследователей, наиболее древние отложения района датировались кембрием. В составе кембрийских отложений выделялось две толщи. К нижней (метаморфической) толще относились мраморы, различные сланцы, амфиболиты и роговики (юго-восточная часть территории) и смежные с ней районы. В этой толще в бассейне р. Бобуш-Ой были обнаружены неясные органические остатки, напоминающие археоциат. Эти остатки не определялись специалистами и принадлежность их к археоциатам следует считать совершенно условной. К верхней (эффузивной) толще были отнесены порфириты юго-западного склона хр. Восточный Танну-Ола.

Несколько западнее площади листа в верховьях р. Теректыл-Хем И. И. Белостоцкий в этой толще наблюдал и описал рифы археоциатовых известняков. Более молодые толщи относились И. И. Белостоцким к девону: эффузивная—к нижнему, а красноватая—к среднему. Схема расчленения интрузивных пород, разработанная при картировании в масштабе 1 : 1 000 000, оказалась в общем близкой к представленным геологов Финской экспедиции.

В 1950 г. юго-западная часть площади листа М-46-ХII картировалась в масштабе 1 : 200 000 В. И. Серпуховым, П. В. Коростинным и др. Эффузивы юго-западного склона хребта Восточный Танну-Ола при этом были отнесены к нижнему—среднему кембрию [25ф]. Примерно в это же время фауна кембрийских отложений из смежных с запада частей хр. Восточный Танну-Ола изучалась Н. В. Покровской. В результате этих исследований Н. В. Покровская пришла к выводу о нижнекембрийском возрасте отложений, содержащих фауну [13].

В 1951 г. весь район был покрыт аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 100 000 [19ф].

В 1952 г. описываемый район картировался в масштабе 1 : 200 000 геологами Всесоюзного аэрогеологического треста: А. В. Ильиным и В. М. Моралевым (западная половина), а также В. В. Архангельской и В. А. Онищенко (восточная половина). Результаты работ по западной половине листа сводятся к следующему [20ф]: древнейшие отложения, развитые в осевой части хр. Восточный Танну-Ола и в более северных частях района (различные сланцы, мраморы и роговики) относились к нижнему—среднему кембрию; эффузивы района Балгазина, правобережья р. Шурмак и юго-западного склона хр. Восточный Танну-Ола условно датировались нижним силуром (ордовиком). Для эффузивов юго-западного склона хр. Восточный Танну-Ола предполагалась возможность более древнего (кембрийского) возраста. Для немых красноцветных отложений района поселка Балгазин усматривалось сходство с фаунистически охарактеризованными красноцветами верхнего силура восточной части Убсу-Нурской котловины. Вследствие этого сходства первые также относились к силуру.

Древнейшими интрузивными породами считались гипербазиты, относившиеся к нижнему кембрию; интрузии таннуольского комплекса датировались как доордовикские, а брянский интрузивный комплекс был отнесен к «плетготландским» (до-верхнесилурийским) интрузиям. Многие из этих положений, как показали дальнейшие исследования, оказались ошибочными.

В результате работ В. В. Архангельской и В. А. Онищенко в восточной половине площади листа были впервые выделены докембрийские отложения [16ф]. К ним относились «мраморы и кристаллические парасланцы» бассейнов рр. Бобуш-Ой и Биш-тука на правобережье р. Бурена. Близкие по составу и степени метаморфизма породы, развитые северо-восточнее и южнее, считались уже нижнекембрийскими. Более высокое стратиграфическое положение предполагалось для эффузивных, терригенных и карбонатных пород правобережья р. Бурена, против устья Сои, датировавшихся нижним—средним кембрием. Эффузивы района Бельбей считались нижнедевонскими, а песчаники—среднедевонскими. Возраст Бреньского гранитного массива предполагался нижедевонским.

В 1954 г. Г. В. Пинус в толще, отнесенной В. В. Архангельской к нижнему—среднему кембрию, на правом берегу р. Бурена обнаружил остатки трилобитов нижнего—среднего кембрия. В 1954 г. А. М. Данилевич у пос. Балгазин в красноцветных, отнесенных А. В. Ильиным и В. М. Моралевым к верхнему силуру, были найдены споры растений верхнего девона [18ф].

Благодаря работам В. Е. Кудрявцева для главнейших интрузивных комплексов описываемого района были получены данные абсолютного возраста.

В 1957 г. А. В. Ильин и Т. А. Ильина выполнили несколько маршрутов на юго-востоке, юго-западе и в центре района [23ф]. В результате этого выяснилось, что отложения юго-восточной части района достаточно строго сопоставимы с отложениями смежных с юга районов, вследствие чего могут быть отнесены к докембрию (верхнему протерозою). В разрезе этих отложений были открыты железистые кварциты, которые в пределах нагорья Сангилен встречаются только в докембри. В месте находки Г. В. Пинусом трилобитов (район пос. Ильинка) были обнаружены археодциты. Последние наблюдались также в эффузивной толще юго-западного склона хребта Восточный Танну-Ола в нескольких километрах к западу от границы района. При редакционных работах, проведенных на площади листа М-46-ХII в 1958 г. А. В. Ильиным совместно с В. С. Павленко и А. Я. Шараскиным, были расчленены и закартированы докембрийские отложения, тщательнее изучены нижнекембрийские отложения правобережья р. Бурена, против устья р. Сои, впервые обнаружены типербазиты актовракского комплекса и т. п. [23ф].

В основу геологической карты листа М-46-ХII положены карты масштаба 1:200 000, составленные А. В. Ильиным, В. М. Моралевым, а также В. В. Архангельской и В. А. Онциенко с исправлениями, внесенными редакционными работами.

СТРАТИГРАФИЯ

На площади листа М-46-ХII распространены докембрийские (верхнепротерозойские), нижнекембрийские и девонские отложения.

ПРОТЕРОЗОИ

Верхний протерозой

Выделение, расчленение и датировка докембрийских отложений проводится на основании сопоставлений с докембрием смежных с юга районов (нагорье Сангилен). В нагорье Сангилен докембрийские отложения делятся на два комплекса — терригенный (нижний) и карбонатный (верхний). Нижний комплекс расчленяется на тесхемскую и мугурскую свиты, верхний — на балыктыгхемскую, чартыгскую и нарынскую. Тесхемская и мугурская свиты местами на Сангилене, а также на площади листа М-46-ХII, не выделяются, и отложения нижнего комплекса картируются, как чинчилгская серия (толща).

Чинчилгская серия (P₂ sm)

Отложения чинчилгской серии развиты на юго-востоке района, на двух основных участках. Первый расположен на левобережье р. Бурена (в бассейне р. Сербика), второй охва-

тывает правобережье р. Бурена (бассейн рр. Бобуш-Ой и Биш-тука) и левобережье р. Сизима (бассейн р. Сизименюка).

Описываемые отложения являются наиболее древними в районе. Основание их ни на площади листа М-46-ХII, ни в нагорье Сангилен не вскрывается. По верхней границе терригенные отложения чинчилгской серии совершенно согласно без перерыва, но достаточно резко сменяются карбонатными породами балыктыгхемской свиты. Нагетание последней на чинчилгскую серию наблюдается на правобережье р. Бобуш-Ой в ядре одноименной синклинали¹.

К чинчилгской серии отнесен комплекс первично терригенных метаморфических пород, представленных слюдяными и амфиболовыми сланцами, слюдяными кварцитами и интэкционными гнейсами. В верхах серии имеются пласты железистых кварцитов.

В первом из отмеченных выше участков в бассейне р. Сербика наиболее низкие горизонты серии выходят, по-видимому, на левом берегу этой реки. Они представлены серыми и желтоватыми биотитовыми гнейсами интэкционного типа, а также биотитовыми и кварцитовидными сланцами и в меньшей степени — мраморами. Более высокая часть разреза обнажена в междуречье Сербика и Бурена. В различных местах этого участка породы отличаются друг от друга по степени метаморфизма.

На севере (параллель устья р. Чарыша) преобладают кварциты: серые и темно-серые, тонкозернистые, серые слюдяные, черные углито-слюдяные, а также пятнистые тонкозернистые, роговиковоподобные существенно кремнистые породы. Реже встречаются известняки, амфиболовые сланцы. В верхах разреза отмечено два пласта черных полосчатых углистых железистых (магнетитовых) кварцитов. Нижний пласт имеет мощность 12—13 м, верхний — не более 2—3 м. Пласты отделены друг от друга пачкой светло-серых тонкозернистых кварцитов и углито-кварцитовых сланцев, мощностью не менее 50 м.

В 5—6 километрах юго-восточнее по простиранию наблюдаются серые тонкополосчатые слюдяные, слюдяно-гранатовые, слюдяно-сидиманитовые сланцы, слюдяные кварциты с более крупными чешуйками слюд, амфиболовые сланцы. Изредка встречаются слюдяные интэкционные гнейсы. Карбонатные породы представлены здесь мелко- и среднезернистыми белыми сахаровидными мраморами. Роль их незначительна.

Еще далее к юго-востоку, у устья р. Чедралик, преобладают слюдяные сланцы с гранатом и сидиманитом и интэкционные гнейсы с жилами гранитов. Интэкционные гнейсы с жилами разнообразных интрузивных пород слагают скалистые обнажения на правом берегу р. Сербик у устья р. Чедралик.

¹ Упомянутые здесь и далее в тексте структуры изображены на приложенной тектонической схеме, см. стр. 34.

Три описанные участка, расположенные в междуречье Сербика и Бурена, охватывают юго-западное крыло Бобуш-Ойской синклинали; они сложены породами средней и верхней частей чинчилгской серии и располагаются на просиранной дуге дуга. Степень метаморфизма отложений заметно увеличивается в направлении с северо-запада на юго-восток от тонкозернистых роговиково-подобных кремнистых пород и роговиков до интрузивных плагиоклазовых слюдяных гнейсов и кристаллических сланцев.

Во втором участке (правобережье р. Бурена) и левобережье р. Сизима), по западному крылу Бобуш-Ойской синклинали наблюдаются тонкозернистые слюдяные кварциты, амфиболовые сланцы и кварциты. По восточному крылу, отмечаются слюистые полосчатые желтовато-серые биотитовые, биотито-гранатовые, биотито-силлиманитовые (фибролит) интрузивные гнейсы, зеленые амфиболиты, амфиболовые сланцы, зеленоватого-серые силлиманито-биотитовые и двуслюдяные сланцы. Для этого участка характерно широкое распространение амфиболитов, амфиболовых сланцев и других амфиболодержавших пород.

Гнейсы чинчилгской серии состоят из кварца, плагиоклаза (олигоклаз-андезина), биотита; в некоторых местах присутствуют силлиманит и калиевый полевой шпат. Нередко наблюдаются кордиеритовые гнейсы. В породах, относимых к гнейсам, полевые шпаты преобладают над кварцем. Гнейсы характеризуются гранобластовой, либо лепидогранобластовой структурой, полосчатой текстурой. В сланцах полевые шпаты присутствуют в меньших количествах. Структура сланцев — лепидогранобластовая, текстура — отчетливо сланцеватая.

Амфиболиты состоят в основном из роговой обманки (инюгта шелочной), составляющей до 60—70% породы. Остатное приходится на долю плагиоклаза (кислый андезин), кварца, минералов эпидотовой группы и магнетита. Некоторые разновидности амфиболитов отличаются от других пород толши большим удельным весом. Амфиболовые сланцы содержат в большом количестве кварц и имеют четко выраженные полосчатые текстуры.

Видимая мощность чинчилгской серии составляет не менее 3000 м.

Балыктыгхемская свита (P₂, b)

Отложения балыктыгхемской свиты распространены также в юго-восточной части района. С более молодыми образованиями, исключая интрузивные, эти отложения здесь не контактируют.

Балыктыгхемская свита сложена почти исключительно мраморами. Постлойный разрез ее неизвестен. Среди мраморов выделяются следующие разновидности: светло-серые мелкозернистые,

8

полосчатые безграфитовые, белые мелко- и среднезернистые безграфитовые, серые среднезернистые с линзочками и призмами углистою вещества, плитчатые серые мраморы с пиритом, мелкозернистые сахаровидные мраморы с графитом, белые крупнозернистые мраморы с графитом. В большинстве случаев породы яснослюисты, часто тонкополосчатые. Резко подчиненную роль в составе толши играют кварциты, которые присутствуют среди мраморов как в виде миллиметровых полосочек, так и в виде более мощных слоев.

Мраморы балыктыгхемской свиты состоят из кристаллов кальцита величиной от 0,1 до нескольких миллиметров. В незначительном количестве (обычно менее 10%) присутствуют кварц, гранат, диопсид, графит. Текстура пород сланцеватая, структура гранобластовая.

Видимая мощность балыктыгхемской свиты около 2000 м.

Балыктыгхемская свита и чинчилгская серия датируются верхним протерозоем по следующим соображениям. В нагорье Сангилен известен непрерывный мощный разрез докембрийских отложений, начинающийся чинчилгской серией и венчающийся нарынской свитой [8, 22ф]. Степень регионального метаморфизма даже в самых низах этого разреза невелика и не позволяет считать эти отложения архейскими. В то же время в верхах разреза (нарынская свита) изобилуют онколиты и водоросли, аналогичные водорослям из синийского комплекса Прибайкалья [22ф]. Поэтому отложения, расположенные в непрерывном разрезе ниже нарынской свиты, условно относятся к верхнему протерозою. Распространенные на площади листа М-46-ХII отложения чинчилгской серии и балыктыгхемской свиты по строению разреза, наличию железистых кварцитов в верхах чинчилгской серии, характеру пегматитов, степени метаморфизма сходны с соответствующими толщами Сангилена, особенно с теми, которые развиты в смежной северо-западной части нагорья.

ПАЛЕОЗОИ

Кембрийская система

Нижний отдел

Кускунчуская толща (Сп, ks)

Отложения кускунчуской толши распространены в основном на трех участках: на правобережье р. Бурена против устья р. Сон, на крайнем северо-западе территории листа и на юго-западе, в хр. Восточный Танну-Ола. С более молодыми как и с более древними осадочными образованиями кускунчуская толща в описываемом районе не контактирует, исключая балгазинскую толщу верхнего девона, которая ложится на нее с перерывом и резким угловым несогласием.

9

Кускунгуская толща сложена кварцитами, хлоритовыми и амфиболовыми сланцами, известняками, измененными эффузивами и разлечными роговиками.

На правобережье р. Бурена в нижней части разреза (Бассейн р. Вельбей) обособляется мощная чрезвычайно моногенная толща, сложенная желтоватыми, розоватыми, белыми сахаровидными и серыми кварцитами. Кроме кварцитов, в составе этой толщи очень редко встречаются слюдяные кварциты. Мощность ее около 100 м.

Более высокая часть разреза обнажена в Бассейне р. Баян-Коль, где, судя по фактическому материалу В. В. Архангельской [16ф], наблюдаются измененные рассланцованные эффузивные породы среднего и основного состава.

В верхней части разреза на правобережье р. Бурена значительную роль играют карбонатные породы (известняки, мраморизованные известняки), сланцевые пласты мощностью до 80—100 м. Помимо известняков здесь наблюдаются кремнистые, кремнисто-серпичитовые, хлоритовые сланцы, сланцы по песчанникам и туфопесчанникам, кварцевые гравелиты, стально-серые кремнисто-известковистые тонкозернистые сливные сланцы с тонкой сульфидной вкрапленностью. Кроме того, встречаются прослои зеленовато-серых порфиритов и их туфов, а также темно-серых фельзитов, черных кварцевых порфиритов и их туфов.

Видимая мощность кускунгуской толщи на правобережье р. Бурена составляет около 2000 м.

В двух других участках породы кускунгуской толщи почти повсюду сильно ороговикованы.

На северо-западе в районе гор Сырталы-Тайга и займки Шамбалыг к отложению описываемой толщи отнесены различные роговики, ороговикованные и скарнированные породы порфиристов, табро-диоритов. Частая перемежаемость и тесная связь первично осадочных контактовоизмененных пород с интрузивными породами, преимущественно среднего участка. Из этого комплекса пород выделяются мраморы, образующие линзы, прослои и пачки мощностью до 100—120 м; некоторые пачки мраморов прослеживаются на расстоянии 8—10 км и более.

Ниже приводится один из разрезов кускунгуской толщи, описанный А. В. Ильиным и В. М. Моралевым в 1952 г. на северо-западе в районе займки Шамбалыг, на участке одноименного месторождения магнетитовых руд [20ф]. Разрез описан снизу вверх, мощность в метрах:

1. Переслаивающиеся роговики, скарны, скарнированные породы, мраморы, ороговикованные сланцы. Среди роговиков отмечаются синглиманитовые, амфиболовые и биотитовые

разности; скарны представлены гранатовыми, магнетитовыми, пироксеновыми, эпидиотовыми разностями, сланцы — хлоритовыми, амфиболовыми, корднерит-синглиманитовыми. Часто встречаются диориты и диорит-порфириты измененные, рассланцованные	100
2. Велье мелко- и среднезернистые мраморы	50—70
3. Переслаивающиеся роговики, скарнированные породы, скарны, мраморы. Здесь еще более часто встречаются согласные тела разнообразных жильных измененных пород основного и среднего состава	300—400
4. Велье среднезернистые мраморы	200
5. Выше мраморов снова следуют роговики, скарны, скарнированные породы, ороговикованные сланцы	100

Общая мощность приведенного разреза составляет около 800 м.

В других участках на северо-западе изредка встречаются хлорито-эпидото-карбонатные сланцы и рассланцованные кислые эффузивы типа кварцевых порфиритов.

Примерно тот же состав имеет кускунгуская толща в осевой части хр. Восточный Танну-Ола. Наиболее широким распространением пользуются здесь зеленые пологосчатые и тонкопологосчатые амфиболовые ороговикованные сланцы и амфиболиты. Менее широко развиты слюдяные сланцы и слюдяные роговики. На северном склоне хребта довольно обычны пачки и линзы мраморов, местами также скарнированных. Роговики, сланцы и мраморы здесь очень тесно перемежаются с пологосчатыми гнейсовидными интрузивными породами кислото-, среднего и основного состава.

Ниже приводится краткая петрографическая характеристика главнейших пород кускунгуской толщи.

Кварциты состоят из зерен кварца размером от сотых долей миллиметра до миллиметра; они имеют роговиковую структуру и сланцеватую либо массивную текстуру.

В составе рассланцованных порфиритов преобладают плагиоклаз, эпидот, актинолит, хлорит, кварц. Породы имеют сланцеватую текстуру, лепидобластовую структуру. Изредка сохраняется реликтовая порфировая, либо миндалекаменная структура.

Кислые эффузивные породы сильно окварцованы и серпичитизированы; обычно они лучше сохраняют порфиритовую структуру.

Мраморы состоят из кальцита, небольшого количества кварца и рудного минерала. Они имеют гранобластовую крупнозернистую структуру и либо сланцеватую, либо массивную текстуру. Роговики имеют роговиковую или гранобластовую структуру, иногда реликтовую порфиритовую или порфиритовидную; текстуры — тонкопологосчатые или сланцеватые. Основную роль в составе роговиков играют плагиоклаз (андезин от № 35 до № 45), кварц и амфибол. В меньших количествах встречаются биотит и пироксен. Местами в породах этой группы присутствуют синглиманит, корднерит, гранат. Для некоторых разновидностей

роговиков при микроскопическом изучении устанавливается преимущественно эффузивная природа.

Амфиболиты состоят в основном из роговой обманки (60—70%) и плагиоклаза (андезин 45—лабрадор 55). Они имеют сланцеватую, либо массивную текстуру, иногда наблюдается реликтовая порфировая структура.

В амфиболовых сланцах очень четко выражена тонкосланцеватая текстура; структура обычно нематобластовая. Сланцы состоят из длиннопризматических или игольчатых кристаллов роговой обманки (от 30 до 80%), кварца и небольшого количества плагиоклаза. Некоторые амфиболиты и амфиболовые сланцы, несомненно, произошли за счет эффузивных пород. Для большинства разновидностей характер первичных пород неясен.

Возраст куксунгурской толщи определяется тем, что известняки верхней части толщи на правом берегу р. Бурана, у устья руч. Мелыничного содержат прослой известковистых сланцев, в которых, согласно усмотрению Г. В. Пинуса, изредка встречаются остатки трилобитов *Strophodragridos* sp., *Coeloniella* sp. (находки Г. В. Пинуса, определение Н. В. Покровской). В. М. Моралевых в шлифах известняков были обнаружены обломки игольчатых, трилобитов, а также остатки водорослей рода *Girvanella* [16f]. В известняках встречаются также остатки археоциата, губок брахиопод, гиолитов (сборы авторов записки). Среди них И. Т. Журавлева определила *Coscinosia-thus* cf. *dianthus* Vogt, *Protorhargreta rotuocela* Volodg., *Archaeolithus soliditatus* (Volodg.), *Ajaciuthus* sp., *Sambrogorella rimosa* (Volodg.), *Rakovskia* sp., *Chancelioria* sp. и другие, указывающие, по ее мнению, на ленский ярус нижнего кембрия. По мнению Н. В. Покровской, трилобиты, обнаруженные в куксунгурской толще совместно с археоциатами, отвечают также нижнему кембрию.

Мощность куксунгурской толщи около 2000 м.

Таннуольская толща (См, th)

Таннуольская толща развита незначительно, ее отложения встречаются лишь на крайнем юго-западе территории дельты — на юго-западном склоне хребта Восточный Танну-Ола. Она не контактирует с более древними отложениями и резко несогласно перекрывается красноцветами верхнего девона.

Таннуольская толща представлена почти исключительно эффузивами слабо измененными, преимущественно среднего состава. Породы сены неслонисты. Среди них наиболее часто встречаются плагиоклазовые порфириты и порфиры, а также их туфы. Им свойственны зеленовато-серые, буроватые и желтоватые окраски. Характерными разновидностями эффузивов и туфов являются следующие: 1) зеленовато-серые плагиоклазо-

вые порфириты; 2) светло-серые сферолитовые плагиопорфиры, сферолитовые выделения имеют радиально-лучистое строение, их диаметр около 2—3 мм; 3) сероватые и молочно-белые фельзиты с обильной (3—7%) тонкораспыленной сульфидной вкрапленностью (в основном пирит), имеющие ржаво-бурую окраску выветрелой поверхности; 4) темно-серые кристаллокластические туфы кварцево-плагиоклазовых порфиров с крупными и весьма обильными обломками кристаллов плагиоклаза и кварца; 5) пятнистые грубозернистые туфы плагиопорфиров с обломками буро-коричневого и сургучного цвета величиной до 1 см.

Изредка в составетолщи наблюдаются туфовенные песчаники буроватые и желтовато-коричневые, мелко- и среднезернистые, на выветрелой поверхности песчаников видна тонкая слоистость.

Порфириты таннуольской толщи состоят из основной массы, меньшей интересертальную структуру, и вкрапленников измененного плагиоклаза и авгита. Породы хлоритизированы и карбонатизированы. Плагиопорфиры имеют фельзитовую, микрозернистую либо сферолитовую основную массу, состоящую из кварца и плагиоклаза. Вкрапленники представляют хлоритизированным и альбитизированным плагиоклазом. В некоторых породах основная масса надело замещена кварцем, серпидитом и хлоритом. К этим породам приурочена тонкая вкрапленность сульфидов (преимущественно пирита).

Возраст таннуольской толщи определяется следующими данными. В одном километре к югу от границы района таннуольская толща резко несогласно перекрывается фаунистически окхарактеризованными отложениями уинлокского и, возможно, лудловского ярусов силурийской системы. Отсутствие на смежных территориях отложений ордовика позволяет предположить кембрийский возраст для описанных отложений. На площади дельты М-46-ХII они не содержат каких бы то ни было ордовических остатков. Последние известны в 5—7 км западнее, куда непрерывно прослеживаются эффузивы. Здесь в восточной части крупного известнякового массива на водоразделе рек Теректыг-Хема и Ужарлыг-Хема и в небольшой линзе в истоках р. Теректыг-Хема авторами записки собраны археоциаты. Среди них И. Т. Журавлева определила: *Leptoscutathus* cf. *regilaris* Volodg., *Protorhargreta viratilla* Volodg., *Archaeolithus bitatus* (Volodg.), *Ethmorhynchium regilaria* Volodg., *Ajaciuthus* cf. *amplus* (Volodg.), *Dicuboscuthus* cf. *Salavitius* (Volodg.) и др. Согласно И. Т. Журавлевой, комплекс археоциатовой фауны таннуольской толщи в общем отвечает тому же стратиграфическому уровню, что и археоциаты куксунгурской толщи и относятся к нижнему кембрию, к ленскому ярусу. Тела известняков с остатками фауны расположены в годьцовой зоне

среди эффузивов, непосредственные соотношения последних с известняками не наблюдались. Скорее всего, они являются рифогенными образованиями, синхронными вмещающим их таннульским. Вследствие этого нижнекембрийский возраст для таннульской толщи наиболее вероятен¹.

Мощность таннульской толщи около 1700 м.

Таннульская толща не имеет на площади листа М-46-ХII непосредственных контактов с кускунградской. Последняя лежит в ядре Восточно-Таннульского антиклинория, а первая — на крыле его. Породы кускунградской толщи повсеместно четко слои и сильно рассланцованы, а таннульской — массивны и лишены сланцеватости. Породы кускунградской толщи изменены гораздо сильнее сравнительно с породами таннульской. Все эти данные свидетельствуют о более древнем возрасте кускунградской толщи относительно таннульской. Однако отсутствие прямых соотношений и сходство археодиазовых ценозов обоих свит не снимает вопроса о близости их возраста, а возможно, даже и об одновозрастности.

Девонская система

Нижний отдел

Сайлыгская толща

Сайлыгская толща распространена на двух основных участках: в бассейне рр. Шурмака, Сои и по обом берегам р. Мал. Енисей. На обоих участках толща обнажена плохо.

На левобережье р. Сои отложения сайлыгской толщи трансгрессивно перекрывают нижнепалеозойские пранитовы таннульского комплекса и несогласно перекрываются верхнедевонской Балгазинской толщей.

Сайлыгская толща складается эффузивными породами — плагиоклазовыми порфирами, реже порфиритами, кварцевыми порфирами, а также их туфами, окрашенными в бурый, розоватый, красноватый тона.

На правобережье р. Сои преобладают зеленовато-серые и серые плагиопорфиры и их туфы, преимущественно рубчобломочные. Реже встречаются розовато-желтые плагиопорфиры, зелено-черные порфириты, черные кварцевые порфиры и их туфы. Южнее, на правом берегу р. Шурмак, в переслаивании с зеленовато-серыми плагиопорфирами встречаются красноватые кристаллокластические туфы плагиопорфиров, черные плагиопорфиры со стекловатой основной массой, а также зелено-черные хорошо раскристаллизованные порфириты с крупными (2—3 мм) и многочисленными вкрапленниками плагиоклаза.

¹ Таннульская толща отвечает сергитской свите западной части хр. Восточный Танну-Ола.

В единичных случаях наблюдаются прослойки туфопесчаников и буровато-серых известковистых алевролитов.

На левобережье р. Сои, к западу от тос. Ильинка, наблюдались следующие разрезы отложенной сайлыгской толщи (снизу вверх, мощность в метрах):

1. На кварцевые диориты таннульского комплекса с размытым налетом темно-зеленые грубозернистые сильно измененные туфы	1,5
2. Буровато-зеленые фельзиты	1,7
3. Желто-бурый туфы плагиопорфиров с обломками вегетичной до 0,5 см и мндалгинами, выполенными кварцем	1,5
4. Фиолетво-серые плагиопорфиры иногда флюидальные с редкими вкрапленниками	3
5. Светло-желтые пористые безкварцевые плагиопорфиры	10
6. Буро-фиолетовые плагиопорфиры, местами флюидальные	30

На северо-востоке по рекам Бурену и Мал. Енисею сайлыгская толща представлена разнообразными эффузивами и туфами, среди которых выделяются следующие основные разновидности: плагиопорфиры и их туфы, имеющие розовато-желтую, буро-фиолетовую, красноватую и сурьичную окраску; кирпичнокрасные кварцево-пелловошпатовые порфиры; хорошо раскристаллизованные розоватые кварцево-пелловошпатовые порфиры. Последние имеют мелкозернистую основную массу, большое количество вкрапленников и весьма напоминают пранит-порфиры и кварцевые порфиры апикальных частей интрузии девонского комплекса, развитой в этих же районах. Весь комплекс эффузивных образований лишен слоистости.

Небольшой участок распространения сайлыгской толщи в истоках р. Улуг-Ажик (северо-западная часть листа) характерен в том отношении, что здесь наблюдается переслаивание буро-красных плагиопорфиров и туфов с туфопесчаниками, туфоправелитами и туфокоингломератами.

Петрографическим изучением установлено, что самыми распространенными породами сайлыгской толщи являются плагиопорфиры. Они состоят из вкрапленников и основной массы. Основная масса обычно мелкозернистая, реже сферолитовая либо стекловатая, измененная с образованием хлорита и серицита. Вкрапленники сложены серицитизированными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (олигоклаз № 23—28) и изредка округлыми оплавленными зернами кварца. Основная масса порфиритов в большинстве случаев имеет микролитовую структуру, значительно изменена; во вкрапленниках, кроме плагиоклаза, иногда присутствует пироксен.

Кварцевые порфиры отличаются от плагиопорфиров присутствием калиевого полевого шпата как в основной массе, так и во вкрапленниках.

На площади листа М-46-ХII сайлыгская толща фаунистически не охарактеризована. Пространственно она всегда ассоциируется с девонскими гранитами. Эта связь настолько постоянна и тесна, что позволяет предполагать близость эффузивов

сайлыгской толщи и девонских гранитов по времени образования.

В северной части смежного района (лист М-46-VI) В. Б. Агентовым в составе сайлыгской толщи встречены конгломераты и песчаники с обугленными остатками древесных стволов и спорами примитивных наземных растений. Такие виды спор, как *Leiotriletes microgus* Walft, *L. simplex* Naumt; *Asantriletes insertus* Naumt; *A. crenolius* Naumt, по Е. М. Андреевой, определявшей их, являются характерными для отложения нижнего девона [15ф]. Абсолютный возраст кислой эффузивной породы сайлыгской толщи на смежном с севера листе, согласно усному сообщению В. Б. Агентова, составляет 310 млн. лет (определение аргоновым методом).

Мощность сайлыгской толщи около 1000 м.

Литологически сайлыгская толща весьма сходна с таннуольской святой. Сходство выражается в том, что обе представлены исключительно эффузивами, состав эффузивов близок для обеих толщ, изменены эффузивы сравнительно слабо и т. д. Некоторые отличия состоят в том, что в сайлыгской толще довольно обычны кварцевые порфиры, редко встречающиеся в таннуольской и, возможно, являющиеся субвулканическими. Для эффузивов сайлыгской толщи характерны буроватые и красноватые тона, а для таннуольской — серовато-зеленоватые. Вследствие значительного литологического сходства отнесение эффузивов к сайлыгской толще местами проведено условно (например, между речью Бурена и Шурмака). В этих участках эффузивы могут оказываться и древнее девонских (нижнекембрийскими). Во всех других местах нижнедевонский возраст толщи вполне вероятен.

Верхний отдел

Балгазинская толща (D₃ b1)

Отложения балгазинской толщи распространены в двух основных участках — на левобережье р. Сои и по обоям берегам Мал. Енисей. Балгазинская толща является наиболее молодой в разрезе коренных отложений. В ряде мест она с размылов залегает на девонских гранитах. Толща почти не обнажена.

Балгазинская толща сложена красноцветными известковыми косослоистыми песчаниками, правелитами и конгломератами.

На левобережье р. Сои (на южном склоне горы Можалык) для низов балгазинской толщи известен следующий разрез [20ф] снизу вверх, мощность в метрах:

1. На измененных древеснистых выветрелых гранитах девонско-комлекса лежат буро-фиолетовые грубозернистые песчаники 1,5—2
 2. Буро-красные среднезернистые песчаники 3,7
 3. Темно-фиолетовые песчаники 0,4
- 16

4. Косослоистые правелистые песчаники и правелиты 4
5. Бурые среднезернистые песчаники, перестраивающиеся с гравелитами 4
6. Средне- и грубозернистые песчаники с линзами косослоистых правелитов 10
7. Выше следуют бурые средне- и грубозернистые песчаники с тонкими прослоями и желваками глинистой породы 25

В целом нижняя часть разреза сложена бурыми, фиолетовыми и красно-бурыми известковистыми песчаниками с прослоями правелитов и алевролитов. Отмечаются пласты серых и буроватых афанитовых известняков, иногда глинистых. Средняя часть толщи представлена светло-серыми и желтоватыми известковистыми косослоистыми песчаниками. В верхней части разреза буроватые песчаники переслаиваются с правелитами и конгломератами. В самых верхих толщи грубообломочные породы преобладают. Мощность балгазинской толщи в этом участке составляет 1200—1500 м.

На северо-востоке по р. Мал. Енисей, в основании балгазинской толщи залегают красноцветные конгломераты с галькой эффузивов сайлыгской толщи, кварца, девонских гранитов и т. д. Выше следуют туфобрекчии, туфы и платиопорфиры; они сменяются песчаниками. Мощность нижней части балгазинской толщи около 100 м.

Далее следуют буро-красные мелко- и среднезернистые известковистые тонкослоистые (2—10 см) песчаники (200—300 м).

Выше наблюдаются известковистые правелиты с тонкими прослоями белых кварцево-полевошпатовых известковистых песчаников. Встречаются тонкие невыдержанные прослои и линзы розовато-серых афанитовых известняков и тонкие полоски сургульных кремнеподобных фельзитов. Выше — пласты афанитовых известняков и известковистых правелитов (900 м).

Далее следуют бурые и красноватые средне- и крупнозернистые известковистые песчаники.

Общая мощность разреза около 1500 м.

Балгазинская толща распространена еще в двух небольших участках: в районе к юго-западу от замки Шамбалыг и на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола. На первом участке толща представлена красно-бурыми песчаниками, правелитами и конгломератами; на втором — буроватыми и малиновыми среднезернистыми косослоистыми песчаниками с кварцево-карбонатным и полимиктовым цементом; иногда в песчаниках наблюдаются трещины усыхания и следы ползания червей.

При петрографическом исследовании установлено, что средняя обломочного материала песчаников балгазинской толщи преобладает кварц и плагиоклаз. Меньшее значение имеют калиевый полевой шпат и обломки пород. Цемент чаще всего базальтового типа, по составу преимущественно кальцитовый. В конгломератах галька хорошо окатана. Среди галек встречены:

кварцевые порфиры с микропегматитовой и микроалгитовой основной массой с вкрапленниками плагиоклаза и кварца, мелкозернистый порфировидный гранит, в значительной мере состоящий из калиевого полевого шпата, аллит, кварцит и др. Известняки микро- и тонкозернистые с небольшой примесью обломочного алевроитового материала, иногда имеют псевдо-олитовую структуру.

В отложенных баггазинской толщи в районе пос. Баггазин А. М. Данилевич были собраны породы с углистыми примазками, в которых Е. М. Андреева определила споры *Zonotriletes tibotus*, *Z. luteus*, *Z. limbosus*, *Salvinia nidans*. Эти формы, по Е. М. Андреевой, характеризуют верхний девон и, возможно, нижний карбон [18ф]. По Н. Н. Предтеченскому, изучавшему в последние годы более полные разрезы девона в смежном с запада районе (лист М-46-Х1), баггазинская толща относится к верхнему девону и отвечает кохайской и берединской свитам Франского яруса верхнего девона в центральной и западной Туве (устное сообщение).

Мощность баггазинской толщи 1200—1500 м.

Четвертичная система

Нижний(?) отдел (Q₁)

Аллювиальные галечники, пески, валуны. К нижнему отделу четвертичной системы отнесены аллювиальные отложения высоких террас по левому берегу р. Шурмака, против устья р. Баян-Гола. Здесь, у подножья хр. Восточный Танну-Ола наблюдается комплекс террас. Наиболее высокие террасы выходят на 150—170 м над современным уровнем р. Шурмака, более низкие — располагаются на высоте 120—130 м и 90—100 м. Все террасы являются пологими. Аллювиальные отложения встречаются лишь на отдельных участках поверхности террас и имеют небольшую мощность (2—3 м). Они представлены галечниками с рыхлым печеным цементом. Значительную роль в составе рыхлых отложений играет плохоскопанный материал, видимо, пролювиального происхождения.

К нижнему отделу четвертичной системы эти отложения отнесены условно. На площади смежного с юга листа М-46-ХVIII, в верхнем течении р. Шурмака, на террасах высотой около 150 м располагаются галечники. Эти галечники смыкаются с рыхлыми отложениями перевала Чаа-ова-арт (лист М-46-ХVIII), которые Н. И. Парвицкая путем сопоставлений с более северными и западными районами Тувы относит к нижнему отделу четвертичной системы (7, 21ф). Описанные аллювиальные отложения располагаются примерно на том же уровне, что и в верхнем течении р. Шурмака, вследствие чего они условно относятся также к нижнему отделу четвертичной системы.

Средний(?) отдел (Q₂)

Аллювиальные галечники и пески. Аллювиальные отложения террас среднего (?) отдела имеют весьма значительное распространение. Они известны по левобережью р. Шурмака против устья р. Баян-Гола, а также на левобережье р. Мал. Енисей, у устья рек Бельбей и Мизина. Везде эти террасы имеют высоту около 60—70 м. Аллювиальные отложения террас левобережья р. Шурмака сложены буровато-желтыми, сильно слоистыми суглинками мощностью около 50 м.

У устья р. Сизим террасовые отложения сложены галечниками и песками, по р. Бельбей верхние горизонты мощных аллювиальных накоплений представлены супесями, песками с прослоями гравия.

Аллювиальные отложения террас высотой 60—70 м относятся, по-видимому, к среднему отделу четвертичной системы, так как фауна верхнего отдела в Туве присутствует обычно в аллювии более низких (15—40 м) террас [3].

Мощность описанных отложений от 1—2 до 40—50 м.

Верхний отдел (Q₃)

Аллювиальные пески, супеси, галечники. Аллювиальные отложения террас верхнего отдела распространены по левобережью р. Шурмака и в нижнем течении р. Бурена, где они сохранились на отдельных обрывах террас высотой около 15—20 м. В среднем течении р. Шурмака они представлены преимущественно песчаными породами, в которых встречаются горизонты гравия с суглинками. Мощность их достигает здесь 10 м.

В низовьях р. Бурена и в среднем ее течении местами наблюдались галечники с прослоями песков, мощностью 8—10 м.

В среднем течении р. Ишкендера в уступе 25-метровой террасы наблюдались суглинки видимой мощностью около 5—6 м. Появление тонкозернистых пород в составе террасовых отложений верхнего отдела свойственно северо-западной части района, охватывающей Центрально-Тувинскую котловину.

Аллювиальные отложения террас высотой 15—25 м на площади листа М-46-ХII не содержат органических остатков. Юго-восточнее, в верхнем течении р. Мал. Енисей (р. Эми), в них известна фауна верхнего отдела четвертичной системы [3]. В других частях восточной Тувы фауна млекопитающих верхнего отдела встречается в отложениях террас высотой от 15—20 до 30—40 м. Вследствие этих данных аллювиальные отложения террас среднего уровня отнесены к верхнему отделу четвертичной системы.

Моренные пески, валуны. В верховьях рр. Сербика и Бурена наблюдаются отложения конечной морены, мощностью,

по В. В. Архангельской, до 130—150 м, а возможно, до 200 м [16ф]. Эти отложения представлены грубым бурым и буровато-серым, плохо сортированным песчаным, песчано-глинистым материалом с множеством крупных, плохо окатанных валунов.

Бокорные морены расположены по долинам этих же ключей в виде выскочих (20—30 м) валов. Отложения бокорных морен очень сходны с отложениями конечных морен и отличаются лишь более грубым материалом.

По левобережью р. Халына в верховье руч. Абстракт имеются флювиогляциальные отложения, перекрытые аллювиальными образованиями [16ф]. По вещественному составу флювиогляциальные отложения сходны с моренными (конечных морен), но представлены более тонкозернистыми разностями — песками и супесями с редкими включениями галек и валунов.

На крайнем юго-востоке Тувы [3], а также на северо-востоке ее [16ф] в моренных и флювиогляциальных отложениях известны находки фауны мелкопитающих верхнего отдела. Вследствие этого ледниковые отложения площади листа М-46-ХII также относятся к верхнему отделу четвертичной системы.

Верхний и современный отделы (Q₃₊₄)

Делювиальные суглинки, суглики, пески, щебни, гравий довольно широко распространены на северо-западе в восточной части Центрально-Тувинского котловина. Они занимают большие пространства на пологих склонах широких долин, опускаются к их днищам, а местами образуют почти сплошной покров. В бассейнах руч. Алуг-Ажик и р. Шамбалыг делювиальные отложения представлены желтовато-серыми песками, супесями, суглинками с гравием и щебенкой [20ф].

Характерной чертой покровных отложений Центрально-Тувинского котловины является наличие в их составе переставивающихся делювиальных и золотых песков.

Мощность делювиальных отложений составляет до 15—20 м. Вдоль северного и северо-восточного подножий хр. Восточный Танну-Ола широко распространены пролювиальные отложения предгорного шлейфа. Конусы выноса мелких потоков, сливаясь вместе, образуют пролювиальный шлейф, мощность которого постепенно уменьшается по мере удаления от хребта. Шлейф сложен грубообломочным, плохоокатанным песчано-галечным и валунным материалом. В нижних частях конусов мощно преобладают плохо сортированные пески и галька.

Мощность отложений этого типа достигает до 30—40 м.

К западу от с. Кызыл-Арыг делювиальные и пролювиальные отложения перекрывают трехметровые террасы, а севернее г. Байдаг — десятиметровую террасу р. Шурмака. Обе эти террасы относятся к современному отделу. На площади листа М-46-ХII, а также южнее [7] наблюдалось, что делювиально-

пролювиальные отложения частично являются синхронными террасам среднего уровня (верхний отдел). Вследствие этих данных они относятся к верхнему и современному отделам.

Современный отдел (Q₄)

Аллювиальные пески, суглики, галечники пойм, русел и низких террас. В этом комплексе объединены русловой и пойменный аллювий, а также аллювиальные отложения 2-, 4- и 8-10-метровых террас.

Аллювиальные отложения пойм, русел и низких террас имеются по всем крупным рекам. Главным образом они развиты по рекам Шурмаку, Сое, Мажалыку, Бурену, Мал. Енисею и незначительно — в среднем и нижнем течении руч. Алуг-Ажик и р. Шамбалыг.

В районе в зависимости от геоморфологических условий выделяются три основных типа современных аллювиальных отложений.

Первый тип, распространенный на северо-западе, характеризуется резким преобладанием тонкозернистых отложений. В составе руслового, пойменного и особенно террасового аллювия почти исключительное развитие имеют пески — желтоватые и желто-серые с редкой щебенкой. В отдельных прослоях встречаются галечники. В составе террасовых отложений помимо аллювиальных песков значительную роль играют золотые.

Мощность отложений этого типа около 10 м.

Аллювиальные отложения второго типа развиты на западе и в центральной части района (долины рр. Сои, Мажалыка, Шурмака, Бурена). Для них характерно обилие галечного и валунного хорошо окатанного и сортированного материала. Видимая мощность аллювия более 5 м.

Для третьего типа, распространенного по долинам фек, стекающих с хр. Восточный Танну-Ола, характерен лишь русловой аллювий. Террасовые отложения здесь практически отсутствуют. Аллювиальные отложения представлены крупнообломочным глыбовым и валунным плохо окатанным материалом. Мощность аллювиальных отложений непостоянна (от 0 до 5 м).

Золотые пески. Золотые отложения в виде широкой полосы грядовых дюнных песков протягиваются в северо-западном направлении от долины р. Мажалыка. Пески — преимущественно кварцевые желтовато-серого цвета, мелкозернистые, слабо ожеденные. Они выполняют пониженные участки рельефа. В настоящее время они находятся в стадии зарастания и превращаются в боровые пески. Лишь изредка среди них наблюдаются участки первоздаемых песков.

Незакрепленные золотые пески известны также в среднем течении руч. Алуг-Ажика, где они ложатся на поверхность

6-метровой террасы, располагаются на склонах долин и пере-
крывают водоразделы.

В районе к западу от с. Влاديمировка золотые пески пере-
крывают аллювиальные отложения 8—10-метровой террасы,
срезаясь поймой р. Сои. Отсюда следует, что они относятся
к отложениям современного отступа.

Мощность золотых отложений достигает 40—50 м.

Помимо выделенных на карте четвертичных отложений,
местами широко развиты элювиальные образования. К ним
относятся галечники, которые развиваются на участках, сло-
женных конгломератами верхнего девона. Элювиальное проис-
хождение, по-видимому, имеют глины, образовавшиеся по более
тонкозернистым породам верхнего девона. В районе простот-
ранены также морозно-солифлюкционные отложения, пред-
ставленные каменными россыпями на гольцах, а также совре-
менные болотные отложения.

ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

На площади листа М-46-ХІІ интрузивные породы развиты
весьма широко. Среди них выделяется несколько самостоя-
тельных комплексов, отличающихся друг от друга по времени
формирования и по составу пород. Наибольшим распростра-
нением пользуется нижнепалеозойский интрузивный комплекс.
Почти столь же обширны девонские интрузивные породы.
Некоторые мягких массивов относятся к кембрийскому комп-
лексу. Возрастное положение основной массы интрузивных
пород района достаточно определено как по обычным поле-
вым наблюдениям их контактов с прорываемыми и перекры-
ваемыми толщами, так и благодаря определенным абсолют-
ного возраста пород.

НИЖНЕ-СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИИ (АКТОВАРКАСКИИ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС (см-2)

Интрузия актоваркаского комплекса представлена тремя
небольшими массивами. Один из них наблюдается в восточной
части района в верховьях р. Бобуш-Ой среди гнейсов чинчи-
лигской серии, два другие располагаются на водоразделе руч.
Баян-Коя и р. Бельбей среди кварцитов кукунгуской толщи.
Массивы представлены линзообразными пластовыми телами,
несколько вытянутыми по простиранию вмещающих пород.
Выход на поверхность наиболее крупного тела не превышает
0,4 на 1,0 км.

Все массивы слагаются ультраосновными породами — дунит-
тами и серпентинизированными дунитами.

Массив, расположенный в верховьях р. Бобуш-Ой, сложен
светло-зеленоватыми катаклазированными дунитами. Породы

состоят из зерен оливина, имеющих волнистое угасание, оталь-
кованных и несколько актинолитизированных. В незначитель-
ном количестве присутствует ромбический пироксен. Структура
напоминает цементную.

Восточный массив из двух, расположенных на водоразделе
руч. Баян-Коя и р. Бельбей, сложен желтовато-зеленоватыми
карбонатизированными и несколько амфиболизированными
дунитами. Отдельные небольшие участки в породе состоят из
ангитора. Структура панидиоморфнозернистая, причем кри-
сталлы оливина местами имеют вытянутую форму. В соседнем—
западном массиве встречены темно-зеленые мелкозернистые
слабо серпентинизированные дуниты, трещиноватые сильно
пробланные. В отдельных участках наблюдаются скопления
микрангитора, по которому развивается тальк. Породы
содержат тонкие прожилки хризотил-асбеста.

Эндо- и экзоконтакты изменения гипербазитовой интру-
зии не отмечались. Судя по наблюдениям в смежных районах
можно думать, что эти изменения практически отсутствуют.
Жильных пород, связанных с гипербазитами, не встречено.

Возраст ультраосновной интрузии определяется как кемб-
рийский, в силу того что гипербазиты в Туве локально связаны
с отложениями нижнего и, возможно, среднего кембрия и пере-
крываются ордовиком. В. А. Кузнецов, Г. В. Пинус и другие
исследователи принимают более узкий возрастной интервал
для актоваркаского комплекса и считают, что он не выходит за
пределы нижнего—среднего кембрия [9].

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИИ (ТАННУОЛЬСКИИ) ИНТРУЗИВНЫЙ КОМПЛЕКС

Интрузивные породы, отнесенные к таннуольскому комп-
лексу, принадлежат двум самостоятельным фазам. В первой
фазе выделяются три группы пород.

Интрузии первой фазы

Диориты, габбро-диориты, габбро (δ — ν Pz.). Породы этой
группы широко развиты в северо-западной и юго-западной
частях района. На юго-западе они являются частью Восточно-
Таннуольского массива, в пределах которого впервые был выде-
лен таннуольский комплекс [9]. Повсеместно интрузивные мас-
сивы вмещают ксенолиты нижнекембрийских отложений.

Среди описываемой группы наблюдаются диориты, габбро-
диориты, габбро, а местами и пироксениты.

На юго-западе породы этой группы развиты по обом скло-
нам хр. Восточный Танну-Ола. На юго-западном склоне рас-
пространены мелко- и среднезернистые диориты и габбро-дио-
риты, среди которых лишь изредка наблюдаются небольшие

Выходы гнейсовидных гранодиоритов и кварцевых диоритов. Характерен сильный катаклиз пород. На северо-восточном склоне хребта наблюдается более разнообразный комплекс пород от крупнозернистых меланократовых порфиroidных габбро-до диоритов. Более основные разновидности встречаются в осевой части хребта, более кислые — у контакта с гранодиоритами. На северо-восточном склоне диориты, особенно, габбро имеют грубооплосчатые текстуры, ориентированные, как и на юго-западном склоне, в северо-западном направлении.

На северо-западе преобладающим развитием пользуются диориты и габбро-диориты. Массив этих пород содержит многочисленные ксенолиты кембрийских отложений, часть которых из-за малых размеров не показана на геологической карте. К северо-востоку от г. Соя-Нур средне- и крупнозернистые диориты постепенно по мере обогащения темноцветными минералами (в том числе пироксеном) и уменьшения относительного количества полевых шпатов переходят в оливиновые габбро. Появление оливиновых габбро иногда приурочено к ксенолитам кембрийских отложений. Некоторые разновидности габбро характеризуются повышенным содержанием мангнита и вызывают магнитные аномалии.

Диориты и габбро-диориты представляют собой мелко- и среднезернистые зеленовато-серые породы. Структура их пиллидоморфнозернистая. Составляет они из плагиоклаза, розовой обманки, пироксена (диопсид или авгит), биотита. Основным породообразующим минералом является плагиоклаз (андезин от № 32—34 до № 45—47), составляющий от 30 до 70%. Редко и в небольших количествах присутствуют кварц и микроклин.

Габбро имеют темно-зеленые окраски, гипидиоморфнозернистую структуру. В составе их темноцветные минералы достигают 45—60%, плагиоклаз представлен лабрадором, в некоторых разновидностях появляется оливин.

Среди пород описываемой группы широко распространены милонитизированные и катаклазированные разновидности. Им свойственны зеленоватые окраски, вследствие сильно развитых процессов хлоритизации и эпидитизации или грязно-розоватые — вследствие пегматизации и ожелезнения полевых шпатов.

Диориты и габбро, несомненно, являются глубинными контактированными породами, на что указывают пойкилитовые структуры, неоднородность состава, частое присутствие биотита и розовой обманки совместно с основным плагиоклазом и т. п.

Порфиroidные кварцевые диориты (до P₂₁) занимают промежуточное положение между породами более кислого состава (см. ниже) и окхарактеризованной выше группой пород среднего и основного состава.

Порфиroidные кварцевые диориты распространены в северной половине района в низовьях р. Алуг-Ажика, по левобережью р. Сои, у с. Петропавловка и на правобережье р. Шурмака в среднем течении. Они представляют собой серые, светло-зеленовато-серые и розовато-желтые породы, обычно несколько катаклазированные и значительно измененные. Характерны для них порфиroidные выделения крупных, округлой формы кристаллов кварца и преобладание розовой обманки над биотитом. Порфиroidные кварцевые диориты состоят из плагиоклаза (40—65%), кварца (15—35%), биотита и розовой обманки. Все минералы сильно изменены. Плагиоклаз (андезин № 30—35) серицитизирован и сосюртитизирован, биотит хлоритизирован, розовая обманка эпидитизирована и актинолитизирована.

Гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты (до P₂₁). Породы этой группы распространены главным образом на юге. По северо-восточному склону хр. Восточный Танну-Ола разбиты серые, иногда несколько гнейсовидные, средне- и крупнозернистые биотито-роговообманковые гранодиориты и лейкократовые кварцевые диориты. На юго-западном склоне породы этой группы встречаются более редко.

На северо-западе (западная оконечность хр. Сыргалы-Тайга) отмечены розовато-серые и желтоватые гранодиориты — биотитовые, биотит-роговообманковые, иногда лейкократовые, дресвинистые. На юго-востоке в среднем течении р. Бурана наблюдаются средне- и крупнозернистые биотито-роговообманковые плагиограниты, гранодиориты и реже кварцевые диориты.

При петрографическом изучении шифров установлено, что для всех пород описываемой группы характерно малое количество калиевого полевого шпата. Породы с содержанием калиевого полевого шпата более чем 10—15% довольно редки. Гранодиориты и кварцевые диориты представляют собой серые и светло-серые среднезернистые (1—4 мм) реже крупнозернистые (более 5 мм), обычно дресвинистые породы с мат-рацевидной отдельностью. Часто встречаются разновидности с наметившимся или четко выраженным ориентированным расположением биотита. Структура пород гипидиоморфнозернистая, состоят они из плагиоклаза (андезин № 30—35) 45—70%; кварца 10—30%, калиевого полевого шпата от 3—5 до 15—25% и темноцветных минералов 5—25% (биотит и розовая обманка). Из аксессуарных минералов характерен сфен. В породах, отнесенных к плагиогранитам, содержится плагиоклаз более кислого состава (олигоклаз № 25—28).

Соотношения между тремя описанными группами пород интрузии первой фазы представляются в следующем виде. Породы среднего и основного состава являются, как уже отмечалось, глубинными, контактированными. С породами группы гранодиоритов они связаны как постепенными переходами, так и рвущими контактами (гранодиориты прорывают

породы среднего и основного состава). Рвушие контакты более характерны для северо-западной части района. Наблюдалась они также и на юго-западном склоне хр. Восточный Танну-Ола. Гибридные породы группы среднего и основного состава кристаллизовались несколько ранее, нежели кислые разновидности в одних условиях внедрения обуславливало рвушие контакты, а в других — сохранение последенного перехода. Площадки развития средних и основных пород соответствуют апикальным частям интрузии, имеющей в общем пологую кровлю.

Породы промежуточной группы (порфириовидные кварцевые диориты) в районе руч. Аугт-Ажика постепенно переходят в серые гранодиориты и плагiorаниты. Тесная связь трех описанных групп пород друг с другом и принадлежность их к одной и той же интрузии подтверждается общностью минералогического состава, а также закономерным изменением химизма от более кислых пород к более основным (см. табл. 1)¹.

Эндоконтакты в виде изменений интрузий первой фазы весьма значительны. На северо-западе района замечено, что у контакта с кембрийскими эффузивами и известняками диориты переходят в габбро, а местами и в пироксениты.

В осевой части хребта Восточный Танну-Ола у контакта с нижнекембрийскими отложениями появляются средне- и мелкозернистые ясно полосчатые гнейсовидные габбро с выкрапленностью пирита и пирротина. Габброидные полосчатые гнейсовидные породы часто наблюдаются и на склонах упомянутого хребта, около ксенолитов кембрийских отложений.

Экзоконтакты в виде изменений выражены чрезвычайно резко. Они сказываются в образовании скарнов и роговиков, преимущественно по отложениям кукунурской толщи нижнего кембрия. В более древних как и в более молодых (нижнекембрийских же) породах экзоконтактные изменения выражены слабо, а местами практически отсутствуют. Наиболее интенсивные изменения претерпевают нижнекембрийские отложения северо-западной части района и осевой части хр. Восточный Танну-Ола. Эти отложения практически повсеместно ортогикованы, карбонатные же породы превращены в скарны — гранатовые, эпидиовые, пироксеновые и др. Контактный метаморфизм наиболее сильно проявляется в тех участках, которые характеризуются пологим контактом интрузии. Замечено также, что более значительные экзоконтактные изменения вызывают породы среднего и основного состава.

Жильные породы, связанные с интрузией первой фазы таннуольского комплекса, довольно разнообразны и широко распро-

странены. Очень часто они встречаются в бассейне руч. Аугт-Ажика, где выделаются породами среднего и основного состава таннуольского комплекса и кембрийскими отложениями.

Здесь отмечены жилы диоритов, диорит-порфиритов, габбро-диоритов. Из жильных пород среднего состава наиболее распространены диорит-порфириты, содержащие светлоокрашенные крапленники плагноклаза, которые выделяются на фоне мелкозернистой зеленой черной массы. Жилы среднего и основного состава обычно секутся жилами аллитов. Некоторые жилы мелкозернистых гранитов и гранит-аллитов при незначительной мощности (5—10 м) прослеживаются на расстоянии до 1,5—2 км и дешифрируются на аэрофотоснимках.

В хр. Восточный Танну-Ола помимо разнообразных жил среднего и основного состава встречаются кварцево-полевшпатовые жилы с гранатом, мусковитом и турмалином и перматонидные жилы, состоящие из кристаллов розового полевого шпата и молочно-белого кварца, величиной до 4—6 см.

С интрузией первой фазы таннуольского комплекса связаны многочисленные проявления меди и железа в скарнах. К ним же, по А. П. Божинскому [4, 8], приурочено золотое орудование.

Таблица 1

п. п. №	Название пород	Место взятия	Название интрузивного комплекса и индекс	№ использованных материалов по списку литературы	Химические компоненты в вес. %									
					SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.
1	Лейкократовый кварцевый диорит	Северо-восточный склон хр. Восточный Танну-Ола	γδ Pz ₁	20 ф	67,36	0,30	18,36	4,35	0,72	4,39	2,91	2,52	0,04	Не обн.
2	Порфириовидный измененный кварцевый диорит	Район пос. Петропавловка	δδ Pz ₁	23 ф	54,17	0,35	14,51	8,47	8,25	7,25	3,21	3,01	0,29	0,52
3	Диорит	г. Саргалыг-Тайга	δ-γ Pz ₁	20 ф	52,01	0,48	12,48	11,58	10,05	9,98	2,07	0,45	0,18	0,60
4	Габбро	То же	ε-γ Pz ₁	20 ф	45,33	0,27	11,23	9,09	14,71	15,61	2,55	0,89	0,06	0,66

¹ Химические анализы, приведенные в объяснительной записке (таблицы № 1, 2 п. п. 3, 4), выполнены в 1952 г. в лаборатории ЗСГУ (начальник лаборатории В. Н. Чуфаровский). Анализы, приведенные в табл. 2 (п. п. 1, 2), выполнены в той же лаборатории в 1958 г.

Граниты (γPz_1). Породы второй фазы развиты незначительно. Они наблюдались на крайнем юге, в бассейне р. Хадын, а также на западе, на левобережье р. Мажаляка. Массив бассейна р. Хадына приурочен к зоне разрывных нарушений, ограничивающих с севера нагорье Сангилен, и располагается в основном за пределами района. Инtruзия второй фазы слогается розовыми крупно- и среднезернистыми биотитовыми, иногда лейкократовыми гранитами.

Основные породообразующие минералы присутствуют в гранитах в следующих количествах: микроклин 40—50%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз № 6—10, реже олигоклаз до № 22) — 20—30%, кварц 25—30%, биотит 1—5%. С инtruзией второй фазы связаны жилы диабазов, диабазовых порфиритов, розовых мелкозернистых микроклинитовых гранитов, а также кварцевые жилы.

Судя по данным смежной с юга территории (лист М-46-ХVIII), к инtruзиям второй фазы приурочены мелкие проявления редкоземельного оруденения.

Соотношения инtruзий второй и первой фазы на площади листа М-46-ХII не наблюдались. В нескольких километрах южнее, в истоках р. Улара, граниты второй фазы рвут породы среднего и основного состава первой фазы, а в бассейне р. Тарлашкын-Хем розовые граниты, относящиеся ко второй фазе, прорывают гранодиориты и кварцевые диориты первой фазы таннуольского комплекса [7].

Инtruзии первой и второй фаз не разделены во времени отложениями какой-либо толщи; время формирования их достаточно близко.

Инtruзии таннуольского комплекса на описываемой территории прорывают нижнекембрийские отложения, а несколько южнее и севернее перекрываются сибурийскими (унгокский ярус). Абсолютный возраст серого биотитового крупнозернистого гранодиорита на левом берегу р. Шурмака, в среднем течении, у подножья хр. Восточный Танну-Ола, определенный в лаборатории ВСЕГЕИ Н. И. Полевой по аргоновому методу, равен 435 млн. лет (устное сообщение В. Е. Кудрявцева). В более западных частях хр. Восточный Танну-Ола абсолютный возраст различных пород таннуольского комплекса (диоритов, гранодиоритов и гранитов) по данным нескольких анализов оказался равным 445 млн. лет (6). На площади смежно с юга листа М-46-VIII (7) граниты Тес-Хемского массива, сходные с гранитами второй фазы, имеют абсолютный возраст 430—435 млн. лет.

Приведенные данные позволяют относить описанные инtruзии таннуольского комплекса к нижнепалеозойским, точнее к доордовичским.

На площади листа М-46-ХII находится известный в литературе Бренский гранитный массив [4]. Этот массив вытянут в субмеридиональном направлении от руч. Абстрата (левый приток р. Хадына) на юге до низовьев р. Бурана на севере. С юга Бренский гранитный массив по зоне крупных разрывных нарушений граничит с нижнепалеозойскими инtruзиями. На севере, за пределами района, постепенно сужаясь, массив замыкается, располагаясь здесь также среди нижнепалеозойских гранитоидов; на востоке породы массива контактируют с докембрийскими отложениями. Породы Бренского массива прорывают докембрийские, нижнекембрийские, нижнедевонские отложения и с разрывом перекрываются верхнедевонскими.

Прорывание нижнедевонских эффузивов инtruзией бренского комплекса наблюдалось В. В. Архангельской, а затем Г. В. Пинусом, Я. Д. Шенкманом и др. на левом берегу р. Мизина у устья [16ф, 26ф]. По В. В. Архангельской [16ф] инtruзия в краевой части представлена здесь кварцевыми порфирами, прорывавшими эффузивы. Последние насыщены также жилами кварцевых порфиритов, литологически весьма сходных с кислыми эффузивами сайлыгской толщи [26ф]. Я. Д. Шенкман на левом берегу р. Мизина наблюдал крупный осланец кровли инtruзии, сложенный нижнедевонскими плагиопорфирами, пронизанный многочисленными апофизами гранитов. По наблюдениям на правом берегу р. Мал. Енисей Я. Д. Шенкман указывает на крутой рвуший контакт, осложненный небольшими позднейшими подвижками [26ф].

Нагегание на граниты верхнедевонских песчаников наблюдалось авторами записки у западной рамки листа, на горе Мажаляк [15ф]. В контакте инtruзия представлена землистыми, древеснистыми сильно измененными породами.

Для Бренского гранитного массива характерно исключительно однообразие слагающих его пород на больших площадях, близость по составу отдельных фациальных разновидностей и весьма слабое развитие жильных образований.

На геологической карте среди пород Бренского массива выделены две основные фациальные разновидности: с одной стороны граниты, с другой — гранит-порфиры и кварцевые порфиры.

Граниты (γD) пользуются исключительным развитием в восточной части массива по долине р. Бурана, ее левым притокам, Иртышу, Маюку, по мелким правым притокам, а также в верховьях р. Вельбей. Для гранитов Бренского массива характерны мажоранная и подушечная отделимость.

Граниты — розовые или оранжево-розовые, реже мясо-красные порфировидные крупно- и среднезернистые древеснистые, биотитовые, часто встречаются аляскитовые и лейкократовые

разности. Полевые шпаты имеют розоватую или светло-серую окраску, кварц обычно темно-серый. Местами, например, на правом берегу р. Бурена, против устья р. Хадина встречается серые крупно- и среднезернистые биотитовые и биотито-рогово-обманковые граниты. В составе массива изредка наблюдаются гранодиориты и сиениты. Несколько более разнообразны породы, слагающие северо-западную часть массива. В горах Сыргалы-Тайга наблюдаются кирпично-красные мелко- и среднезернистые лейкократовые граниты. В районе к востоку от г. Таватген встречены розовато-серые роговообманковые граниты и гранодиориты в тесной связи с розовыми и красноватыми. На крайнем юге в бассейне р. Сербик помимо гранитов встречаются желтовато-розовые сиениты-биотитовые, крупнозернистые.

Граниты Бреневского массива имеют гипидноморфнозернистую, иногда порфиroidную структуру. Составляют они из калиевого полевого шпата (30—40%), плагиоклаза (25—35%) и кварца (20—40%). Темноцветные минералы присутствуют в небольшом количестве, не превышая в большинстве случаев 1—5%, в очень редких случаях количество их увеличивается до 10—15%. Представлены они, как правило, биотитом, изредка встречается роговая обманка. Из акцессорных минералов характерны апатит, магнетит, монацит, реже флюорит и др. Калиевый полевой шпат в большинстве случаев сильно пегитизирован и ожелезнен, он образует пегматOIDные сростки с кварцем и часто наблюдается в виде каемок вокруг таблитчатых кристаллов плагиоклаза. Калиевый полевой шпат нерешетчатый, обычно содержит пертитовые вросстки, редко наблюдается решетчатый микроклин.

Плагиоклаз по составу относится к олигоклазу № 25—28, реже к олигоклазу—андезину № 28—32, часто замещается альбитом, обычно также серицитизирован. Биотит в большинстве случаев значительно хлоритизирован.

К гранитам по составу тесно примыкают изредка встречающиеся гранодиориты и сиениты. В гранодиоритах калиевый полевой шпат количественно уступает плагиоклазу, в сиенитах содержание кварца падает до 5—7%, плагиоклаз представлен альбитом.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры (г. Д) развиты преимущественно в западной части Бреневского массива, где они наблюдаются обычно на водоразделах, в то время как в эрозийных срезах долин обнажаются граниты. В описываемой группе пород преобладают розоватые, розовато-оранжевые и красноватые гранит-порфиры и кварцевые порфиры. Характерной разновидностью являются гранит-порфиры с крупными (часто до 12—15 мм) кристаллами кварца, округлой и овальной формы, запоминаншими гальки.

Гранит-порфиры по минералогическому составу аналогичны гранитам описанной выше группы. Они представляют собой порфирные породы с микропегматитовой основной массой, сложенной главным образом кварцем и калиевым полевым шпатом. Последний встречается обычно лишь в основной массе. Породы содержат биотит и очень редко роговую обманку.

Кварцевые порфиры аналогичны по минералогическому составу гранит-порфирам. Вкрапленники имеют размер от 0,5 до 3 мм, а иногда до 8—12 мм, представлены кварцем, реже плагиоклазом, еще реже калиевым полевым шпатом и темноцветными минералами. Мелкозернистая основная масса состоит из тех же минералов и имеет микрогранитовую или микроаллитовую структуру. Кварц во вкрапленниках обычно заметно корродирован основной массой, плагиоклаз (олигоклаз № 12—15) серицитизирован, калиевый полевой шпат, всегда сильно пегитизирован.

Гранит-порфиры и кварцевые порфиры тесно связаны с гранитами. Переходы между ними совершенно постепенны. Те и другие относятся безусловно к одному и тому же интрузивному комплексу. Об этом свидетельствуют близость минералогического состава и тождество химического состава пород (см. табл. 2).

Таблица 2

Название пород	Место взятия	Название интрузивного комплекса и индекс	№ использованного материала по списку литературы	Химические компоненты в вес. %												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P	П.п.п.	S
1 Биотитовый гранит	р. Бурен и устья р. Биштук	γ D	23	72,72	0,17	13,15	2,74	2,01	0,23	0,96	4,82	3,78	0,19	0,02	Не обн.	0,006
2 То же	р. Бурен у. Шаларик	γ D	23	72,94	0,19	12,59	2,50	2,01	0,45	1,54	4,22	3,85	0,34	0,023	Не обн.	0,013
3 То же	р. Ишкендер	γ D	20	71,61	0,35	14,22	3,76	—	0,40	1,32	4,31	3,75	0,16	—	0,36	—
4 Гранит-порфир	р. Чого-Су	γ D	20	71,38	0,31	15,15	3,36	—	0,40	2,16	4,11	3,71	0,12	—	0,30	—

Эндоконтактовые изменения интрузии, как явствует из вышесказанного, сводятся к появлению гранит-порфира и кварцевых порфиров, слагающих апикальную часть массива. Принадлежность этих пород к кварцевым частям интрузии подтверждается наличием порфировых структур и приуроченностью их к повышенным (приводораздельным) пространствам. Кварцевые порфиры краевых частей интрузии макроскопически весьма сходны с кислыми эффузивами сайтыгской толщи. Те и другие встречаются совместно. Граница, между ними весьма условна. Интрузивные кварцевые порфиры характеризуются своеобразными равномерзернистыми структурами (микроаллитовай, реже микроперматоидная и сферолитовай), которые не наблюдаются в породах эффузивной толщи.

Экзоконтактовые изменения, как правило, отсутствуют. В целом ряде мест наблюдались контакты девонской интрузии с кембрийскими и докембрийскими карбонатными и различными терригенными породами. Так, по хорошо обнаженному правому берегу р. Бурена, ниже устья р. Биштукка среди розовых гранитов имеется небольшой жселонит мелкозернистых амфиболитовых сланцев чинчилитской серии, совершенно типичных признаков контактового воздействия со стороны окружающих гранитов.

Жилые породы, связанные с девонскими интрузиями, встречаются весьма редко. Среди них отмечаются жилы среднего и кислого состава. Первые представляются серыми кварцевыми диоритами с идиоморфными шестоватыми кристаллами роговой обманки. Ко вторым относятся гранит-аллиты и аллиты. Жилы гранит-аллитов, по В. В. Архангельской [16ф], широко развиты в осевой части хр. Казы (центральная часть района). В противоположность нижнепалеозойским интрузиям девонского комплекса характеризуются следующими признаками:

- 1) более постоянным и однообразным составом пород и преобладанием гранитов;
- 2) резко выраженным гипабиссальным характером значительной части пород интрузии;
- 3) слабыми экзоконтактовыми изменениями, либо отсутствием их;
- 4) почти полным отсутствием явлений контаминации и гидризма и
- 5) сравнительно слабым развитием жилой серии.

В гранитах брянского комплекса, судя по протолочкам, почти повсеместно присутствуют следующие акцессорные минералы: монацит, торит, ортит, оранжит, галенит, шеелит, циркон и в большом количестве магнетит. Характерно, что эти минералы встречаются как в розовых, так и в серых гранитах.

Описанная интрузия флет нижедевонские эффузивы и перекрывается верхнедевонскими красноцветами. Первые имеют абсолютный возраст 310 млн. лет (см. выше). Абсолютный воз-

раст гранитов западной части Брянского массива по аргоновому методу составляет 280 млн. лет (образец В. Е. Кудрявцева для района пос. Владимировка, определения Н. И. Полевой). Таким образом, интрузии брянского комплекса являются, по-видимому, среднедевонскими [5].

Несмотря на приведенные цифры, возраст Брянского массива не может считаться строго доказанным. Возможно, этот массив является более древним, так как, во-первых, на юге, в Сангиле, имеются граниты, петрографически аналогичные описанным, но датирующиеся по данным геологического картирования и определению абсолютного возраста как нижнепалеозойские [7] и, во-вторых, абсолютный возраст гранитов центральной части, Брянского массива согласно новым данным [23ф] составляет 334 и 370 млн. лет (определения аргоновым методом двух образцов гранитов среднего течения р. Бурена в лаборатории ВАГТа под руководством В. М. Комаровой).

ТЕКТОНИКА

В строении площади листа М-46-ХII намечается два структурных комплекса и соответственно с этим две группы структур. Нижний структурный комплекс (нижний этаж) образован докембрийскими и нижекембрийскими отложениями, верхний — ниже- и верхнедевонскими. Около 60—70% площади района занимают массивы интрузивных пород. Массивы кембрийской и нижнепалеозойской интрузии принадлежат к нижнему комплексу, массив девонской интрузии тяготеет к верхнему комплексу.

Описываемый район является частью древнекаледонской (кембрийской) складчатой области. На площади его, как и в смежных районах, имели место интенсивные глыбовые движения альпийского возраста. Благодаря этим движениям в современной структуре района наблюдается чередование поднятых и опущенных участков. Первые, как правило, сложены образованиями нижнего структурного яруса, вторые — выполнены отложениями верхнего яруса. Области четвертичной и современной аккумуляции приурочены к участкам развития пород верхнего структурного яруса (см. рис. 1).

Основными структурными элементами района являются следующие: 1) Бобушойская синклиналь; 2) юго-восточная часть Восточно-Танюольского горст-антиклинория; 3) Балгазинская мулда; 4) Белбейский грабен; 5) Шамбалыгский гранитоидный массив; 6) Брянский гранитный массив.

Бобушойская синклиналь расположена в юго-восточной части района. Она является линейной структурной. При общей субмеридиональной вытянутости шарнир ее в плане имеет дугообразную форму, вытянутую к западу. Ядро синклиннали выполнено мраморами балыктыгхемской свиты, широко развитыми на

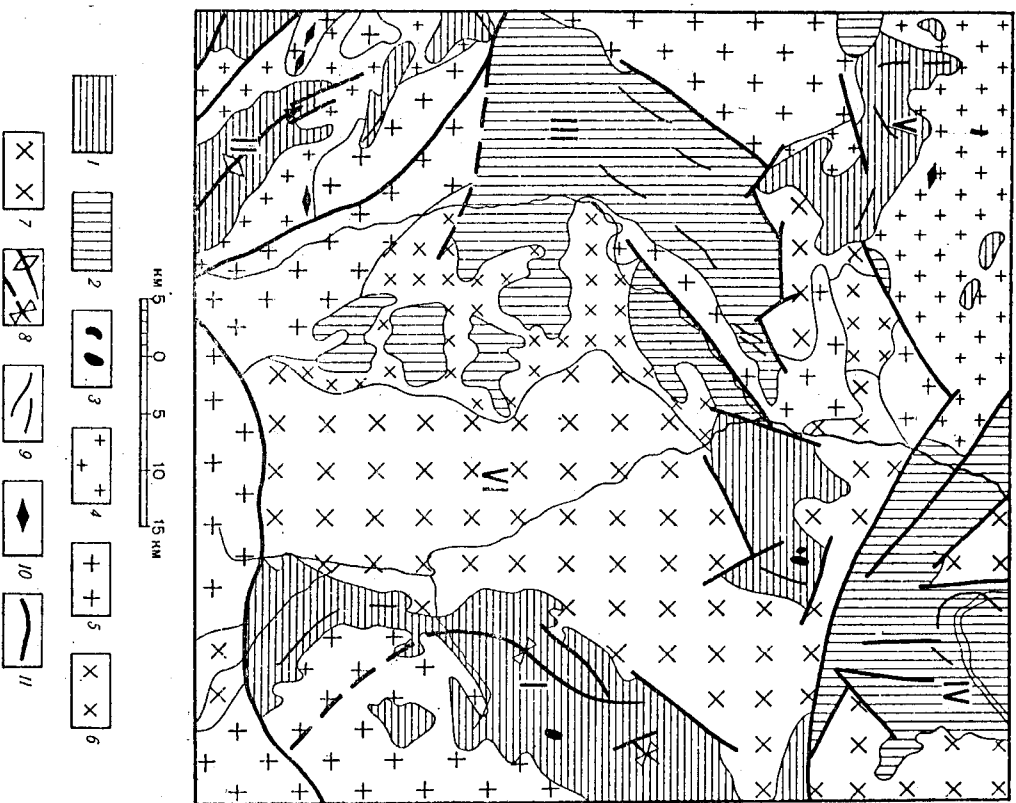


Рис. 1. Тектоническая схема

1 — нижний структурный ярус (линейные складки в протерозойских и кембрийских отложениях); 2 — верхний структурный ярус (брахискладки в девонских отложениях); Ингушские массивы; 3 — мелкие конкордантные массивы кембрийских гипербазитов; 4—5 — крупные батолитовые массивы нижнедевонских гранитов; 6 — периферические части массивов сложенных контаминированными породами среднего и основного состава; 7 — массивы девонских гранитов; 8 — краевые части массива, сложенные гипабисальными породами; 9 — внутренняя часть массива, сложенные абисальными породами; 10 — оси антиклинальных и синклиналиных складок; 11 — ориентировка господствующих простираний; 12 — основные разрывные нарушения. Главнейшие структурные элементы: I — Бобушская синклиналь; II — юго-восточная часть Восточно-Таннуольского горст-антиклинория; III — Балгазская мульда; IV — Вельбецкая грабен; V — Шакаралгетский массив; VI — Дренский массив

севере, на правобережье р. Бобуш-Ой. На юге, на левобережье этой реки оно «просвечивает» до отдельных ксенолитам мраморов среди нижнепалеозойской интрузии. Крылья складки сложены метаморфическими сланцами и гнейсами чинчигинской серии. В ядре синклинали мраморы имеют простирание близкое к меридиональному и крутые падения в обе стороны. По западному крылу синклинали на юге, в бассейне р. Сербика, слои чинчигинской серии, имея выдержанные северо-западные простирания, падают на балкытгыжескую свиту. Улы падения крутые, не менее 60—70°. Севернее, западное крыло оборвано разрывом. Восточное крыло осложнено синклиналиной складкой со срезаным разрывом западным замыканием.

Из структур более высокого порядка, осложняющих синклиналь, выделяются небольшие складки сумачуного типа с крутыми крыльями и плоским (до горизонтального) сводом, фиксирующимся горизонтальными залеганиями.

На востоке Бобушской синклиналь сопряжена с Сизимской антиклиналью, ядро которой расположено вне площади листа. Обе эти складки являются крупным северным выступом древнейших структур Сангиленского массива [7].

На север и юг от устья р. Бобуш-Ой синклиналь воздымается, и в области обих центриклиналиных замыканий образуется разрывными нарушениями. Сброс, ограничивающий опираемую структуру с юга, имеет простирание, близкое к широтному, и принадлежит к зоне (системе) разломов, отделивших с севера Сангиленский массив. Этот сброс, по-видимому, относится к наиболее древним разрывным нарушениям. В то же время он очень резко выражен в современном рельефе, в виде крутого уступа, обращенного к северу, высота которого достигает нескольких сот метров. Местами сброс сопровождается появлением брекчий; в бассейне крупного правого притока р. Хадына, у южной границы района, В. В. Архангельская описывает погосу мигонитов, мощностью до 100—150 м [16ф]. Характерна приуроченность к разрыву жил и небольших тел различных интрузивных пород среднего и основного состава. Поднятое крыло сложено интрузивными породами, преимущественно нижнепалеозойскими. Эти же породы в юго-восточной части района широко развиты и в опущенном крыле, выполняя на юге ядро Бобушской синклинали.

Юго-восточная часть Восточно-Таннуольского горст-антиклинория. Восточно-Таннуольский антиклинорий представляет собой крупную древнюю структуру, протягивающуюся на северо-запад далеко за пределы территории листа. Антиклинорий погружается на юго-восток и выражен в современном рельефе крутосклонным горстом хр. Восточный Танну-Ола.

В осевой части структуры, занимающей голыповую зону хр. Восточный Танну-Ола, выходит нижние горизонты кембрийского разреза. На юго-западном крыле обнажены более высо-

кие горизонты кембрия, а за пределами района они сменяются силурийскими и девонскими отложениями. Северо-восточное крыло в пределах района выражено менее полно. Оба крыла осложнены крупными разрывами сбросового типа.

Кембрийские отложения кускаунгуской толщи ядра антиклинория залегают в виде ксенолитов среди нижнепалеозойской гранитоидной интрузии. Они занимают наиболее высокое гипсометрическое положение. Массив нижнепалеозойской интрузии (Восточно-Таннуольский), в значительной мере слагающий Восточно-Таннуольский горст-антиклинорий, имеет четко выраженное зональное строение и вытянут согласно общему простиранию антиклинория. Контакт интрузивных пород с кембрийскими отложениями, по-видимому, довольно пологий. По северо-восточному крылу «проезсы» кровли интрузии фиксируются выходами пород среднего и основного состава и небольшими ксенолитами кембрийских отложений. Наоборот, выходы гранодиоритов отвечают более глубоким частям интрузии.

Общность структурного плана массива нижнепалеозойской интрузии со складчатыми структурами кембрийских отложений выражается в общей согласной вытянутости их, в ориентировке мелких ксенолитов, зон рассланцевания, долосчатых текстур в интрузивных породах и т. д.

В пределах ядра антиклинория выделяются структуры более высокого порядка. Они имеют линейный характер и обычно запрокинута к юго-западу. Углы падения достигают 70—90°. В обнажениях часто наблюдаются складки еще более высоких порядков, вплоть до плейчатоги. Все породы интенсивно рассланцованы параллельно осевым поверхностям складок (клинваж течения).

Дислоцированность эффузивов таннуольской свиты юго-западного крыла антиклинория характеризуется совершенно иными признаками. Отсутствие слоистости в эффузивах не позволяет достоверно судить о характере этих дислокаций. Эффузивам таннуольской свиты свойственны, по-видимому, симметричные простые складки с пологими углами падения на крыльях (15—25%).

С северо-востока узкий горст Восточного Танну-Ола ограничен крупным сбросом, протягивающимся вдоль подножья крупного склона хребта и скрытым под покровом рыхлых отложений шлейфа. Этот разрыв фиксируется зонами дробления, катаклазом пород, обильными и разнообразными жилами в районе с. Марачевка, против устья руч. Баян-Колга, в глубокой седловине западнее г. Байтаг и в других местах. Помимо основного сброса, имеется ряд более мелких нарушений, с ним связанных; к некоторым из них причислены небольшие интрузии девонских гранитов. Разрывы, видимо, также типа сбросов имеют по юго-западному крылу антиклинория, где они простираются также с северо-запада на юго-восток. Эти разрывы

обуславливают обилие катаклазированных пород в крайней юго-западной части района.

Балгазинская мутьда расположена в северо-западной части района. В современном рельефе она выражена обширной полого всхолмленной котловинной, в которой широко развиты разнообразные четвертичные отложения. Мутьда выполнена верхнедевонскими красноцветами, из-под которых лишь изредка на ее бортах выходят нижнедевонские эффузивы.

По юго-восточному крылу верхний девон трансресивно налегает на гранитоиды нижнепалеозойской интрузии, на кембрийские и нижнедевонские отложения. Нижнедевонские отложения смяты в несколько более крутые складки, чем верхнедевонские, хотя план складчатости обоих толщ является общим. Угловое несогласие между ними в районе г. Шарбанай достигает 15—20°, причем азимутальное несогласие колеблется от 0 до 30°. Резкое угловое и азимутальное несогласие разделяет пологолежащие девонские отложения от нижнекембрийских. На юго-западном замыкании мутьды верхний девон с разрывом залегает на гранитах Бреневского комплекса.

Мутьда вытянута в северо-восточном направлении. В осевой ее части, имеющей характер простой пологой синклинали, верхнедевонские отложения имеют довольно пологое залегание. По бортам, особенно вблизи разрывных нарушений, углы падения слоев увеличиваются до 40—60°.

С севера, запада и северо-востока мутьда оборвана разрывами типа сбросов, выраженных в современном рельефе. Серия субширотных разрывов, смещающихся северо-западными, протягивается вдоль южного подножья гор Сырталг-Тайга. На аэрофотоснимках видно, что местами красноцветные песчаники вблизи разломов моноаклинально падают к северо-западу, к борту котловины. Западное крыло мутьды осложнено крупным сбросом, прослеживающимся от урочища Курри к подножью горы Баян-Хай. В районе последней при аэровизуальных наблюдениях установлено «притыкание» к этому разлому слоев верхнего девона. Северо-восточное замыкание мутьды также осложнено разрывными нарушениями. Некоторые разрывы сопровождаются зонами дробления в девонских гранитах и песчаниках балгазинской толщи и жилами диорит-порфиров.

Бельбейский грабен по типу и возрасту отложений, которые его выполняют, аналогичен Балгазинской мутьде. Однако морфологически две эти структуры достаточно отличны друг от друга. Одно из отличий состоит в том, что Бельбейский грабен в современном рельефе выражен менее отчетливо. Другое отличие заключается в более сложном внутреннем строении грабена; значительной роли разрывных нарушений, благодаря чему он представляется скорее чередованием блоков с различной амплитудой перемещения.

Нижнедевонские эффузивы в Бельбейском грабене залегают в общем, по-видимому, достаточно полого. Они образуют отдельные брахискладки, сильно нарушенные позднейшими разрывами. Углы падения на крыльях этих ступеней составляют в среднем 30—35°. Верхнедевонские красноцветы имеют еще более слабую дислоцированность. По ручью Кочутер на значительном протяжении они залегают почти горизонтально, с очень слабым, едва заметным наклоном к западу. На западном замыкании мутьды, на левом берегу р. Бурена, красноцветы полого (8—10°) падают к востоку, на южном замыкании отмечены пологие падения к северу. По долине р. Мал. Енисей, в районе поселка Бельбей, в песчаниках верхнего Девона наблюдаются фрагменты небольшой брахисинклинали. Углы падения слоев верхнего девона не превышают 12—25°.

Близки разрывных нарушений картина резко меняется. Так, в низовьях руч. Кочутер зафиксированы крутые падения, местами слои красноцветов стоят на головах. На левобережье р. Бельбей углы падения слоев песчаников увеличиваются до 50—60°.

В центральной части грабена выделяется несколько крупных блоков, в которых по разрывным нарушениям на поверхность выведены эффузивы сайлыгской толщи и даже граниты брянского комплекса. Резко выражен в рельефе сброс, ориентированный с юга область развития девонских отложений. Он имеет субширотное направление. Амплитуда его постепенно увеличивается в направлении с запада на восток. На правобережье р. Бурен этот сброс сопровождается зоной брекчий в гранитах, местами достигающей мощности до нескольких десятков метров. Восточнее, в долине р. Бельбей к нему приурочены зоны дробления в песчаниках верхнего девона [23ф].

Шамбалыгский гранитоидный массив является частью более крупного плутона, расположенного к северу и западу от описываемого района. В строении массива в пределах района главной роль играют контактированные породы среднего и основного состава. Кровля массива, видимо, достаточно пологая. По наблюдениям Я. Д. Шенкмана и В. А. Благойразова, в районе, непосредственно примыкающем с севера к описываемому, где рельеф более расчленен, контактированные породы массива лежат на водоразделах [15ф]. Во врезках долин они сменяются кислыми породами внутренней части интрузии. Аналогичная картина, по-видимому, имеет место и в пределах описываемой части массива.

В кровле массива в бассейнах р. Шамбалыг и руч. Алуг-Ажика часто встречаются более или менее крупные ксенолиты нижнекембрийских отложений. Ориентировка складок в этих отложениях, судя по ксенолитам, весьма непостоянна. Складки принадлежат, видимо, к типу линейных, но не имеют выдержанного простирания. На левобережье руч. Алуг-Ажика господ-

ствуют северо-западные простирания, в крайней северо-западной части района — меридиональные, а в районе к югу от г. Сов-Нур — широтные и восток-северо-восточные. Местами меридиональные и широтные простирания плавно сопрягаются друг с другом (район горы Сов-Нур), местами они граничат по разрывным нарушениям (район Шамбалыга).

Элементы прототектоники пород массива соответствуют структурным элементам вмещающих кембрийских отложений. Разрывные нарушения, по-видимому, достаточно широко развиты в пределах Шамбалыгского гранитоидного массива. Среди них распространены сбросовые нарушения небольшой амплитуды, не выражающиеся в рельефе.

Брянский гранитный массив занимает особое место в общей структуре района. Если рассмотреть положение его в более крупном плане, то можно заметить, что массив разграничивает область развития докембрийских отложений нагорья Сангилен и бассейна р. Бобуш-Ой от областей преимущественно распространения кембрийских отложений более северных и западных частей Тувы.

Брянский массив имеет пологую кровлю, постепенно погружающуюся к западу, что находит свое выражение в широком распространении на западе гинабиссальных фаций гранитов.

В отличие от нижнепалеозойских гранитоидов породы Брянского массива не имеют пологостатых текстур: как абиссальные, так и гинабиссальные разности характеризуются массивным сложением. Контакты его с вмещающими докембрийскими и кембрийскими породами резко секущие, причем контактирующие осадочно-метаморфические и интрузивные образования резко отличаются друг от друга по характеру текстур. Первые обычно сильно расчленованы, в то время как интрузивные породы девонского комплекса всегда массивны и лишены сланцеватости. Своеобразие Брянского массива состоит еще и в том, что он почти не сопровождается жилыми проявлениями. Породы массива совершенно тасиивны в отношении контактовых взаимодействий с вмещающими породами. Таким образом, Брянский массив характеризуется совершенно иными признаками сравнительно с таннуольскими интрузивами.

В западной части массива в кровле его залегают эффузивы сайлыгской толщи. В северо-западной части массива (правый берег р. Бурена, против устья р. Сон) наблюдается крупный ксенолит кембрийских отложений, дислоцированных в направлении, близком к меридиональному. В расположенном несколько южнее ксенолите чинчилигской серии, докембрийские отложения имеют широтное простирание. На площадке листа с юга, запада и севера интрузивные породы, слагающие массив по разрывным нарушениям, граничат с вмещающими породами. Эти разрывы были охарактеризованы при описании смежных структур.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В верхнем протерозое в районе сформировался мощный комплекс терригенных осадков, которые далее сменились карбонатными. К границе, отделившей терригенные отложения от карбонатных, приурочено проявление осадков, давших начало железистым кварцитам. В результате складчатости, происшедшей до нижнего кембрия, протерозойские отложения были смяты. Проявление этой древнейшей складчатости устанавливается в нагорье Сангилен [7, 22ф]; по-видимому, оно имело место и в описываемом районе.

К этому же времени относится метаморфизм докембрийских отложений. После перерыва осадконакопления продолжилось в нижнем кембрии. Началось оно с образования кремнистых осадков, давших начало кварцитам низов кускунгуской толщи. В дальнейшем они сменились потоками эффузивов, отложившихся, вероятно, в подводящей среде. Далее в условиях более мелкого моря накопился терригенный, эффузивный и рифогенный карбонатный отложения. По-видимому, везьма близким во времени к этим отложениям явилось образование мелких послонных тел недифференцированных гипербазитовых интрузий. Резкое отличие дислокаций в кускунгуской и таннуольской толщах нижнего кембрия позволяет предполагать складчатость внутри нижнего кембрия (до отложения таннуольской толщи). В результате этой складчатости были в основном сформированы складки нижнего структурного комплекса. Эта складчатость, как показывают данные геологического изучения нагорья Сангилен, явилась важнейшей и для докембрийских отложений [22ф]. К нижнему кембрию относится, видимо, заложение разломов южной части района (краевой части Сангиленского массива).

В дальнейшем в нижнем кембрии сформировалась мощная однообразная толща эффузивов среднего и кислого состава. Эти породы образовались также в водной среде, но в иных условиях сравнительно с эффузивами кускунгуской толщи — в мелком море, изолировавшем островами и рифами археоплатовых известняков. В результате складчатости, происшедшей после излияний эффузивов таннуольской толщи, последние были смяты в пологие складки. После этой складчатости произошло внедрение интрузии таннуольского комплекса. Интрузия внедрялась в мощную толщу пород нижнего этажа, смятых до этого в складки. Формирование интрузии в различных по вертикали частях этого этажа происходило в различных условиях. В наиболее глубоких областях, сложенных докембрийскими породами, при пассивном проникновении магмы и застывания ее сформировались интрузивные породы, по составу близкие исходной (гранодиоритовой) магме, без образования гибридных разновидностей и без следов активного взаимодействия интрузивных и вмещающих пород. Наоборот, широкое развитие контакминации

привело к образованию пород диоритового и габбрового состава в более высоких горных участках вмещающих пород. В этих условиях при активном и неравномерном движении (течении) магмы гибридные разновидности и в меньшей мере породы внутренних ее частей приобрели линейную ориентировку минералов. Следствием более быстрого застывания контакминационной магмы вблизи кровли явилось то, что в некоторых случаях наблюдается прорывание диоритовых и габбровых пород более кислыми разновидностями.

Послеовавшее затем время ознаменовалось длительным поднятием и денудацией.

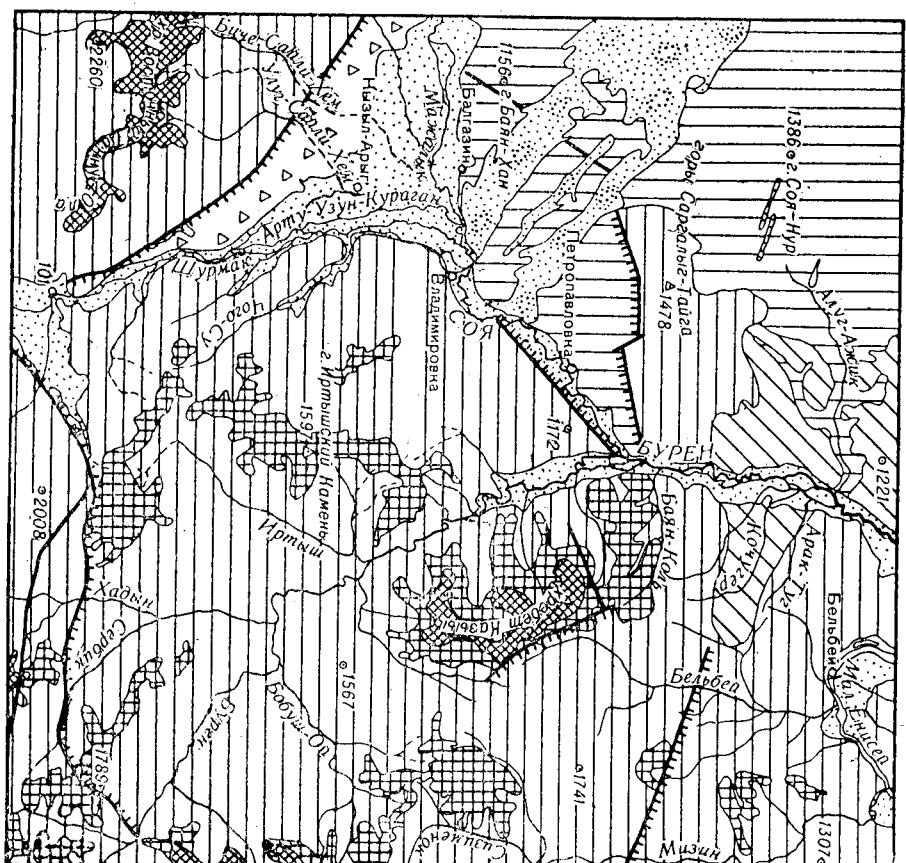
В нижнем девоне имели место излияния кислых магм, происходившие, по-видимому, в субконтинентальных условиях. Однообразные составы и характера этих эффузивных образований на большой площади свидетельствуют о том, что излияния носили трещинный характер. После формирования этих пород между областью, лежащей к югу от площади листа и захватывающей юго-восток его — областью несколько более ранней консолидации и областью более поздней консолидации, внедрились девонские граниты. Интрузия девонских гранитов обнаруживает полную независимость относительно складок нижнего комплекса и пассивность в отношении взаимодействия с вмещающими породами. В дальнейшем этот массив был вскрыт и эродирован. В верхнем девоне происходило накопление красных цветных терригенных осадков, которые затем были смяты в пологие складки. В более позднее время пологое залегание слоев красновесов было резко нарушено на бортах котловин благодаря движениям по разрывам. Разрывные нарушения частью проявляются в тесной связи с планом складчатых структур нижнего этажа, частью же они обнаруживают явную связь со структурами верхнего. К первым — более древним (нижнепалеозойским) относятся разрывы южной части района, разрывы горст-антиклинария Восточного Танну-Ола и др.; ко вторым (среднепалеозойским) — разрывы, обрамляющие Балгазинскую мульдзу и Бельбейский прабен и разрывы внутренних частей последнего. Обе структуры не обнаруживают зависимости от складчатых структур нижнего этажа и относятся к типу наложенных.

Характер отложений нижнего и верхнего девона указывает на принадлежность их к формациям межгорных впадин. Анализ данных по смежным территориям свидетельствует о том, что геосинклинальный этап развития завершился к ордовика, а возможно, и к середине кембрия. В верхнем палеозое район был поднят и подвергся интенсивной эрозии и денудации. В среднеюрское время северо-западная часть площади снова опустилась и в соседнем с северо-запада Кызыльском бассейне происходило накопление угленосных отложений. В дальнейшем вновь происходила денудация, приведшая к формированию

выровненной поверхности [3]. Новейшие глыбовые движения еще более усложнили древнюю структуру района и предопределили развитие рельефа и формирование его в современном виде.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В пределах описываемого района выделяется несколько участков, резко отличающихся друг от друга в отношении рельефа.



№ в легенде	Полтип рельефа	Абсолют. высоты в м	Относительные превышения в м	Результивный фактор рельефообразования	Возраст
1	Высокогорные выровненные по-верности	2000—2200	100—200	Комплексная денудация	Mz—Pg
2	Среднегорный рельеф с пологими склонами	1500—1800	300—400	То же	Mz—Pg
3	Среднегорный сильно расчлененный рельеф	1000—2000	600—1000	Волная эрозия	N—Q
4	Низкогорный сильно расчлененный рельеф	1000—1400	300—400	То же	N—Q
5	Низкогорный рельеф с сухими широкими долинами и останцовыми сильно расчлененными возвышенностями	900—1200	200—300	Эрозия	N—Q
6	Плоские и мелкохолмистые по-верхности равнин и долин, сложные главным образом аккумулятивные отложениями			Волная аккумуляция	Q
7	Наклонные поверхности в долинах и котловинах, образованные делювиально-пролювиальными отложениями			То же	Q3+4
8	Массивные и отдельные гряды эоловых отложений на водоразделах и в долинах			Эоловая аккумуляция	Q
9	Лавяноактивные надвигания, выпраженные в рельефе (штрихи направлены в сторону опущенных блоков)				

На северо-западе наблюдается мелкопочечный останцовый рельеф, южнее он сменяется массивами грядовых песков, далее к югу в долинах рек Мажалыка и Сой простирается обширная, почти равнинная котловина. На юго-западе над этой равниной резко возвышается хр. Восточный Танну-Ола, описанный шлейфом, полого наклоненным от подножья хребта к котловине. Центральной и восточной частям района свойствен сильно расчлененный горно-таежный рельеф.

На площади листа М-46-ХII выделяется несколько подтипов рельефа (рис. 2), которые и описываются ниже.

Высокогорные выровненные поверхности за-нимают осеую гольцовую часть хр. Восточный Танну-Ола и наблюдаются также на хр. Казы и в истоках р. Чарыша. Они располагаются на абсолютных высотах от 2000 до 2200 м и имеют относительные превышения около 100—200 м.

Рис. 2. Геоморфологическая схема

Гольцовая часть хребтов характеризуется пологосклонным слабообрастленным рельефом и представляет собой серию обширных почти плоских возвышенностей, разделенных широкими ложбинами. Долины рек в верховьях очень широкие, неразработанные. Поверхность гольцов покрыта развалами камней, группирующимися в «каменные многоугольники и кольца». Внутренние части этих образований, напоминающих «калмбы», выполнены замшелым мелкоземом. Характерными формами рельефа являются нагорные террасы и их уступы, которые широко развиты на хр. Восточный Танну-Ола. Местами здесь наблюдаются триплоские площадки, разделенные скалистыми уступами высотой около 20—30 м. Ширина каждой площадки достигает 300—500 м. Некоторые площадки протягиваются на расстояние до 2—3 км. Иногда на гольцовой поверхности наблюдаются скалистые выступы коренных пород высотой 20—40 м.

Главными процессами в рельефообразовании гольцовой зоны являются морозное выветривание и солифлюкция, развитию которых весьма способствует отсутствие древесной растительности.

Среднегорный рельеф с пологими склонами представляет собой ступень, расположенную более низко по сравнению с высокогорными возвышенными поверхностями.

Среднегорный пологосклонный рельеф занимает наиболее высокие части водораздела р. Шурмака и Иртыша, хр. Казылы, водораздел р. Сизменюка и Бобуш-Ой; небольшие участки развития описываемого рельефа выделены и в других частях района. Среднегорный пологосклонный рельеф расположен на абсолютных отметках 1500—1800 м над уровнем моря и имеет относительные превышения 300—400 м.

Склоны и водоразделы в большинстве случаев задернованы, покрыты древесной растительностью. Более мягкие, сглаженные формы рельефа развиты на девонских гранитах, более резкие — свойственны участкам развития девонских и нижнекембрийских отложений и, особенно, докембрийских метаморфических пород. В первом случае скалистые выходы встречаются весьма редко, для второго они обычны. Местами (левобережье р. Сизменюк) водоразделы увенчаны скалистыми труднопроходимыми грядами, вытянутыми по простиранию слагающих их метаморфических сланцев.

Долины слабо врезаны, имеют U-образный поперечный профиль.

Среднегорный сильно расчлененный рельеф пользуется наиболее широким распространением. Абсолютные отметки в пределах этого района составляют 1000—2000 м, глубина расчленения меняется от 600 до 1000 м.

Гребни хребтов имеют резкие очертания лишь в участках развития докембрийских и кембрийских образований. В обла-

сти, сложенной девонскими гранитами, водораздельные хребты более сглажены. Обычно они покрыты древесной растительностью и лишены коренных выходов пород.

Склоны довольно пологие, северные — сплошь затежены, а в нижних частях заболочены; на южных склонах местами встречаются безлесные сухие участки.

Долины в верховьях имеют U-образный, реже яшикообразный поперечный профиль; в среднем течении долины становятся U-образными и корытообразными.

Наиболее резкие формы свойственны юго-западу района — склону хр. Восточный Танну-Ола. Здесь повсюду имеются скалистые вершины; склоны крутые, покрыты крупными глыбами; долины U-образные, с ущельями и водопадами.

Низкогорный сильно расчлененный рельеф развит в нижнем течении руч. Алу-Ажик и на правобережье р. Бурен близ северной границы района, на абсолютных высотах 1000—1400 м, при относительных превышениях 300—400 м.

Для этого рельефа характерны широкие долины, выполненные аллювиально-делювиальными отложениями и глубоко изрезанные скалистые водораздельные хребты. Обычно северные склоны лесистые и плодородные, южные безлесные и обнажены лучше. Скалистые, обрывистые вершины хребтов резко сменяются пологими склонами, перекрытыми плащом делювиальных шлейфов.

Своеобразный рельеф развивается на пологолежащих песчанках верхнего девона на правобережье р. Бурена. Этому рельефу свойственны мягкие формы при сравнительно резкой расчлененности. Здесь изобилуют овраги и небольшие западины. На склонах южной экспозиции довольно часто встречаются куэстообразные выходы девонских песчаников.

Низкогорный рельеф с сухими широкими долинами и останцовыми сильно расчлененными возвышенностями развит на северо-западе района. Абсолютные высоты составляют здесь до 900—1200 м, относительные превышения достигают 200—300 м. Описываемый подтип характеризуется широкими долинами с пологими, задернованными склонами, выполненными аллювиальными и пролювиально-делювиальными отложениями. Эти долины распаханы и являются основными посевными площадями зерновых культур района.

Обычно здесь наблюдаются останцовые возвышенности с сильно расчлененными вершинами и пологими склонами, перекрытыми делювиальными шлейфами.

Главной дренажной системой является долина руч. Алу-Ажика, которая имеет корытообразный поперечный профиль с пологими склонами. Изредка наблюдаются террасированные участки долины; в составе рыхлых отложений террас значительную роль играют золотые пески. Часто встречаются глыбокие овражистые сухие долины временных водотоков, проре-

заложенные делювиальные шлейфы, отложения конусов выноса и аллювиальные отложения террас.

Плоские и мелкохолмистые поверхности равнин и долин, сложенные аллювиальными отложениями, развиты по крупным рекам—Сое, Шурмаку и Бурену. Наиболее значительна по площади равнина в нижнем течении р. Шурмака и по рекам Маматыку и Сое. Большая часть поверхности этой равнины представляет собой пойму рек Шурмака и Мажалыка. Также довольно значительна площадь, отвечающая I надпойменной террасе, высотой 2—3 м. Менее широко развиты II надпойменная терраса, высота которой составляет около 10—12 м и III терраса, высотой около 20 м.

Более высокие террасы встречаются эпизодически, они являются по большей части покольными.

Среди равнинной поверхности местами поднимаются останцы: г. Овалыдей у пос. Балгазин, г. Мажалык у западной границы района и т. д.

Наклонные поверхности в долинах и котловинах образованы делювиально-пролювиальными отложениями. Этот подтип аккумулятивного рельефа развит в окраинных частях Центрально-Тувинской котловины, окаймляющей с севера хр. Восточный Танну-Ола.

Отложения конусов выноса сливаются друг с другом, образуя обширную пролювиальную террасу, наклон которой постепенно уменьшается по направлению от крутых скалистых склонов к котловине. Угол наклона у подножья хребта достигает 5—7°, а в месте сочленения с аллювиальной равниной не превышает 1—2°. Изредка на поверхности пролювиальной террасы наблюдаются небольшие холмы с выходами коренных пород. Конусы выноса образуются у выхода горных потоков из скалистых ущелий. В пределах пролювиальной террасы водотоки несут, русла ручьев распадаются на ряд сухих проток.

Массивы и отдельные гряды золотых отложений на водоразделах и в долинах. Этот подтип рельефа развит на северо-западе на восточной окраине Центрально-Тувинской котловины. Характерными формами рельефа здесь являются песчаные дюны, которые можно подразделить на закрепленные (боровые) и незакрепленные (перезаваемые).

Боровые (закрепленные) пески характеризуются хорошо сохранившимся дюнным строением с относительной высотой 20—30 м и протяженностью дюн до 150—200 м. Основные леса сохранили пески от дальнейшего их перезаева.

Незакрепленные пески часто имеют строение кольцевых дюн, которые образуются в результате выдувания центральных частей дюн. Гряды золотых песков вытянуты в северо-западном направлении. И. С. Гудилгин и А. Л. Додин [3] считают, что большая часть песков образовалась в результате разевавания северо-западными ветрами аллювиальных отложений р. Улуг-

хем (р. Енисей, ниже слияния рек Мал. и Бол. Енисей). Небольшие песчаные гряды запад-северо-западного простирания наблюдаются в северо-западной части района, где они выражены узкими, довольно распыляемыми, террасированными площадками.

История развития рельефа. По И. С. Гудилгину [3], к началу неогена в результате продолжительной комплексной денудации на юго-востоке Тувы и в прилегающих районах образовалась пологая выровненная поверхность. Эта поверхность не была совершенно плоской, а характеризовалась полого-холмистым рельефом с относительными превышениями порядка 200—300 м. Она сохранилась в гольцовой зоне хр. Восточный Танну-Ола.

В неогене происходили интенсивные глыбовые движения, в результате которых различные блоки были подняты на разную высоту. Наиболее высокоподнятые блоки оказались в условиях субполярного климата. Сформировавшаяся при этом вечная мерзлота обусловила появление в гольцовых зонах специфических форм рельефа морозного выветривания. В неогеновый период в депрессиях по южному склону хр. Восточный Танну-Ола формировались корrelativeные (по отношению к поднятиям хребта) обломочные отложения [22ф].

В самом начале четвертичного периода вновь произошли интенсивные подвиги, обусловившие новые поднятия хребтов и образование пологих складок в плиоценовых отложениях, известных к западу от описанного района [12]. Возникший в связи с нижеперечисленными поднятиями новый эрозийный цикл привел к значительному обновлению эрозийного рельефа и накоплению новых толщ обломочных отложений в депрессиях. В дальнейшем, в четвертичное время, происходили менее интенсивные подвиги. Следствием этих движений и раздвигавших их периодов затухания движений явились формирование поверхностей и уступов комплекса высоких террас.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На геологическую карту нанесены все известные проявления полезных ископаемых, в том числе и те, которые не представляют практического значения, но имеют геохимический интерес. В настоящей главе описаны наиболее важные и лучше изученные проявления.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

Железорудные проявления района принадлежат двум генетическим типам: 1) магнетитовые руды метаморфенные (железистые кварциты) и 2) магнетитовые руды контактово-метасоматические (в скарнах).

Месторождение железистых кварцитов было обнаружено при разведочных работах в 1957 г. на правом берегу р. Хадьна (П-34)¹ в 10 км выше устья [23ф]. На месторождении имеется два пласта железистых кварцитов, приуроченных к верхней части чинчилгиской серии. Пласты дают выходы лишь на водоразделе между двумя правыми притоками р. Хадьна. На склонах они не обнажены. Пласты простираются в северо-западном направлении, круто падая к северо-востоку (угол 60—70°).

Железистые кварциты представляют собой тяжелые черные полоччатые углистые мелкозернистые сильно магнитные породы. Мощность нижнего пласта составляет 12—13 м, верхнего 2—3 м, мощность разделяющей их безрудной пачки около 50 м. Железистые кварциты состоят из магнетита, гематита, кварца, плагиоклаза, амфибола и пироксена. Магнетит образует мелкие (0,001—0,2 см) изометричные зерна полигональных очертаний. Рудные погосы по правильным плоскостям ограничиваются от нерудных, сложенных в основном кварцем. Амфибол представляет куммингтонитом, пироксен — гиперстеном. Текстура пород полоччатая: мощность рудных прослоев меняется от 3—5 мм до 15—20 см. Соотношение мощностей рудных и нерудных погос в среднем около единицы. По данным анализа единственной бороздовой пробы, отобранной по нижнему пласту на водоразделе правых притоков р. Хадьна, в составе железистых кварцитов присутствуют: H_2O —0,35%; SiO_2 —45,41; Al_2O_3 —0,87; Fe_2O_3 —14,47; FeO —29,24; TiO_2 —0,19; CaO —1,29; MgO —2,49; SO_3 —0,11; P_2O_5 —0,73; Σ щелочей—0,43; $Fe_{вал}$ —32,85%. По содержанию железа 32,85% эта проба, по-видимому, не представляет интереса, так как в одноклассных железистых кварцитах Мугурского месторождения (лист М-46-ХVIIII) железо, по результатам анализа нескольких соп проб, составляет не менее 35—37%. Нижний пласт прослежен поисковой магнитометрией на расстоянии около 1500 м. Верхний пласт не прослежен. Ориентировочные геологические запасы месторождения при глубине подсчета 100 м, составляют около 2,5 млн. т железа в рудах, содержащих 32,85% железа.

Железистые кварциты являются древними осадочными богатыми железом отложениями, в дальнейшем интенсивно метаморфизованными.

Железистые кварциты Мугурского месторождения, находясь по соседству с юга листе, характеризуются высоким содержанием германия. В отношении германия железистые кварциты района не изучались и, возможно, также представляют интерес.

¹ Ссылки на номер того или иного проявления (месторождения) по карте в отличие от ссылок на номер списка литературы снабжены буквой «П».

Проявления магнетитовых руд в скарных на площади листа довольно многочисленны. Наиболее крупным из них является Шамбалытское месторождение (П-2). Оно расположено на правом борту сухой долины Малого Шамбалыта, в ее верховьях [20ф]. Кривая напряженности магнитного поля (график А2) над месторождением имеет зубчатую форму, причем величина А2 достигает 2500 гали [19ф]. Зона повышенных значений, четко выделяющаяся серией пиков еще большей напряженности, вытянута в широтном направлении к востоку от месторождения на протяжении 3—4 км.

Месторождение приурочено к нижней части разреза куску-лукской толщи, в которой среди различных родовиков встречаются пласты и линзы мраморов и мраморизованных известняков, местами скарнированных. Мраморы и роговики имеют выдержанное широтное простирание и крутое падение к северу (70—80°). Мраморы, роговики и скарны часто перемежаются с рассланцованными диорит-порфиритами.

Среди скарных и скарнированных пород отмечены эпидотовые, гранатовые, гранато-магнетитовые полоччатые, гранато-пироксеновые с линзами массивных магнетитовых руд и другие разновидности.

На месторождении обнаруживаются определенная закономерность в распределении различных скарных и приуроченных к ним руд. Наиболее высокотемпературные гранато-пироксеновые и гранатовые скарны и массивные магнетитовые руды встречаются только на юге участка вблизи контакта с нижнепалеозойской интрузией. Севернее располагаются более низкотемпературные гранато-эпидотовые и эпидотовые скарны, скарнированные мраморы и своеобразные полоччатые руды.

На месторождении выделяются два типа руд: массивные мелкозернистые магнетитовые руды и полоччатые магнетитовые руды с вкрапленностью и полосками граната. Руды первого типа свежие, почти невыветрелые, состоят на 98—99% из магнетита и по своему качеству несомненно удовлетворяют современным кондициям. Руды второго типа (полоччатые) являются более бедными, частично, видимо, также удовлетворяют современным требованиям (они содержат около 60% магнетита).

Железные руды месторождения генетически, несомненно, связаны со скарнами, образующимися в зонах контакта нижнепалеозойских интрузий с кембрийскими карбонатными отложениями. Метасоматическое замещение скарных минералов магнетитом, наблюдавшееся как в полированных шпифах, так и при полевых наблюдениях, указывает на то, что процесс железорудного метасоматоза является наложенным. Первые полоччатые текстуры карбонатных пород обусловили образование полоччатых руд. Наложением железорудного метасоматоза на скарные породы обусловлена и преимущественная

приуроченность массивных руд к высокотемпературным скарнам, хотя магнетит в небольшом количестве присутствует и в низкотемпературных скарнах и в скарнированных породах.

Спектральные анализы скарнов показывали присутствие таких элементов, как медь, никель, кобальт, титан, ванадий, галлий, однако содержание всех их не превышает сотых долей процента, что вряд ли может иметь значение для оценки месторождения. Помимо магнетитовых руд, на месторождении отмечено медное оруденение. Оно проявляется главным образом в наличии примазок и корочек малахита в магнетитовых рудах, скарнах и вмещающих их породах. По-видимому, малахит образуется при гипергенных процессах за счет окисления медной вкрапленности медьсодержащих сульфидов в скарнах. Концентрация медных минералов и количество их, видимо, далеки от требований промышленности.

Массивные магнетитовые руды на участке месторождения образуют несколько (5—6) мелких линз мощностью 0,3—1,5 м и длиной до 2—5 м и одну более крупную линзу мощностью 5—7 м, прослеженную на 30—40 м. Подосчатые руды обнажены, кроме того, в виде 3—4 линз мощностью 2—5 м и длиной до 10 м.

Выявленные к настоящему времени рудные тела невелики по размерам и даже вместе взятые не представляют промышленного интереса. Однако, учитывая, что более крупные тела могут встретиться на глубине либо под четвертичными отложениями к югу и востоку от обнаженного участка, Шамбалытское месторождение в 1952 г. было рекомендовано А. В. Ильиным и В. М. Мордавым для проведения детальных магнитометрических работ [20ф]. Эти работы поставлены не были.

Более мелкие железорудные проявления скарного типа известны в нескольких пунктах. Во всех участках магнетитовые рудопрооявления связаны со скарнированием нижнекембрийских отложений, залегающих в виде ксенолитов среди различных интрузивных пород, преимущественно диоритов и габбро.

В верховьях левого притока руч. Алуг-Ажика (П-1) магнетит наблюдается в виде мелких линз, просечек и прожилков, мощностью 2—3 см, в гранатовых, гранато-эпидиотовых скарнах [20ф].

На левом берегу того же ручья (П-5) у контакта линзы мраморов с кварцевыми диоритами и диоритами наблюдались различные скарны с магнетитом. Магнетит отмечен в виде тонких просечек и мелких линзочек. В свалах встречены глыбы массивного магнетита до 20—30 см в поперечнике. Здесь же гранатовые скарны содержат примазки азурита и малахита в виде натечных форм инкрустаций [20ф].

К северу от с. Илвинка (П-10) сильно окисленные, пористые выделения магнетита наблюдались среди эпидиотовых скарнов, в небольшом ксенолите нижнекембрийских пород [20ф].

В присеезой части хр. Восточный Танну-Ола (П-30) среди амфиболовых сланцев, окварцованных по трещинам, наблюдались линзы мелкозернистого, массивного плотного магнетита, мощностью около 30 см и прослеженная на расстоянии до 20 м [20ф].

Цветные металлы

Медь

Рудопрооявления меди встречаются довольно часто. Большинство их также приурочено к скарнах, где они наблюдаются совместно с магнетитом. Медные минералы скарнов представлены мелкой и редкой вкрапленностью халькопирита. Чаще встречаются примазки и корочки карбонатов меди, лишь изредка достигающие 2—3 мм толщины; карбонаты меди выделяются также в виде тонких примазок и инкрустаций.

На месторождении долины Мал. Шамбалыта (П-2) медная минерализация, по всей видимости, близка по времени к железной. На левобережье руч. Алуг-Ажик (П-5) медное оруденение, связанное с окварцеванием скарнов, является более поздним, чем железное.

На левобережье р. Шурмака (П-28), в среднем течении, в зоне разлома наблюдались полотадакошья зона миконитизированных гранитидов мощностью 5—7 м, длиной несколько десятков метров, изредка содержащих тонкие примазки по трещинкам малахита и азурита [20ф].

Проявления меди колчеданного (?) типа отмечены в нескольких участках на южном склоне хр. Восточный Танну-Ола (П-32, 33) среди измененных плагипорфиров, кварцевых порфиров и фельзитов таннуольской толщи нижнего кембрия [20, 23ф]. Вмещающие эффузивы сильно серпигитизированы и окварцованы. Они содержат тонкую, реже более крупную вкрапленность дигрита. В небольшом количестве присутствует халькопирит. Эффузивы с сульфидной вкрапленностью встречаются довольно часто. Общее содержание сульфидов достигает нескольких процентов. Спектральным анализом установлено, что среднее содержание меди по нескольким пробам составляет 0,01—0,02%, цинка 0,01—0,02%, свинца, серебра, кобальта, никеля менее 0,003%. Генетическая сторона описанных проявлений недостаточно выяснена, они слабо изучены в отношении состава и размеров, вследствие чего оценка их неясна.

Никель-кобальтовые

В одном из рудопрооявлений сульфидов спектральным анализом обнаружено присутствие никеля и кобальта. Это проявление находится на водоразделе хр. Восточный Танну-Ола (П-31) и приурочено к гнейсовидным амфиболизированным

габброидным и габбро-диоритовым породам тангульского комплекса. Вкрапленность сульфидов встречается в интрузивных породах и реже в породах кровли — кембрийских амфиболовых и амфиболовых ороговикованных сланцах [20ф].

Интрузивные породы — габбро и габбро-диориты, довольно сильно изменены. Сульфидная вкрапленность наблюдается в виде мелких неравномерно рассеянных выделений величиной до 1—2,5 мм и в виде более крупных линзообразных скоплений длиной до 2—5 см, ориентированных согласно пнейсовидности. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, пирротином.

Присутствие никеля и кобальта в породах составляет по данным спектрального анализа не более сотых и тысячных долей процента. Скорее всего оно связано с тем, что эти элементы имеются в виде изоморфных примесей в тирите и пирротине, а возможно, и в других рудных минералах, которые не были обнаружены. Площадь распространения вкрапленных руд составляет не менее 5—6 км².

Генетически описываемые рудопроявления, видимо, близки к типу собственно магматических медно-никелевых месторождений в основных породах и представляют интерес для дальнейшего изучения.

Благородные металлы

Редкие земли

Отмеченные на карте проявления редкоземельного оруденения установлены по данным минералогического анализа шпихов, промытых из протолочек.

Все проявления редких земель обнаружены в бассейне р. Бурена среди гранитов Бреневского массива. На правом берегу р. Бурена, в 10 км выше заимки Шагларик в шлихе из протолочки крупнозернистых биотитовых гранитов отмечен ортит в количестве приблизительно 0,001% и редкие знаки торита. У заимки Шагларик (П-24) и ниже ее по течению р. Бурена (П-23), а также в ряде других мест Бреневского массива в розоватых среднезернистых биотитовых гранитах встречены монацит в количестве около 0,005% и знаки ортита.

В среднем течении р. Бурена, у устья р. Бобуш-Ой (П-27) в серых среднезернистых биотитовых гранитах обнаружены редкие знаки оранжита, монацита, радиоактивного циркония. В этих же протолочках присутствуют редкие знаки шеддита и галенита. Монацит, пирротит, ортит и оранжит встречаются в шлихах из аллювиальных отложений р. Бурена и ее притоков. Повышенных концентраций этих минералов в аллювии не наблюдалось. Минералы редких земель, встречающиеся в шлихах из рыхлых отложений и протолочек, являются акцессориями в гранитах.

Тангал и ниобий

По данным В. В. Архангельской [16ф] в лейкократовых биотитовых розовых гранитах на левом берегу р. Сербика у устья р. Чедралика местами (П-35) содержится мелкая, но равномерная вкрапленность колумбита. Кристаллы колумбита имеют призматический габитус и достигают 1—2 мм по длинной оси. Содержание колумбита составляет до 10—12 г на 1 т породы. В колумбитоносных гранитах имеется более крупная вкрапленность флюорита. Эти граниты имеют, по В. В. Архангельской, несколько повышенную радиоактивность. Колумбит является, видимо, акцессорным минералом гранитов. Данные о размерах проявления отсутствуют. При редакционных работах район устья р. Чедралика был трижды посещен, но рудопроявление не найдено, что объясняется, скорее всего, его весьма скромными размерами.

Прочие неметаллические ископаемые

Асбест хризотилловый

В истоках руч. Баян-Коля на водоразделе с системой р. Бельбей в серпентинизированных дунитах встречены тонкие (1—2 мм) трожилки хризотил-асбеста (П-18). Известные к настоящему времени данные не позволяют считать это проявление практически интересным.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняки

Задежи известняков и мраморов сравнительно широко распространены в районе, особенно в юго-восточной его части. Добыча известняков для обжига на известь производится лишь в двух участках на правобережье р. Бурена, около пос. Ильинка (П-17, П-20). В обоих участках разрабатываются белые сахаровидные мелкозернистые мраморизованные известняки [16, 23ф].

Глины и суглинки

На площади листа М-46-ХII имеется несколько месторождений кирпичных глин. Одно из разрабатывающихся месторождений расположено в районе к северо-востоку от пос. Маймазына. Здесь несколькими карьерами глины вскрыты на глубине 1,5—2 м (П-13).

В стенках карьера видно, что ниже тонкого (0,1—0,2 м) почвенного слоя располагаются буровато-красные глины с очень редкой древесной и мелкими окатанными гальками. Эти глины являются основным объектом добычи, мощность их около 0,8 м. Ниже глины изобилуют гранитной древесной и галькой, так что

качество их снижается, и они извлекаются лишь в отдельных участках (карманах), содержащих более чистую глину. Вскрытая карьером мощность глин с древесной и галечкой не менее 1 м [20ф].

Глины месторождения несомненно высокого качества. Они пластичны, а после обжигта дают хорошей звонкий кирпич.

Площадь распространения глин составляет около 0,3 км², ориентировочные запасы исчисляются цифрой порядка 300—500 тысяч т.

В настоящее время глины используются только для производства кирпича местным заводом производительностью около 300 тысяч штук в год. Кирпич идет для нужд населения ближайших сел.

Прокхождение глин не вполне ясно. По-видимому, это перетолженные речными водами элювиальные образования.

Западнее с Ильинка на поверхности террасы высотой 3—5 м мелкими карьерами вскрываются глины (П-11), несомненно, аллювиального происхождения. Видимая мощность их до 1,5 м. Глины серого и буровато-серого цвета, слюдистые, слабо песчаные, пластичные во влажном состоянии. Они используются местным населением для производства необожженного кирпича—сырца. После обжигта дают хороший звонкий, но не прочный кирпич. Площадь распространения глин не более 0,2—0,3 км² [20ф].

В районе к северо-западу от пос. Маймазына (П-12) глины используются широким распространением. Они залегают в виде пласта с неровной нижней поверхностью на красноцветных верхнего девона и являются, по-видимому, элювиальными образованиями. В нижних частях глинистого покрова глины обогащены щебенкой песчаников и, видимо, непригодны для промышленных целей. Мощность более чистых глин в пониженных частях рельефа достигает 0,8—1,2 м [20ф].

Глины красно-бурого цвета, слегка песчаные, пластичные во влажном состоянии. По своему качеству они, видимо, близки к глинам соседнего, описанного выше, месторождения (П-13) и пригодны для производства строительного кирпича и гончарных изделий. Площадь распространения глин обширна, так что, несмотря на невыдержанную мощность, запасы их велики. В настоящее время они не разрабатываются.

Аллювиальные глины (П-7) левобережья долины р. Бурана в районе пос. Авытган обнажаются в обрыве II надпойменной террасы и имеют мощность до 1,5 м. Сверху они перекрыты серым делювиальным суглинком мощностью до 1 м. Глины также могут быть использованы для производства кирпича [16ф].

Месторождения суглинков известны в среднем течении р. Ишкендер (П-25), у подножья хр. Восточный Танну-Ола (П-29) и в ряде других мест [16ф, 20ф, 23ф]. Пор. Ишкендеру суглинки

залегают уступ террасы высотой до 25 м и распространены на значительной площади (до 1,5 км²). Мощность суглинков составляет не менее 5—6 м.

У подножья хр. Восточный Танну-Ола, в среднем течении р. Шурмака суглинки залегают террасу высотой до 45—50 м, которая прослежена на 50 м вниз по течению, при ширине ее 20—40 м. Мощность суглинков достигает здесь 5—8 м.

В обоях участках суглинков плотные, слежавшиеся, серого и буровато-серого цвета, обычно с хорошо выраженной вертикальной пористостью, местами содержат мелкие листочки светлой слюды. Сухая порода, в руке рассыпается в пыль, во влажном состоянии приобретает пластичность. Из-за отсутствия специальных лабораторных исследований суглинков можно лишь приблизительно судить о возможности их применения. По-видимому, они могут быть рекомендованы для производства строительного кирпича, а при добавлении более жирных глин могут быть использованы для производства черепицы и труб.

Песок строительный

Золотые пески изобилуют в северо-западной части района. Пески существенно кварцевые, желтовато-серые, мелко-тонкозернистые, слабо железистые. Характеризуются они весьма равномерной зернистостью и отсутствием глинистых частей [20ф].

Ниже приведены данные гранулометрического и минералогического анализа песков левобережья р. Сон, против устья р. Узун-Курагана (П-16).

Гранулометрический состав (по методу Сабанина):

Фракция (в мм)	Содержание (в %)
0,5—0,25	5,2
0,25—0,05	94,8
0,05—0,01	Следы

Минералогический состав песков. Фракция 0,25—0,05 мм:

1) кварц (90%) — бесцветные слегка окатанные зерна и молочно-белые полукатанные зерна слабейшей поверхностью, в очень редких случаях слегка ожелезненные; 2) кремнез (2,7%) ; 3) рутил (единичные знаки); 4) полевые шпаты (2,9%) — полукатанные пластинчатые обломки; 5) амф и бол (4,1%) — темно-зеленые, бурозеленые полукатанные и окатанные зерна; 6) магнетит (единичные знаки) — полукатанные зерна; 7) гранаты (единичные знаки) — угловатые обломки.

Фракция 0,5—0,25 состоит из тех же минералов, что и фракция 0,25—0,05¹.

¹ Анализ выполнен минералогом З. В. Кузнецовой.

Основным недостатком песков является их тонкозернистость (0,25—0,05 мм), что ограничивает возможные области их применения. Пески могут быть рекомендованы для производства строительных материалов и низкоосновного (темного) стекла, а также как формовочные пески для медного литья. Мощности песчаных отложений достигает 30—50 м, площадь распространения около 120—140 км². Запасы их практически неисчерпаемы. Месторождения легко доступны.

Кварцит

Залежи кварцитов имеются в северо-восточной части района, на левобережье р. Бельбея в верховьях. Они приурочены к нижней части разреза куксунгуской свиты. Залежи представлены серыми, желтоватыми и буроватыми мелко- и среднезернистыми слоистыми кварцитами. Петрографическим изучением установлено, что кварциты весьма «чистые» и состоят на 98—99% из кварца [23ф]. Они могут быть рекомендованы после соответствующего изучения для производства динаса. Запасы кварцитов в районе весьма велики.

Абразивное сырье

Проявления абразивного сырья представлены гранатовыми скарнами, которые часто встречаются в северо-западной части района. Наиболее часто эти проявления отмечаются в верховьях руч. Алу-Ажика (П-4). Они наблюдаются обычно в виде толос шириной до 15—20 м и длиной до нескольких сот метров [20ф]. Эти толосы слагаются буроватой мелко- и среднезернистой породой, состоящей почти из одного граната (андрагита). Абразивные свойства гранатовых скарнов района не изучены.

ИСТОЧНИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Единственный источник минеральных вод расположен в среднем течении руч. Аршана на правобережье (П-22). Этот источник описан, по данным В. В. Архангельской [16ф], в главе VI.

Некоторые полезные ископаемые отмечались лишь в шлихах и не были обнаружены в коренном залегании. К числу их относятся касситерит, киноварь и золото.

Касситерит встречается в единичных зернах, в трех шлихах по долине р. Шамбалыга. При повторном более детальном шлиховании положительных результатов получено не было [20ф]. Наиболее вероятно, что касситерит генетически связан с пегматойдными кварцево-толевошпатовыми жилами с гранатом, встречавшимися в бассейне р. Шамбалыг.

Киноварь обнаружена в единственном шлихе по долине р. Шурмак у южной границы района. Возможно, что появление

ее в шлихе связано с зоной разрывных нарушений, расположенных в бассейне верховьев р. Шурмака [20ф].

Золото встречено в количестве 1—2 знаков в нескольких шлихах по рекам Шурмаку, Бурену, а также в аллювию ручьев, стекающих с хр. Восточный Танну-Ола [20ф]. Коренные источники золота неизвестны.

В 1951 г. район был охвачен аэромагнитной съемкой масштаба 1:100 000 прибором Логачева. По данным Г. Г. Игнатьева, руководившего этими работами [19ф], наименьшая напряженность магнитного поля свойственна участкам распространения красноцветов верхнего девона (см. рис. 3). В Балгазинской мульдге напряженность магнитного поля изменяется в пределах от 100—200 до 500 галми, при преобладающем значении порядка 350 галми. Минимальные значения напряженности характерны для западной и юго-западной частей мульдвы. На графиках напряженности магнитного поля (кривых ΔZ) четко отбивается крутой склон хр. Восточный Танну-Ола, а также склон северного обрамления Балгазинской мульдвы. Отрицательные значения напряженности отвечают кислым породам нижнедевонской интрузивной комплекса. Наибольшие значения напряженности свойственны никнекембрийским эффузивным рассланцованным породам, а также диоритовым и габброидным разновидностям таннуольской интрузии. С этими образованиями, а также с типеробазитами, Г. Г. Игнатьев связывает большинство обнаруженных магнитных аномалий. Граниты и гранитпорфиры девонского комплекса создают магнитное поле столбчатейшее большинства небольших проявлений магнетитовых руд в скарнах на графиках кривых ΔZ не нашло своего отражения. Не наблюдалось аномальных явлений и в районе месторождения железистых кварцитов. Некоторые, более крупные проявления магнетитовых руд в скарнах, например Шамбалыгское, отражены появлением аномалий на графиках (см. выше).

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РЕКОМЕНДАЦИИ О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШИХ РАБОТ

Из железорудных проявлений, известных в районе, более перспективны метаморфогенные в докембрийских железистых кварцитах. Поиски этих проявлений следует ограничить участками развития верхней части чингилгской серии. В качестве одного из основных методов поисков проявлений можно рекомендовать наземную магнитометрию. Среди железистых кварцитов встречались небольшие залежи ботатых руд. Возможно, что такие залежи более крупных размеров могут быть обнаружены в дальнейшем при топиковых работах.

Наиболее крупные проявления железа в скарнах не велики по размерам и, судя по данным разведки Дурреновского место-

рождения, расположенного на смежном с запада листе, не представляют практического интереса. Тем не менее, учитывая весьма легкую доступность Шамбалыгского месторождения,

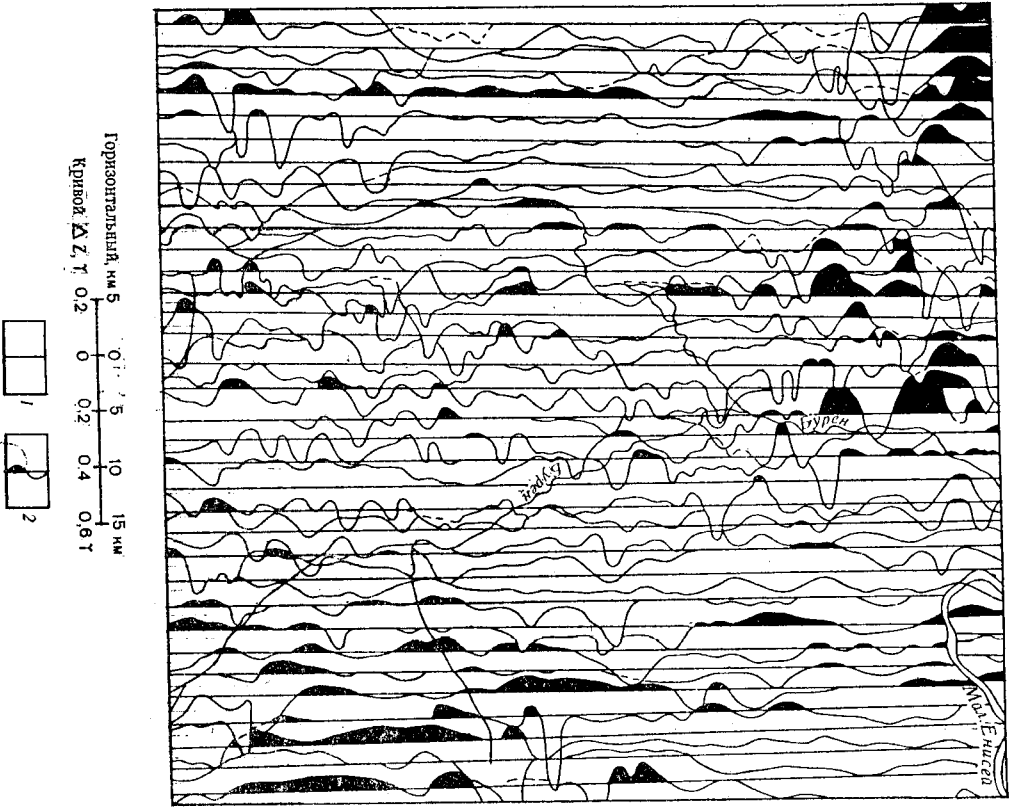


Рис. 3. Схема расположения аэромагнитов и кривые ΔZ (по Г. Г. Игнатову).
1 — аэромагниты (только четные); 2 — кривые ΔZ

непосредственную близость его к кокулюшимся углям Кызыль-ского бассейна, целесообразно проведение специальных работ в районе месторождения для прослеживания известных рудных

тел на восток и юг, а также для выяснения характера оруденения на глубину.

Проявление хризотил-асбеста, открытое в истоках р. Байн-Коля, само по себе не представляет практического интереса. Однако, учитывая, что в аналогичных условиях непосредственно к югу от площади листа имеется промышленное месторождение асбеста, этот факт приобретает большое значение. Он позволяет считать площадь развития кукулюгской толщи на правобережье р. Бурена, особенно в истоках р. Каин-Коля, перспективной на поиски асбестоносных массивов гипербазитов. На известных к настоящему времени массивах целесообразно провести поиски участков с асбестовым оруденением.

При оценке перспективности района на редкие земли, золото, касситерит и другие полезные ископаемые, которые могут быть выявлены при шиховом опробовании, необходимо учесть следующее. Наиболее благоприятной для проведения шихового опробования является южная часть района, где имеются постоянные водотоки и легко доступный рыхлый материал. В северной части района применение шихового метода затруднено либо из-за отсутствия водотоков (северо-запад), либо из-за того, что материал для опробования в большинстве случаев не обогащен (северо-восток). Вся площадь района была охвачена шиховым опробованием. Однако в силу указанных причин качество опробования и эффективность его различны для северной и южной частей района. Для северной части района отсутствие полезных компонентов не может расцениваться как неблагоприятный показатель при оценке перспектив.

Большая часть площади района не перспективна на россыпное золото. Исключением, возможно, являются аллювиальные отложения р. Шурмака и долин северо-запада района.

На поиски проявлений тантала, ниобия и редких земель перспективна крайняя юго-восточная часть площади листа М-46-ХII и смежные части соседних листов. Перспективной в этом районе представляется широтно ориентированная зона разрывных нарушений, разграничивающих область преимущественного развития докембрия наторы Сангилен и расположенную к северу область, занятую гранитоидными интрузиями. В этой зоне, на площади листа М-47-ХIII, известно крупное промышленное месторождение тантала, ниобия и редких земель (Улуг-Танзек) и несколько проявлений. В пределах этой зоны целесообразно провести специальные детальные поисковые работы. При подобных работах значительный эффект могут принести радиометрические исследования, так как большинство известных в Туве проявлений тантала—ниобия и редких земель сопровождаются повышенной радиоактивностью.

Северо-западная часть района перспективна на поиски месторождений глин.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

В районе выделяется два типа подземных вод—воды в рыхлых аллювиальных, делювиально-пролювиальных, элювиальных отложениях и в коренных породах (трещинные воды в гранитах и гластово-трещинные в осадочных и эффузивных породах). Вопросы химизма, точного дебита и режима подземных вод на площади листа не изучались. Помимо подземных вод, имеются поверхностные, представляющие в основном речными водами.

На площади листа М-46-ХII могут быть выделены три гидрогеологических района, отличающихся друг от друга по литологическому составу коренных и рыхлых отложений, геоморфологическим особенностям, климатическим условиям и т. п.

Первый, наименее обводненный район, охватывает северозапад площади листа и характеризуется сравнительно слабо расчлененным низкогорным рельефом и почти полной безлесьностью. Только в низовьях и средних частях некоторых долин наблюдаются заболоченные участки и реже поверхностные водотоки, что связано, очевидно, с близостью водоупорных горизонтов.

В средних частях долин местами имеются подрусловые аллювиальные потоки, вскрытые колодцами в ряде мест: у заимки Шамбалыт, в верховьях р.ч. Агуг-Ажика. Запасы вод незначительны, летом колодцы вычерпываются.

Выход трещинных вод известен в береговом врезе правого истока р.ч. Агуг-Ажика в виде источника, вытекающего из сильно трещиноватых дресвянистых гранодиоритов тангульско-го комплекса. Дебит источника 1,5—2 л/сек, температура 6°С [20ф]. С трещинными водами также связан источник в урочище Куран с дебитом 1—2 л/сек и колодец в верховьях пади Байн-Булар. Вода всех источников мягкая, прозрачная, приятная на вкус, вполне пригодная для питья и используется местным населением.

В Байгазинской мульдe, выполненной плотно цементированными обломочными породами ледона, перекрытыми в юго-западной части золотыми песками, по всей видимости имеются воды гластово-трещинного типа, но источников этих вод на изученной площади не обнаружено. Возможно, к ним следует отнести источник Курии (Хурэ) с дебитом несколько литров в секунду.

В наиболее обжитой части описываемого района, на левобережье р. Сои большое значение имеют аллювиальные воды в террасовых отложениях. Колодцы у пос. Маймазын и Петропавловка в 6—8-метровой террасе обычно на глубине 4—6 м достигают воды. Местное население использует ее для питья.

Второй район охватывает остальную большую часть площади листа, кроме гольцовых водоразделов. Этот район имеет

сильно расчлененный рельеф, таежную растительность, густую гидрографическую сеть.

В коренных породах, представляющих преимущественно гранитами, развиты трещинные воды.

В верховьях р.ч. Аршана наблюдается несколько источников трещинных вод с очень малым дебитом. Вода этих источников прозрачная, слабо минерализованная, имеет слегка кислородный вкус. Местными жителями она используется для лечебных целей [16ф].

В верховьях рек Чого-Су, Ишкедлера, у водораздела рек Чого-Су и Иртыша известен ряд источников, вытекающих непосредственно из трещин в эффузивах и в гранитах. Дебит их невелик—сотые и десятые доли л/сек. Вода мягкая, прозрачная, приятная на вкус. Режим трещинных вод непостоянен и всецело зависит от атмосферных осадков; во время дождей дебит их резко и быстро повышается [20ф].

Большое значение имеют аллювиальные воды, вскрытые колодцами на небольшой (2—4 м) глубине на террасах крупных рек (пос. Бурен—Бай—Хак, Бельбей). Водоносность этого горизонта значительна.

В ряде мест существуют подрусловые аллювиальные потоки в аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложениях, вскрываемые колодцами на глубине 1—2 м.

Для третьего гидрогеологического района, к которому относится гольцовая зона, характерны слабо расчлененные формы рельефа, вечная мерзлота, значительная обводненность. Водоупором для подземных вод рыхлых отложений является вечная мерзлота. Выходы надмерзлотных вод весьма многочисленны на гольцовой поверхности. Они обуславливают значительную заболоченность участков с вечной мерзлотой. Уровень подземных вод, связанных с мерзлотой, к концу лета постепенно понижается.

В истоках р. Сербик наблюдаются водоносные горизонты в моренных отложениях. Водоупором здесь служат глины и частично султунки морены. Многочисленные мелкие озера, встречающиеся в этом районе, являются несомненно водосборами поверхностных потоков и грунтовых вод, питающихся преимущественно за счет атмосферных осадков.

В настоящее время подземные воды в районе играют подчиненную роль в снабжении населения, по сравнению с поверхностными. Все крупные поселения располагаются вблизи рек и используют только легко доступные воды в аллювиальных отложениях. Для большей части площади—южной и восточной, вопросы водоснабжения не являются острыми, так как здесь развита густая гидрографическая сеть. В северо-западной части, по существу безводной (первый гидрогеологический район), напротив подземные воды имеют исключительно важное значение. Здесь используются воды всех, даже самых мел-

ких источников, часто дающих слегка засоленную жесткую воду. В дальнейшем несомненно большое значение должны приобрести воды делювиальных и аллювиальных отложений, преимущественно в верховьях долин, где они залегают на глубине порядка 10—15 м и могут быть вскрыты колодцами. Трещинные воды также, видимо, могут явиться источником водоснабжения.

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Благонравов В. А., Ильин А. В., Морадев В. М., Шенкман Я. Д., О. кн. Л. Н. Леонтьева «Краткий геологический очерк Тувы». Сов. геол., № 59. Госгеолтехиздат, 1957.
2. Волгодлин А. Г. Археологические и водородные кембрийских известняков Монголии и Тувы. Тр. Монгольской комиссии. Вып. 10, ч. I. Изд. АН СССР, 1940.
3. Гудилин И. С., Долгин А. Д., Нордста И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской Автономной области масштаба 1:500 000. Госгеолтехиздат, 1952.
4. Долгин А. Д., Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1951.
5. Иванова Т. Н., Полева Н. И. О возрасте интрузий сютхольского комплекса Тувы. Информ. сб. ВСГЕИ. № 4. Госгеолтехиздат, 1956.
6. Иванова Т. Н., Полева Н. И. О возрасте интрузий Танну-ольского комплекса (Тув. А. О.). Информ. сб. ВСГЕИ. № 3. Госгеолтехиздат, 1956.
7. Ильин А. В., Морадев В. М. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листов М-46-ХVIII, XXIV и объяснительная записка к ней. Госгеолтехиздат, 1957.
8. Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен. Сов. геол., № 4, 1958.
9. Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении. Докл. АН СССР, т. 65, № 1, 1949.
10. Левенко А. И. О докембрии юго-восточной Тувы (нагорье Сангилен). Докл. АН СССР, т. 65, № 2, 1949.
11. Леонтьев Л. Н., Ипатов М. М. О возрасте некоторых каledonских гранитов хр. Восточного Таннуола (Тува). Докл. АН СССР, т. 88, № 1, 1953.
12. Леонтьев Л. М. Краткий геологический очерк Тувы. Изд. АН СССР, 1956.
13. Покровская Н. В. Стратиграфическое значение архециат, Восток Азии. т. I. Изд. АН СССР, 1954.
14. Nausen. The Upper Jensei drainage Area. Helsingfors, 1927.

Фондовая

15. Агентов В. Б. и др. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа М-46-VI и объяснительная записка к ней, 1957. Фонды ВАГТ.

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
1	Архангельская В. В., Оннищенко В. А. и др.	Геологическое строение бассейнов рр. Бурен, Бельбей и левобережной части бассейна р. Сизим (восточная часть трапеции М-46-ХII)	1953	Москва, фонды ВАГТ
2	Ильин А. В., Моралев В. М.	Геологическое строение бассейнов рек Шурмак и Соя (западная часть трапеции М-46-ХII)	1953	Москва, фонды ВАГТ
3	Ильин А. В., Ильина Т. А.	Отчет по редакционно-увязочным работам 1957—1958 гг., проведенным при подготовке к изданию листа М-46-ХII геологической карты масштаба 1:200 000	1959	Москва, фонды ВАГТ

16. Архангельская В. В., Оннищенко В. А. Геологическое строение бассейнов рр. Бурен, Бельбей и левобережной части бассейна р. Сизим (Восточная часть трапеции М-46-ХII). 1953. Фонды ВАГТ.
17. Велостояцкий И. И., Архангельская В. В. Геологическое строение района верховий р. Каа-хем (М. Енисей) Тувинской автономной области. 1948. Фонды ВАГТ.
18. Данилевич А. М. Отчет тематической партии № 11 за 1954 г., 1955. Фонды ВСЕГЕИ.
19. Игнатьев Г. Г., Кудрявцев Г. А. Отчет о работах Тувинской аэрогеологической экспедиции за 1951 г. Резюме: опыт оперативно-производственных аэромангнитных работ в центральной и восточной частях Тувинской обл. 061. Рукопись. 1952. Фонды ВАГТ.
20. Ильин А. В., Моралев В. М. Геологическое строение бассейнов рек Шурмак и Соя (западная часть трапеции М-46-ХII). 1953. Фонды ВАГТ.
21. Ильин А. В., Моралев В. М. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейнов правобережья рр. Эрзин, Шурмак, Бурен (часть трапеции М-46-ХVII), 1954. Фонды ВАГТ.
22. Ильин А. В. Стратиграфия докембрийских отложений нагорья Сангилен и некоторые закономерности распространения железистых кварцитов. Диссерт. на соиск. уч. ст. канд. геол.-минер. наук. 1958. Фонды МГРИ.
23. Ильин А. В., Ильина Т. А. Отчет по редакционно-увязочным работам 1957—1958 гг., проведенным при подготовке к изданию листа М-46-ХII геологической карты масштаба 1:200 000. 1959. Фонды ВАГТ.
24. Потапов С. В., Оннищенко В. А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 листа М-47-VII и объяснительная записка к ней. 1958. Фонды ВАГТ.
25. Серпухов В. И., Коростин П. В. Геология и полезные ископаемые южного склона хр. Восточного Таннуола и западной части нагорья Сангилена. (Отчет поисково-съемочной партии № 38, 39 за 1950 г.), 1950. ГУГФ.
26. Шенкман Я. Д., Вайнтроп Н. Д. и др. Отчет тематической партии № 9 (по изучению некоторых гранитоидных комплексов Восточной Тувы) за 1955 г. 1957. Фонды ВАГТ.

Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-46-ХII карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки по карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку	Примечание
17	II—3	Руч. Баян-Коль у с. Ильинка. Известняки	Эксплуатируется	К	1; 3	
20	II—3	р. Бурен, у села Ильинка. Известняки	То же	К	1; 3	
11	II—2	р. Соя у с. Ильинка. Глины кирпичные	„ „		2	
13	II—2	р. Соя у пос. Маймазын. Глины кирпичные	„ „		2	
15	II—2	р. Соя ниже с. Владимировка. Песок строительный	Не эксплуатируется		2	
16	II—2	р. Соя, выше с. Владимировка. Песок строительный	То же		2	

Список непромышленных или неразведанных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе М-46-ХII карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки по карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку	Примечание
2	I—1	Шамбалыгское месторождение. Магнетитовые руды	Не эксплуатируется	К	2	
34	IV—3	Правобережье реки Хадын. Магнетитовые руды	То же	К	3	
7	I—3	р. Бурен, у устья р. Биче-Ажика. Глины кирпичные	„ „		1	
12	II—2	Левобережье р. Сои к северо-западу от пос. Маймазын. Глины кирпичные	„ „		2	
9	I—4	р. Бельбей в нижнем течении. Суглинки	„ „		3	
25	III—2	р. Ишкендер, в среднем течении. Суглинки	„ „		2	
29	IV—1	Левобережье р. Шурмак в среднем течении. Суглинки	„ „		2	
19	II—3	Левобережье р. Бельбей в среднем течении. Кварцит	„ „	К	3	
21	II—3	р. Бельбей, водораздел руч. Ильняц и Арсканатыр. Кварцит	„ „	К	1; 3	
4	I—1	Горы Саргалыг-тайга. Абразивное сырье (гранатовые скарны)	„ „	К	2	

Список проявлений полезных ископаемых, показанных на листе М-46-ХII карты полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
1	I—1	2,5 км к юго-востоку от г. Соя-Нур. Магнетитовые руды	Гранатовые и гранато-эпидотовые скарны с магнетитом в виде просечек и тонких прожилков (мощность 2—3 см). Ширина скарновой полосы 15—20 м. Наблюдаются примазки азурита и малахит в виде натечных форм и инкрустаций.	2	
5	I—2	Среднее течение р. Алуг-Ажик. Магнетитовые руды	Гранатовые, эпидот-гранат-пироксеновые и кварцево-гранат-эпидотовые скарны с магнетитом, а также с малахитом, выделяющимся в виде натечков и инкрустаций и мелких кристаллов халькопирита.	2	
6	I—2	Северо-восточнее г. Тавалген. Магнетитовые руды	Магнетит в гранатовых скарнах. Зона прослежена на несколько десятков метров, при мощности не менее 5 м	Устное сообщение геолога Горной экспедиции А. Г. Кузнецова	
10	II—2	Руч. Шевелиг. Магнетитовые руды	Полоса сильно выветрелых, пористых эпидот-магнетитовых скарнов	2	
30	IV—1	Хребет Восточный Танну-Ола, в истоках р. Ужарлыг-хем. Магнетитовые руды.	Линза мелкозернистого, массивного плотного магнетита мощностью около 30 см, прослеженная на расстояние около 20 м	2	
3	I—1	Северный склон г. Сыргалык-тайга. Медь	Жильный кварц с мельчайшими выделениями халькопирита и налетами малахита	2	
8	I—3	Водораздел руч. Баян-Коля и Кара-Суг. Медь	Скарнированная порода с обильными примазками малахита и азурита.	3	
14	II—2	р. Соя, у села Маймазын. Медь	Скарны гранатовые и гранато-эпидотовые с халькопиритом, магнетитом и азуритом	3	
28	IV—1	Среднее течение р. Шурмак, левый берег. Медь	Зона катаклазированных и минерализованных гранитов мощностью около 7 м с примазками малахита и азурита	2	
32	IV—1	Хребет Восточный Танну-Ола, в истоках р. Ужарлыг-хем. Медь	Измененная эффузивная порода кислого состава с обильной вкрапленностью сульфидов (пирит, реже халькопирит)	3	
33	IV—1	Истоки р. Ужарлыг-хем. Медь	Измененная эффузивная порода кислого состава с обильной вкрапленностью сульфидов (пирит, реже пирротин)	2; 3	
31	IV—1	Хребет Восточный Танну-Ола. Никель-кобальтовые	Вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина в гнейсовидных габбро и габбро-диоритах. Площадь распространения пород с вкрапленными сульфидами до 6—7 км ²	2	
23	II—3	Среднее течение р. Бурен, у займки Шагларик. Редкие земли	Редкие знаки монацита, ортита в биотитовых гранитах (по данным шлихов из протолок)	3	
24	II—3	Среднее течение р. Бурен, у займки Шагларик. Редкие земли	Биотитовые граниты с монацитом и флюоритом (по данным шлихов из протолок). Содержание монацита около 5% электромагнитной фракции	3	

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку	Примечание
26	III—2	К югу от пос. Владимировка. Редкие земли	Редкие знаки монацита в биотитовых гранитах (по данным шлихов из протолочек)	3	
27	III—4	Среднее течение р. Бурен, устье р. Бобуш-Ой. Редкие земли	Редкие знаки оранжита, монацита, радиоактивного циркона и галенита в сером биотитовом граните (по данным шлихов из протолочек)	3	
35	IV—4	Верховье р. Сербика. Тантал—ниобий	Щелочные граниты с флюоритом и мелкой равномерной вкрапленностью колумбита, содержание которого в среднем по данным минералогического анализа, колеблется в пределах 10—12 г/т	1	
18	II—3	Истоки руч. Баян-Коля. Хризотиловый асбест	Тонкие прожилки хризотилового асбеста в серпентините	3	
22	II—3	Руч. Аршан. Источники минеральных вод	Трещинный источник слабоуглекислых вод. Дебит непостоянный от 0,3 до 2 л/мин	1	

Введение	3
Стратиграфия	6
Протерозой	6
Палеозой	9
Кембрийская система	9
Девонская система	14
Четвертичная система	18
Интрузивные породы	22
Тектоника	33
Геоморфология	42
Полезные ископаемые	47
Подземные воды	60
Литература	63
Приложения	65

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.