

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

Экз. № 60

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Лист М-46-XIV (САГЛЫ)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители *В. В. Волков, Р. А. Зубаков,*
при участии *О. М. Гирфановой*
Редактор *А. Л. Додин*



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ЛИТЕРАТУРЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЕ НЕДР
МОСКВА 1959

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	7
Кембрийская система (Cm)	8
Нижний отдел	8
Ордовикская и силурийская системы	9
Девонская система (D)	10
Средний отдел	10
Верхний отдел	20
Каменноугольная система	25
Нижний отдел	25
Средний и верхний отделы (угленосные отложения)	30
Меловая и третичная системы	31
Четвертичная система	32
Интрузивные образования	33
Тектоника и краткий очерк истории геологического развития	36
Геоморфология	42
Полезные ископаемые	46
Подземные воды	51
Приложения	53
Литература	55

ВВЕДЕНИЕ

Исследованная территория административно расположена в Овюрском и Дзун-Хемчикском районах Тувинской автономной области. Географические координаты: $91^{\circ}00'$ и $91^{\circ}41'$ восточной долготы, $50^{\circ}25'$ и $50^{\circ}40'$ северной широты. Большая часть площади листа приходится на зарубежную территорию и только 1075 км^2 на территорию Советского Союза, описание которой и дается ниже.

Краткая географическая характеристика. Географически район располагается в пределах западной части хр. Западный Танну-Ола. Это высокогорный район с абсолютными высотами $2500\text{—}3000 \text{ м}$. Рельеф района имеет сложное строение. В пределах хребта он характеризуется значительной расчлененностью (диапазон относительных превышений $500\text{—}1200 \text{ м}$), глубоко врезанной речной сетью, частой сменой морфологического облика. Наряду с горным рельефом имеются участки аккумулятивного пологосклонного равнинного рельефа, приуроченного к днищам Чазадырской и Саглинской впадин, ограничивающих с севера и юга часть хребта.

Основные речные артерии района — Саглы-Хем, Чазадыр, располагающиеся в пределах тектонических впадин аналогичного названия, а также р. Боршин-Гол имеют широкие хорошо разработанные ящикообразные или пологосклонные долины. Им свойствен постоянный водоток и сравнительно быстрое течение. Для притоков этих рек характерны, как правило, глубокие крутосклонные V-образные или ущельеобразные долины с бурным водотоком. В засушливое время года некоторые из них пересыхают.

Климат района резко континентальный. Годовая амплитуда температур (по данным 1956 г.) достигает 83° (летний максимум $+35^{\circ}$, зимний минимум -48°). Средняя годовая температура $-5,4^{\circ}$. Годовая сумма осадков 180 мм .

Растительность на большей части изученной территории отсутствует. Небольшие лесные массивы представлены в основном хвойными породами. Животный мир беден.

Обнаженность на большей части территории хорошая и удовлетворительная за исключением Чазадырской и Саглинской впадин. Население района очень немногочисленно.

Геологическая изученность. Геологическое изучение района началось с 1926 г. Академией наук СССР под руководством И. П. Рачковского. Результаты этих исследований сведены З. А. Лебедевой в ее работе «Основные черты геологии Тувы» [6]. В районе р. Саглы ею отмечается конгломерато-песчаная серия со значительными пачками более тонкозернистых песчаников, переслаивающихся с аргиллитами. Эти образования З. А. Лебедева относит к усть-уюкской формации¹ бейкемского комплекса. В более низких горизонтах разреза этого же комплекса обнаруживается переслаивание песчаников и конгломератов с потоками кварцевых порфиров и их туфов (отокшильская формация)².

С 1946 г., после присоединения Тувы к Советскому Союзу, начинается систематическая площадная геологическая съемка, приведшая к значительно более полному пониманию геологического строения Тувы и выявившая не одно месторождение полезных ископаемых. В 1946 г. территория листа покрывается геологической съемкой масштаба 1 : 500 000 (Тувинская экспедиция ВСЕГЕИ). П. М. Борковским выделяются толщи нерасчлененного верхнего палеозоя и карбона.

В 1951 г. описываемый район почти полностью охватывается съемкой в масштабе 1 : 200 000 Г. В. Грушевым и В. И. Серпуховым. Авторами на геологической карте показывается широкое поле развития среднего девона. Средний девон расчленен ими на фаунистически охарактеризованный эйфель (Д_{2е}), мгурскую (Д_{2б}) и таннуольскую (Д_{2в}) толщи. Мгурская толща, по современным представлениям, примерно соответствует живетскому ярусу, танноуольская толща охватывает верхний девон и нижний карбон. Из полезных ископаемых Г. В. Грушевым и В. И. Серпуховым указывается незначительное медное, медно-цинковое рудопоявление и амфибол-асбестовое проявление. Геологическая карта, составленная Г. В. Грушевым и В. И. Серпуховым, в достаточной мере устарела и, кроме того, не отвечает требованиям инструкции по составлению геологических карт масштаба 1 : 200 000.

В 1951 г. А. Л. Додиним, Г. А. Кудрявцевым, В. В. Архангельской (ВСЕГЕИ, ВАГТ) была опубликована сводная работа по геологии Тувы — геологическая карта Тувы масштаба 1 : 1 000 000 и объяснительная записка к ней. В этой работе произведено структурно-тектоническое районирование Тувы.

В 1953 г. Д. В. Вознесенский (ВСЕГЕИ) составил геологическую и металлогеническую карты для Центральной и Западной Тувы масштаба 1 : 500 000. Автор произвел структурно-фациальное и структурно-металлогеническое районирование Алтае-Тувинской депрессионной зоны.

¹ Соответствует живетскому ярусу.

² В современном представлении отвечает нижнему девону и эйфельскому ярусу.

Наиболее важные геологические работы на площади листа проводились в 1954 г. Поисково-съемочная партия (Горная экспедиция) под руководством Г. И. Ивановой закартировала в масштабе 1 : 200 000 описываемую территорию целиком до перевала из пос. Саглы в пос. Салчур (70% от площади листа). В пределах этой площади на южных склонах хр. Западный Танну-Ола Г. И. Ивановой проводились, кроме того, геологическая съемка и поиски масштаба 1 : 50 000. В результате указанных работ были составлены геологические карты соответствующих масштабов с выделением кембрийской системы, отложений силура, условного нижнего девона, среднего девона, расчлененного по фауне на ярусы, а последние на свиты, верхнего девона, угленосной перми и третичных пород. Впервые показаны эффузивные породы живетского возраста. Из полезных ископаемых вскрыты пласты каменного угля, известного ранее здесь только в выпышках.

В том же году к востоку от перевала в бассейне р. Боршин-Гол производились поисково-съемочные работы масштаба 1 : 50 000 под руководством В. В. Волкова. В результате работ этой партии впервые для южных склонов хр. Западный Танну-Ола были фаунистически доказаны отложения верхнего девона и нижнего карбона. Произведены большие сборы флоры, позволившие выделить в нижнем карбоне отложения визейского яруса. Одновременно с И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым была выделена из самых верхов нижнекаменноугольных отложений новая свита — моолдыхемская. Установлено наличие гидротермальной деятельности: рудной в верхнем девоне и в виде кварцевых и эпидотовых жилков в нижнем карбоне. Из полезных ископаемых отмечаются гематит и халькопирит, а в шлихах единичные знаки киновари.

В 1953—1954 гг. район посещался геологами тематических партий различных организаций: А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским (Горная экспедиция), И. М. Варенцовым и Н. И. Новожиловым (Институт нефти АН СССР), И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым (Главнефтегазоразведка). Наряду с выяснением вопросов нефтеносности, битуминозности и пр., этими геологами проводилось изучение стратиграфии и тектоники отложений девона и карбона. В результате поисково-съемочных и тематических работ Я. С. Зубрилыным, А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским при участии В. С. Мелещенко была выработана стратиграфическая схема для отложений девона и нижнего карбона. В своих основных чертах указанная схема совпадает с расчленением девонских и нижнекаменноугольных отложений, произведенным И. В. Кузнецовым и Н. Г. Поповым при участии М. И. Грайзера одновременно с указанными выше исследователями. Схема стратиграфии отложений, выработанная упомянутыми исследователями, была положена в основу унифицированной схемы стратиграфии девона и нижнего карбона Тувы и принята нами для описываемого района.

В основу геологической карты и карты полезных ископаемых листа М—46—XIV были положены карты, составленные Г. И. Ивановой и В. В. Волковым, в общем отвечающие требованиям инструкции по составлению геологических карт масштаба 1 : 200 000. Наши собственные полевые исследования в течение одного месяца 1955 г. позволили уточнить возраст одной из толщ, расчленить ее на свиты, исправить некоторые границы между отделами, более подробно расчленить одну из свит.

Объяснительная записка составлена В. В. Волковым и Р. А. Зубаковым при участии О. М. Гирфановой, которой написан раздел Подземные воды. В. В. Волковым написана история геологического исследования района, раздел Стратиграфия (за исключением средне-верхнекаменноугольных, меловых — третичных и четвертичных отложений), составлена геологическая карта. Остальные разделы записки и карта полезных ископаемых составлены Р. А. Зубаковым.

СТРАТИГРАФИЯ

Описываемый район располагается в пределах Западно-Тунуольского синклинория [4]. В строении района принимают участие отложения нижнего кембрия, ордовика — силура, среднего и верхнего девона, каменноугольные образования, меловые — третичные и четвертичные осадки.

Нижнекембрийские отложения развиты на небольшом участке и представлены метаморфизованными эффузивно-осадочными образованиями мощностью более 2000 м. Они трансгрессивно, с базальными конгломератами в основании, перекрываются песчаниками шемушдагской свиты (О—S) ? shm. Мощность шемушдагской свиты здесь более 1500 м. Шемушдагская свита отделена от более молодых отложений полем четвертичных отложений шириною в 4—5 км, вследствие чего взаимоотношение ее с более молодыми образованиями не ясно. Свита выше по разрезу сменяется среднедевонскими осадками. Девонские отложения на площади листа имеют наиболее широкое развитие.

Характерной особенностью разреза девонских образований является его ритмическое строение, выражающееся в чередовании мощных континентальных красноцветных толщ с менее мощными сероцветными лагуно-континентальными и морскими. Среднедевонские отложения, в отличие от верхнедевонских, характеризуются резким преобладанием тонкозернистых осадков, большим богатством и разнообразием фауны и флоры.

Девонские образования фациально достаточно изменчивы как по составу, так и по мощности.

Мощность отложений среднего девона достигает 3000 м, мощность верхнего девона составляет 2500—2700 м.

На верхнедевонских осадках залегают несогласно нижнекаменноугольные отложения. Последние представлены в низу разреза в общем красноцветными песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов и известняков с ихтиофауной. Песчаниковая пачка выше по разрезу резко сменяется пестроцветной песчаниково-алевролитовой. Для нижнекаменноугольных отложений характерно наличие в них пирокластического материала.

В отдельных тектонических клиньях встречаются средне-верхнекаменноугольные угленосные песчаниково-конгломератовые об-

разования. Наконец, на небольшой площади обнажаются конгломераты, возраст которых устанавливается условно от мела до третичного времени.

Четвертичные отложения разделены по возрасту и генетическим признакам на аллювиальные современные и верхнечетвертичные осадки и нерасчлененные делювиально-пролювиальные образования.

В настоящей работе осадочные образования расчленены в соответствии с унифицированной схемой стратиграфии девона и карбона, принятой для Тувинской впадины.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА (См)

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Метаморфическая эффузивно-осадочная толща (См₁)

Нижнекембрийские отложения являются самыми древними образованиями на территории листа. Они имеют незначительное распространение на правом склоне долины р. Саглы-хем вблизи государственной границы с Монгольской Народной Республикой. Нижнекембрийские породы образуют пологие положительные формы рельефа и плохо обнажены. Они трансгрессивно перекрываются песчаниково-конгломератовой толщей ордовика — силура.

Ввиду плохой обнаженности дать непрерывный стратиграфический разрез нижнего кембрия не представляется возможным. Поэтому мы ограничиваемся общим описанием пород, составляющих нижний кембрий, используя при этом материалы Г. В. Грушевого [15] и Г. И. Ивановой [18].

Нижнекембрийские отложения сложены в основном туфами, вулканическими брекчиями и окремненными сланцами. В подчиненном количестве присутствуют песчаники, мраморы, кварциты, конгломераты, роговики и эффузивы.

Туфы представляют собой темно-зеленые и темно-лиловые большей частью рассланцованные породы с витрокластической и литокластической псаммитовой структурой. Вулканические брекчии того же цвета, что и туфы и характеризуются наличием остроугольных обломков спилитовых порфиритов, сцементированных туфогенным материалом и гидроокислами железа. Мощность пачек вулканических брекчий достигает 150 м.

Микрокварциты и кремнистые сланцы слагают линзы до 200 м мощности и представляют собой розоватые, зеленые, темно-серые плотные породы с раковистым изломом. Обладают микрогранобластовой структурой и рассечены многочисленными тонкими жилками вторичного кварца. В свалах отмечаются крупные глыбы розовато-серых, серых мраморов, которые частью окварцованы и местами превращены в микрокварциты.

Песчаники слагают отдельные сравнительно маломощные пачки. Это плотные окварцованные породы темно-серо-зеленого цвета

олигомиктового состава. Эффузивные образования представлены порфиритами, диабазовыми порфиритами, миндалекаменными порфиритами. Основание видимого разреза сложено амфиболовыми сланцами, пронизанными многочисленными кварцевыми жилками. Характерно наличие марганцевистого эпидот-пьемонтита в лучистых и пластинчатых агрегатах.

Общая мощность нижнекембрийских отложений в районе более 2000 м.

Описываемые отложения по составу ближе всего сопоставляются с развитой в Туве шивелигской свитой (А. Л. Додин), охарактеризованной в самых верхах археоцнатами большеербинского комплекса и относимой к нижнему кембрию.

ОРДОВИКСКАЯ И СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Шемушдагская свита (О—S)?shm

Отложения шемушдагской свиты развиты на правом берегу р. Саглы-хем вдоль госграницы на площади в 25 км². Они слагают отдельные небольшие возвышенности или водоразделы. Обнажены довольно хорошо. Залегают на нижнекембрийских породах трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием. Верхний контакт отложений шемушдагской свиты закрыт четвертичными образованиями.

Отложения шемушдагской свиты сложены осадочным комплексом пород, представленным в основном зелено-серыми полимиктовыми или олигомиктовыми песчаниками, гравелитами, а также лиловыми и серыми кварцево-полевошпатовыми алевролитами. В основании толщи отмечается базальный конгломерат.

На правом борту долины р. Саглы-хем в 4 км от г. Бага-Даган-Дэль-Ула на восток нами составлен разрез нижней части шемушдагской свиты (снизу вверх):

1. Базальные конгломераты мелко- и крупногалечные серые с редкими прослоями серых полимиктовых, частью олигомиктовых песчаников, являющихся и заполняющим веществом для конгломератов. Галька хорошо окатана и состоит из микрокварцита, кварцевого порфира, кремня, метаморфических сланцев и измененных пород нижележащей толщи. Мощность 230 м.

2. Лиловые и зеленые кварцево-полевошпатовые, частью известковистые алевролиты параллельнослоистые с трещинами высыхания и межпластовой брекчией тех же алевролитов. Мощность 220 м.

3. Зеленовато-серые полимиктовые и кварцевые песчаники с единичными прослоями зеленых алевролитов. Мощность 310 м.

Общая мощность разреза 760 м. Мощность же всей шемушдагской свиты здесь более 1500 м. Не охарактеризованная послойным разрезом верхняя часть свиты сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями зеленых и лиловых

алевролитов. На площади листа отложения свиты фациально выдержаны.

Описываемые образования по литологическому составу и стратиграфическому положению уверенно сопоставляются с шемундагской свитой, возраст которой, по данным Е. В. Владимирской (1956), укладывается условно в промежуток ордовик — силур. Ближайшие выходы аналогичных отложений известны на соседнем к западу листе М—46—XIII в бассейне р. Барлык. Там они также с угловым несогласием залегают на нижнекембрийских отложениях, а перекрываются (?) осадками фаунистически охарактеризованной чергакской свиты Schr, образуя с последней в общем единую структуру [18].

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА (D)

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднедевонские отложения развиты в районе достаточно широко. Они распространены главным образом на западе и юго-востоке листа. На значительной площади среднедевонские образования обнажены очень плохо. Коренные обнажения скрыты под каменными морями. Хорошая обнаженность отмечается только на южном склоне хребта.

Нижний контакт среднедевонских пород скрыт под четвертичными отложениями. Верхний контакт с верхним девоном согласный.

По фауне, а также флоре и литологическим признакам среднедевонские образования расчленены на отложения эйфельского и живетского яруса. Взаимоотношение между отложениями этих ярусов большей частью тектоническое и только в одном случае между ними отмечается угловое несогласие.

Эйфельский ярус

Эйфельские отложения по фауне впервые в Туве были выделены М. В. Заниным (1947) на южном склоне хр. Западный Танну-Ола (р. Хам-Дыт).

В настоящее время эйфельские образования расчленены на две свиты: нижнюю саглинскую D_2sg и верхнюю таштылскую D_2tsch .

Саглинская свита (D_2sg)

Отложения саглинской свиты отмечаются главным образом на западе района. Они прослеживаются в виде неширокой полосы вдоль подножья южного склона хр. Западный Танну-Ола. Небольшие выходы свиты наблюдаются в нижнем течении р. Мугур, в междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол, на левом берегу р. Ихэ-Душин-Гол.

Саглинская свита, выделенная на площади листа А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским в 1953 г., имеет неполный разрез: нижняя часть ее срезана сбросом или скрыта под четвертичными отложениями. Свита сложена главным образом песчаниками, алевролитами, мергелями, а также гравелитами и конгломератами.

Песчаники имеют полимиктовый или олигомиктовый состав; они мелкозернистые сероцветные или красноватые с горизонтальной или косой слоистостью. Алевролиты и мергели серого, реже лилового цвета, нередко с трещинами высыхания и знаками ряби, часто тонкоплитчатые. Цемент алевролитов и мергелей известково-глинистый. Туффиты встречаются в виде маломощных прослоев зеленовато-серой плотной породы нередко с раковистым изломом. Гравелиты по составу и цвету не отличаются от песчаников. Конгломераты серые или лиловые мелко- и крупногалечные, сцементированные песчаниками.

Наиболее хорошо отложения саглинской свиты обнажены по р. Ихэ-Душин-Гол. По данным Г. И. Ивановой и Н. Н. Предтеченского [18], разрез здесь сложен песчаниками, алевролитами, туффитами, известняками и гравелитами. Песчаников в разрезе более 50%. Туффиты, известняки и гравелиты наблюдаются в виде маломощных (1—2 м) прослоев. Алевролиты же встречаются как в виде прослоев, так и в виде пачек, перемежающихся с пачками песчаников. Мощность пачек 10—30 м. Нижняя треть разреза сложена лиловыми и серыми песчаниками, остальная часть разреза — пачками лиловых, серых песчаников и алевролитов примерно равной мощности.

Мощность свиты здесь неполная, т. к. нижняя часть ее срезана разломом, и, по данным упомянутых авторов, а также И. В. Кузнецова и Н. Г. Попова [21], составляет 600 м.

Значительно хуже и менее полно саглинская свита обнажена на западе описываемой территории на правом берегу р. Теректек.

Здесь разрез сложен лиловыми и серыми песчаниками, алевролитами с прослоями черных известняков и серых мелкогалечных конгломератов. В песчаниках наблюдаются кольца Лизе-ганга. Конгломераты, мощность которых 3—5 м, слабо сцементированы серыми песчаниками. Мелкая галька (2—4 см) хорошо окатана и состоит из кремнистых пород, порфира и жильного кварца. Неполная мощность разреза 300 м (верхняя часть разреза срезана разломом, нижняя — закрыта четвертичными отложениями).

В тектонически сложном участке нижнего течения р. Мугур обнажается однообразная толща темно-красных песчаников с единичной мелкой галькой и пачкой темно-лиловых, серых крупногалечных конгломератов. Галька хорошо окатана и состоит преимущественно из зеленовато-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников, темно-зеленых порфиритов, а также красной кремнистой породы, черных микрокварцитов, белого

жильного кварца, нередко из зеленых хлоритовых сланцев, белого мрамора, рассланцованного хлоритизированного мелкогалечного конгломерата. Состав гальки явно указывает на образование ее за счет размыва древних главным образом кембрийских

СРЕДНИЙ ДЕВОН

ВЕРХНИЙ ДЕВОН

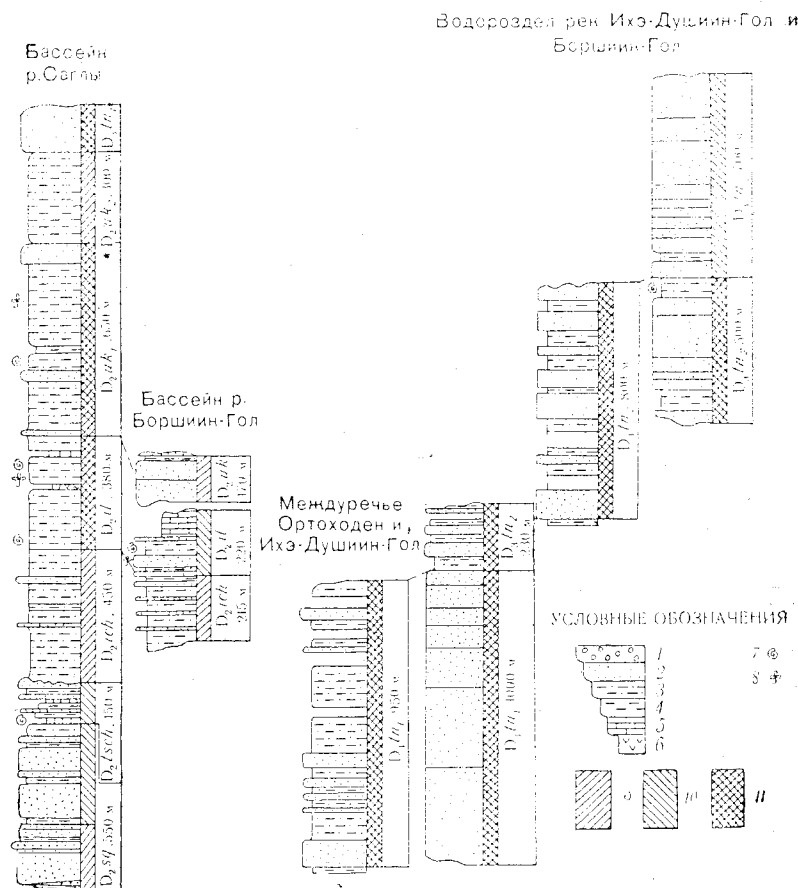


Рис. 1. Схема сопоставления разрезов отложений девона

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—алевролиты; 4—аргиллиты; 5—известняки; 6—эффузивные породы; 7—фауна; 8—флора; 9—красноцветная толща; 10—сероцветная толща; II—нестроцветная толща

толщ. Заполняющим веществом конгломерата является зеленовато-серый или темно-лиловый мелкозернистый песчаник. Мощность конгломератов 100—150 м. Мощность всей толщи не менее 500 м.

Сопоставляя описанные разрезы, можно сделать вывод, что красноцветная толща по р. Мугур является видимо нижней, от-

сутствующей в упомянутых разрезах частью саглинской свиты. Тогда общая мощность саглинской свиты должна быть значительно более 600 м.

Саглинскую свиту, развитую на площади листа, можно охарактеризовать следующим образом (рис. 1). Нижняя часть разреза сложена красноцветными косослоистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, верхняя часть представлена сероцветными алевролитами, мергелями, известняками и песчаниками. Для верхней части разреза характерна повышенная карбонатность, наличие туфогенных пород, отпечатков кристаллов галита и пирита, а также наличие знаков ряби и трещин высыхания. Приведенные признаки свидетельствуют о континентальных и лагунно-континентальных условиях осадконакопления.

Возраст саглинской свиты устанавливается как эйфельский на основании того, что она согласно перекрывается фаунистически охарактеризованной таштыпской свитой, относящейся к верхам эйфельского яруса. Некоторые геологи саглинскую свиту относят к нижнему девону. Граница между саглинской свитой и таштыпской проводится по подошве темно-серых органогенных известняков. Нижняя же граница свиты в пределах площади листа тектоническая.

Ближайшие выходы саглинской свиты на соседней площади известны в бассейнах рр. Улатай, Ю. Торгалыг и Кара-Суг. Верхняя часть отложений свиты по литологическим признакам с соседними разрезами сопоставляется достаточно хорошо. Нижняя же часть, в описываемом районе представленная красноцветными песчаниками и мощной пачкой конгломератов, находит себе аналоги только на р. Кара-Суг.

Таштыпская свита (D_2tsch)

Отложения таштыпской свиты на площади листа известны в виде мелких выходов на левобережье р. Ихэ-Душин-Гол, в междуречьи Ихэ-Душин-Гол и Ортоходен, на западе в междуречьи Теректек и Сайлы. Выходы ее приурочены к пониженным частям рельефа и плохо обнажены. Нижний контакт свиты согласный и проводится по подошве самого нижнего органогенного известняка, верхний контакт — по подошве красноцветных алевролитов ихэдушингольской свиты. Отложения таштыпской свиты местами имеют довольно сжатые складки.

Свита сложена темно-серыми известняками, серыми известковистыми песчаниками, алевролитами и мергелями (см. рис. 1).

Литологический состав таштыпской свиты очень характерен и выдержан по простирацию. Свита, представленная сероцветными морскими отложениями, легко узнается по своеобразным обычно темным плитчатым или массивным органогенным известнякам. В известняках нередко можно наблюдать характерные кольца Лизеганга. Известняки, мергели и алевролиты связаны

взаимопереходами в зависимости от количества карбонатов и структуры пород. Текстура пород массивная, реже слоистая. Цемент базальный карбонатный или глинисто-карбонатный. Песчаники мелкозернистые карбонатные и встречаются редко. Для известняков и вообще для всей свиты свойственно наличие пирита и гипса. Известняки могут быть хорошим маркирующим горизонтом. Сама таштыпская свита является опорной толщей (таштыпским горизонтом) для среднего девона межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области: по ней средний девон легко расчленяется на эйфельский и живетский ярусы.

Наиболее полный разрез таштыпской свиты известен на левом берегу долины р. Ихэ-Душин-Гол в 7 км выше устья. Разрез сложен органогенными известняками и алевролитами. По данным Г. И. Ивановой [18] мощность разреза около 90 м.

В других выходах таштыпской свиты, обнажающихся большей частью в тектонических клиньях, часто наблюдаются только известняки, нередко с фауной. Такие выходы в районе известны на левом берегу р. Ихэ-Душин-Гол вблизи родника Ходжирек-булак (в 3 км выше устья), на левом берегу р. Ортоходен (в 1,5 км выше устья) и на р. Теректе.

В описываемом районе в известняках рассматриваемых отложений, Г. И. Ивановой [18] собрана морская фауна брахиопод, кораллов и криноидей. Среди кораллов В. Н. Дубатовым определены следующие формы: *Thamnopora* ex gr. *reticulata* (Blainville), *Favosites* cf. *alpina* Hörn, *Coliapore* (?) sp., *Heliolites* cf. *vulgaris* Tchern, *Rugosa*.

По его заключению, этот комплекс фауны близок к верхне-эйфельскому комплексу табулят Минусинской котловины.

Ближайшие выходы свиты за пределами листа к западу в виде обособленных небольших тектонических клиньев известны в верховье р. Саглы, к северу — на р. Улуг-Чиргаки, к востоку — на реках Боршин-Гол и Хам-Дыт.

Живетский ярус

Отложения живетского яруса на южных склонах хр. Западного Танну-Ола впервые были выделены в 1952 г. А. И. Левенко и М. В. Протопоповой (1954) на основании собранной ими по правому склону долины р. Хам-Дыт фауны филлопод.

Отложения живетского яруса распространены на северо-западе площади листа и на южном склоне хребта Западного Танну-Ола. В западной части района живетские отложения слагают всю водораздельную плохо обнаженную часть хр. Западного Танну-Ола. Хорошая обнаженность наблюдается только по южному склону хребта.

Верхний контакт отложений живетского яруса с отложениями верхнего девона согласный. Граница с верхним девоном очень четкая и проводится по горизонту желтовато-серых песчаников,

которые сменяют лиловые алевролиты среднего девона. Нижний контакт отложений живетского яруса с эйфельскими большей частью тектонический. Стратиграфические взаимоотношения наблюдаются только на левом склоне долины р. Ихэ-Душин-Гол. Одни авторы (Н. Г. Попов и И. В. Кузнецов, 1955) усматривают здесь согласный контакт, другие (Г. И. Иванова, 1955) — отчетливое угловое несогласие, имеющее, возможно, местное значение, а третьи (И. М. Варенцов, 1955) только тектонический контакт. По нашему мнению, живетские отложения залегают на эйфельских с угловым несогласием, о чем подробнее будет сказано ниже.

По литологическим признакам и палеонтологическим остаткам живетские отложения расчленяются на три свиты (снизу): ихедушингольскую, илеморовскую и уюкскую.

Ихедушингольская свита (*D₂ich*)

Ихедушингольская свита распространена на левом склоне долины р. Ихэ-Душин-Гол, по левому склону долины р. Чазадыр и в виде отдельных небольших выходов она отмечается также вдоль подножья южного склона хр. Западный Танну-Ола.

Полный разрез ихедушингольской свиты известен на левом склоне долины р. Ихэ-Душин-Гол (откуда и произошло название свиты). Свита отличается однообразием литологического состава (см. рис. 1). Она сложена сверху лиловыми, внизу темно-красными массивными тонкоослоистыми алевролитами. В самых верхах свиты отмечаются слоистые алевролиты с трещинами высыхания и знаками ряби. Среди кластического материала в алевролитах наблюдаются зерна турмалина. Цемент глинисто-карбонатный или железистый. В нижней половине свиты встречаются единичные и маломощные (2—10 см) прослои светло-серых рыхлых загипсованных олигомиктовых песчаников. В основании свиты, по данным Г. И. Ивановой (1955) и нашим наблюдениям, залегает маломощный 15-см горизонт светло-серых известковистых песчаников с единичной кварцевой галькой. Песчаник перекрывает различные горизонты эйфельских отложений, что свидетельствует о несогласном залегании на них вышележащих живетских отложений. Описываемый контакт непосредственно по обнажениям прослеживается на 300—400 м. Далее на юго-восток наблюдаются только тектонические взаимоотношения. Мощность свиты нами принимается в 420—450 м.

Отложения ихедушингольской свиты, развитые на левом склоне долины р. Чазадыр, отличаются повышенной карбонатностью, частичным окремнением и появлением сероцветных алевролитов. Верхняя граница с илеморовской свитой в бассейне р. Чазадыр в поле прослеживается с трудом из-за плохой обнаженности, пологого залегания пород и сильно расчлененного рельефа, а также вследствие пестроцветного облика верхов ихе-

душингольской свиты в этом районе, что придает ей сходство с вышележащей свитой.

В ихедушингольской свите палеонтологические остатки редки. Известны лишь находки неруководящей ихтиофауны *Osteolepidae* sp. Нами окаменелостей в свите не встречено, но залегание ее между двумя хорошо фаунистически охарактеризованными свитами, таштыпской и илеморовской, дает возможность помещать свиту в низы живетского яруса.

Свита литологически очень характерна и легко узнается в поле. Хорошо сопоставляется с аналогичными отложениями, развитыми на соседних участках — в верховье р. Улуг-Чиргаки, на рр. Боршин-Гол, Улатай, Ю. Торгалыг и др.

Илеморовская свита (*D₂il*)

Отложения илеморовской свиты распространены вдоль подножия южного и северного склонов хр. Западный Танну-Ола. В пределах площади листа илеморовская свита имеет очень сходный литологический состав с уюкской свитой и нечеткую верхнюю границу с последней.

Илеморовская свита сложена зеленовато-серыми и лиловыми алевролитами. Сравнительно редко встречаются туффиты и линзы серых известняков. Еще реже наблюдаются эффузивные породы.

Алевролиты представляют собой плотную окремненную породу обычно параллельно- или косослоистую нередко со знаками ряби или трещинами высыхания. Достаточно часто в них встречаются кристаллы пирита. Цемент в алевролитах кремнисто-карбонатный. В лиловых алевролитах в виде отдельных скоплений отмечаются гидроокислы железа.

Туффиты и туфы характеризуются малой мощностью и отличаются темно-коричневым и серым цветом. Под микроскопом породы обнаруживают туфовую структуру вплоть до витрокластической. Кристаллокластические и литокристаллокластические туфы состоят из обломков фельзит-порфиров, порфиров, кристаллов кварца и полевых шпатов. Связующая масса имеет пепловую структуру и состоит из светлых осколков вулканического стекла с характерными остроугольными и дугообразными формами.

Эффузивные породы представлены лиловыми кварцевыми порфирами с флюидалной текстурой. Кварцевый порфир имеет микрофельзитовую структуру основной массы. Вкрапленники представлены кварцем и олигоклазом. Для пород свиты в целом характерны известковистость, окремненность, повышенное содержание фосфатов, а также наличие косой слоистости и знаков ряби.

Наиболее полный разрез илеморовской свиты наблюдается на левом склоне долины р. Ихэ-Душин-Гол к юго-юго-западу от перевала из пос. Саглы в пос. Салчур.

По данным Г. И. Ивановой, разрез сложен лиловыми и зеленовато-серыми алевролитами и туффитами косо- или параллельно-слоистыми нередко со знаками ряби, трещинами высыхания и межпластовой брекчией. В зеленовато-серых алевролитах встречаются пирит и растительные остатки. Мощность разреза 380 м.

Нижняя граница илеморовской свиты отчетлива и проводится по кровле красноцветной пачки алевролитов ихедушингольской свиты.

В районе составления разреза была собрана флора и фауна. В 1955 г. Я. С. Зубрилин в низах илеморовской свиты (в 40—50 м по мощности выше от нижней границы) собрал флору, по определению А. Р. Ананьева, принадлежащую к *Glyptophyton granulare* Krysh. В Минусинской котловине это новое растение известно из илеморовской свиты и, по заключению А. Р. Ананьева, вероятно указывает на верхнюю половину среднего девона. В том же районе в илеморовской свите или в низах уюкской свиты¹ И. М. Варенцовым и Н. И. Новожиловым в 1954 г. были собраны филоподы, среди которых, по определению Н. И. Новожилова, оказались *Pseudestheria fallax* Novoj., *P. plicata* (Lutk.), *P. pogrebovi* (Lutk.), *Loxomicroglypta impedita* (Novoj.). В том же разрезе, на 80—100 м выше по мощности ими же найдены формы *Asmussia membranacea* Pacht., *Glyptoasmussia zubrilini* Novoj. et Ig. Var. *g. serdobensis* Novoj. et Ig. Var. Указанная фауна характеризует живетский ярус².

При прослеживании илеморовской свиты на площади листа на запад и северо-запад характер ее изменяется в сторону повышения содержания в породах кремнистого и пирокластического материала. Появляются линзы брекчиевидных известняков. Окраска становится более однообразной, серой.

Разрез свиты, составленный нами в междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол в одном километре от устья р. Ортоходен, значительно отличается от приведенного выше. Разрез здесь сложен известковистыми зеленовато-серыми и лиловыми алевролитами, мергелями и известняками со знаками ряби и отпечатками кристаллов соли. Встречено два прослоя лиловых кварцевых порфиров с флюидалной текстурой. Мощность покровов 30 м. Непосредственно под эффузивами имеется прослой бурых туфоконгломератов и туфов мощностью в 0,5 м.

Мощность всего разреза не менее 500—600 м.

¹ Вследствие грубой привязки местонахождения окаменелостей по разрезу, литологического сходства илеморовской свиты с нижней частью уюкской свиты и нечеткости границы между ними мы не можем в данном случае фаунистически охарактеризовать свиты раздельно.

² По мнению И. М. Варенцова (1955) первый список фауны характерен для нижнеживетского подъяруса (улукемиевая зона), а второй — для верхнеживетского подъяруса (асмуссневая зона).

В описываемом разрезе Н. И. Новожиловым и И. М. Варенцовым собрана флора и литология в трех местонахождениях. В низах разреза в пачке зеленовато-серых, голубовато-серых известковистых алевролитов, по определению Н. И. Новожилова, найдены *Ctenaenigma tuvaense* Novoj. и неопределимая фауна *Conchostracae*. Во второй половине разреза, ближе к верхам его, в 14-м пачке темно-серых, голубовато-серых тонкослоистых мергелей и известняков были собраны и определены *Pseudestheria simplex* Novoj., *P. fallax* Novoj. (Lutk.), *Ulugkemia sajanensis* Novoj., *Cirripedia: Ctenaenigma tuvaense* Novoj. Приведенная фауна характеризует живетский ярус¹.

Наконец, в верхах описываемой толщи в пачке сероцветных песчаников и мергелей в известняках И. М. Варенцовым и Н. И. Новожиловым найдена фауна литоглих *Ulugkemia chini* Novoj., *U. sibirica* Novoj., *U. sajanensis* Novoj., *U. minusensis* Novoj., *Pseudestheria extrema* Novoj., *Asmusia* sp. nov. Совокупность приведенной фауны, а также флора характеризует живетский ярус. Однако по наличию эффузивов, отпечатков кристаллов соли, большого количества светло-серых мергелей в разрезе, по отсутствию окремненных алевролитов, описываемая толща ближе всего сопоставляется с саглинской свитой². Подобного разреза живетского яруса (в частности с эффузивами и туфами) в Центральной Туве мы не знаем.

Ближайшие выходы илеморовской свиты за пределами площади листа на южном склоне хр. Западный Танну-Ола известны на правом склоне долины р. Боршин-Гол (см. рис. 1), в бассейне р. Хам-Дыт. Здесь это сероцветные сильно известковистые алевро-пелитовые породы с черными битуминозными фосфорсодержащими известняками, т. е. резко отличные от описанных выше образований. На северном же склоне хр. Западный Танну-Ола к северо-востоку от площади листа отложения илеморовской свиты также окремнены, как и в бассейне р. Саглы, и являются литологически сходными образованиями. Мощность свиты в описываемом районе 400—500 м, достигающая за пределами листа до 900 м (р. Ула-тай).

Уюкская свита (D_{2uk})

Уюкская свита имеет наиболее широкое развитие среди отложений среднего девона. Она распространена там, где и илеморовская свита. По литологическим признакам свиту можно подразделить на две разновеликие по мощности подсвиты: нижнюю пестроцветную подсвиту D_{2uk_1} и верхнюю красноцветную подсвиту D_{2uk_2} .

¹ По мнению И. М. Варенцова (1955), фауна характерна для улугкемной зоны.

² Возможность залегания окаменелостей в тектонических клиньях исключается, т. к. мы имеем здесь нормальный стратиграфический разрез.

Нижняя пестроцветная подсвита уюкской свиты сложена кремнистыми алевролитами, аргиллитами, песчаниками, известняками и туфами серого, реже лилового цвета (см. рис. 1). Песчаники серые и желтовато-серые полимиктовые и олигомиктовые с глинисто-карбонатным цементом. Окремненные аргиллиты и алевролиты обычно пестроокрашенные с криптокристаллической структурой кремнистого цемента. Окремнение происходит за счет замещения карбонатного вещества кремнеземом (видимо в период диагенеза). Туффиты зеленовато-серые, буроватые с мелкими осколками вулканического стекла. Также как и для илеморовской свиты для нее характерно повышенное содержание фосфора и карбонатов, наличие знаков ряби, пирита и брекчиевидных известняков, а также пирокластического материала. Но в отличие от илеморовской свиты, нижеуюкская подсвита содержит песчаники (серые и желтовато-серые) и яшмовидные очень плотные аргиллиты мощностью до 20—30 м. Нижний контакт подсвиты с илеморовской свитой проводится по первому появлению косо-слоистых желтовато-серых и зеленовато-серых песчаников, верхний контакт с верхней подсвитой — по подошве пачки лиловых алевролитов, сменяющих пласт желтовато-серых песчаников. Вследствие большого литологического сходства илеморовской свиты и нижеуюкской подсвиты (в особенности на западе и северо-западе района), в условиях плохой обнаженности граница между ними проводится условно.

Мощность подсвиты в описываемом районе оценивается от 700 до 1000 м¹. О фациальной изменчивости подсвиты можно сказать то же самое, что и про илеморовскую свиту: на запад и северо-запад она принимает более однообразный состав, сероцветный, более окремненный.

Маркирующим горизонтом в подсвите в бассейнах рр. Ихэ-Душин-Гол и Ортоходен может служить горизонт светлых и темно-красных яшмовидных очень плотных аргиллитов, которые далее на запад к водоразделу видимо выклиниваются.

Подсвита в пределах листа достаточно хорошо охарактеризована палеонтологическими остатками.

На левом склоне долины р. Ихэ-Душин-Гол к юго-юго-западу от перевала из пос. Саглы в пос. Салчур флора и фауна собрана Н. Г. Поповым и И. В. Кузнецовым при составлении разреза. На 600-м по мощности от верхней границы ихэдушингольской свиты, т. е. в самых низах нижеуюкской подсвиты, встречается флора среднего девона. В самых верхах подсвиты на 1150-м по мощности от той же границы в тонком прослойке темно-зеленого алевролита собрана фауна филопод плохой

¹ Сероцветная песчаниково-мергельная толща, выделяемая И. М. Варенцовым и соответствующая, видимо, нашей нижеуюкской подсвите, имеет мощность 650—700 м. По данным Г. И. Ивановой и Н. Н. Предтеченского мощность подсвиты около 1000 м.

сохранности, среди которых, по определению Н. И. Новожилова, оказались *Ulugkemia sajanensis* Novoj., *Pseudestheria simplex* Novoj., характеризующие живетский ярус.

При прослеживании подсвиты на восток по южному склону хр. Западный Танну-Ола за пределами листа уже в бассейне р. Боршин-Гол нижнеуюкская подсвита значительно меняет литологический состав (см. рис. 1). Здесь это уже существенно красноцветная алевролит-песчаниковая толща, мощность которой вместе с верхнеуюкской подсвитой с 700—1000 м на р. Ортоходен сокращается до 400 м на р. Хам-Дыт, а затем вновь возрастает до 1000 м на рр. Улатай и Ю. Торгалыг¹.

Верхняя красноцветная подсвита уюкской свиты D_{2uk_2} . Верхняя подсвита уюкской свиты выделяется довольно легко. Нижняя граница проводится по кровле желтовато-серого песчаника, который перекрывается пачкой красно-бурых и лиловых алевролитов. Верхняя граница проводится по подошве желтовато-серых песчаников с детритусом.

Подсвита сложена темно-красными, лиловыми, реже зелено-серыми алевролитами, известковистыми алевролитами. Алевролиты часто параллельно- или косослоистые со знаками ряби на плоскостях напластования. Встречается межпластовая брекчия. Мощность подсвиты 300 м. Литологический состав ее по простиранию достаточно выдержан и сохраняется красноцветный характер. На левом склоне р. Ортоходен в подсвите встречены неопределимые растительные остатки. В лиловых алевролитах на плоскостях напластования обнаружено «лентовидное однократно разветвленное тело, по-видимому являющееся водорослью, не указывающей на возраст» (А. Р. Ананьев).

Описываемая подсвита хорошо выделяется и далеко прослеживается за пределами листа на северном склоне хр. Западный Танну-Ола, где она всюду подстилает серые песчаники таннуольской серии. Верхняя граница подсвиты здесь очень резкая.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Таннуольская серия (D_3tn)

Отложения верхнего девона занимают половину площади листа. Они слагают северо-восточную часть территории и водораздел хр. Западный Танну-Ола до верховья р. Ортоходен. Отложения верхнего девона достаточно хорошо обнажены на южных склонах хребта и плохо на водораздельной части его, образуя здесь курумы. Контакт верхнего девона со средним девоном согласный и большей частью четкий. Стратиграфический контакт с нижним карбоном на площади листа не ясен.

Отложения верхнего девона представлены ритмически переслаивающимися песчаниками, алевролитами, известняками (или

кремнистыми аргиллитами). Толща, образованная в основном в континентальных условиях, отличается резкой фациальной изменчивостью по простиранию: будучи на описываемой территории пестроцветной, в соседнем районе она становится сероцветной.

Мощность отложений верхнего девона оценивается нами в 2500—2700 м.

Отложения на площади листа охарактеризованы ихтиофауной верхнего девона. В Улугхемской впадине образования верхнего девона расчленены на франкий и условно фаменский ярусы, а ярусы в свою очередь на свиты (снизу): бегрединскую, кохайскую и джаргинскую. В Западно-Таннуольской впадине, в которую входит описываемый район, вследствие редкости нахождения палеонтологических остатков, плохой обнаженности и трудности сопоставления из-за фациального различия указанные выше свиты не выделяются. Поэтому в соответствии с унифицированной схемой стратиграфии для Западно-Таннуольской впадины, описываемые отложения отнесены к таннуольской серии; однако с известной долей условности по литологическим признакам, единичной находке ихтиофауны и флоры плохой сохранности, таннуольская серия нами расчленена на толщи и сделана попытка сопоставить эти толщи со свитами Улугхемской впадины. В таннуольской серии мы выделяем следующие три толщи (снизу): толщу существенно песчаниковую D_3tn_1 , пестроцветную толщу D_3tn_2 , толщу песчаников и конгломератов D_3tn_3 . Толщи имеют согласное взаимоотношение.

На основании сопоставления (насколько это возможно) и находки ихтиофауны толща существенно песчаниковая D_3tn_1 и пестроцветная D_3tn_2 отнесены условно к франскому ярусу, а толща песчаников и конгломератов D_3tn_3 условно к фаменскому ярусу.

Франкий ярус?

Существенно песчаниковая толща (D_3tn_1)

Отложения существенно песчаниковой толщи D_3tn_1 распространены на южном склоне хребта в верхнем течении рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол, а также на левом склоне долины р. Чазадыр. Толща обнажена плохо и только к северу от перевала из пос. Саглы в пос. Салчур она обнажена хорошо. Контакт с уюкской свитой четкий и проводится по подошве желтовато-серого песчаника с детритусом, верхний контакт с толщей D_3tn_2 проводится условно в том месте разреза, где начинают преобладать в виде мощных пачек алевролиты, находящиеся в ритмическом чередовании с песчаниками.

Описываемая толща сложена лиловыми, серыми и желтовато-серыми средне- и мелкозернистыми олигомиктовыми песчаниками, лиловыми и зеленовато-серыми алевролитами. Преобладают лиловые тона.

¹ По данным А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченского (1956).

В разрезе толща D_3tn_1 на водоразделе рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол отчетливо выделяются три приблизительно равные по мощности, но литологически различные части. Нижняя часть разреза — существенно песчаниковая, причем преобладают среднезернистые песчаники серой окраски; средняя часть — песчаниково-алевролитовая с преобладанием лиловых тонов; верхняя — существенно алевролитовая пестроцветная. Пестроцветность обусловлена ритмическим осадконакоплением, причем границы ритмов (в отличие от вышележащей толщи) нечеткие и ритмы часто неполные. Мощность ритмов порядка 50—80 м. Песчаники в этой части разреза мелкозернистые и имеют подчиненное значение. В общем плане от низов разреза кверху намечается последовательный переход от более грубозернистых пород к более мелкозернистым.

Мощность разреза около 1000 м.

При прослеживании толщи на восток в толще D_3tn_1 отчетливо намечается резкое преобладание песчаников над алевролитами (см. рис. 1). Ритмическое строение толщи затухивается. При прослеживании толщи на запад в составе ее появляются желтовато-серые мелкогалечные конгломераты с кварцевой галькой, «дырчатые» и брекчиевидные серые известняки. За пределами района на северо-восток литологический состав описываемой толщи резко меняется: она здесь (как и вообще весь верхний девон) представлена серыми мелко- и среднезернистыми олигомиктовыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов.

Палеонтологических остатков в описываемой толще нами не встречено. Отнесение этой толщи к верхнему девону основано на том, что она располагается между отложениями живетского яруса и толщей D_3tn_2 с верхнедевонской фауной.

Пестроцветная толща (D_3tn_2)

Отложения пестроцветной толщи D_3tn_2 распространены на водораздельной части хребта в верховье рр. Ортоходен, Ихэ-Душин-Гол, Восточный Таннуол-Гол, по р. Боршин-Гол. Толща хорошо обнажена только по левому и правому берегу р. Боршин-Гол и на перевале из пос. Саглы в пос. Салчур.

Пестроцветная (лилово-серая) толща имеет ритмическое строение. Она сложена песчаниками, алевролитами и известняками, образующими ритм. Ритмически построенные пачки сложены следующими породами (снизу)¹:

1. Желтовато-серые или серые мелко- и среднезернистые полимиктовые или олигомиктовые песчаники с массивной, реже слоистой текстурой. Кластический материал представлен плохо-

¹ Этими же породами, но в другом соотношении, сложены толщи D_3tn_1 и D_3tn_3 . Поэтому здесь дается более подробная характеристика типов пород, характеризующих таннуольскую серию в целом.

окатанными обломками кварца нередко ожелезненного, полевого шпата, иногда встречаются зерна барита и гематита, а также обломки эффузивов и микрокварцита. Значительные скопления обломков алевролитов образуют межпластовую брекчию. Для серых песчаников характерно наличие в них прослоев мелкогалечных конгломератов, галька которых хорошо окатана и состоит из белого жильного кварца. Часто встречается обохренная флора плохой сохранности.

2. Серые песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в лиловые мелкозернистые олигомиктовые песчаники. Заметно повышается карбонатность пород.

3. Лиловые, темно-красные или зеленые алевролиты обычно известковистые, нередко кавернозные массивные или тонко-слоистые.

4. Ритмически сложенные пачки заканчиваются зеленовато-серыми известняками или плотными ярко- или светлоокрашенными кремнистыми аргиллитами.

Известняки часто кавернозные брекчиевидные или «икряные»¹. Кремнистые аргиллиты имеют раковистый излом и состоят из микрокристаллических зерен кварца, иногда халцедона и незначительного количества карбонатов.

Ритм, как правило, неполный, из него выпадают те или иные из перечисленных выше пород. Мощность ритмически сложенных пачек измеряется от 10 до 20 м.

При прослеживании толщи по южному склону хребта на северо-восток в пределах листа в ней заметно увеличивается количество известняков и, возможно, возрастает роль алевролитов (левобережье р. Боршин-Гол). В толще достаточно часто встречается косая слоистость, знаки ряби, а в верховье р. Ихэ-Душин-Гол в темно-красных алевролитах наблюдались очень характерные отпечатки дождевых капель в виде углублений с приподнятыми краями.

Нижняя граница пестроцветной алевролитово-песчаниковой толщи D_3tn_2 с существенно песчаниковой толщей D_3tn_1 на геологической карте проводится условно, т. к. указанные толщи отличаются друг от друга только при рассмотрении их в целом. Условно нижнюю границу толщи D_3tn_2 мы проводим там, где над песчаниками начинают преобладать алевролиты и прослои последних приобретают значительную мощность.

Описываемая толща охарактеризована фауной и содержит много обохренной или окремненной флоры плохой сохранности. В 3,5 км ниже пос. Салчур по р. Боршин-Гол на левом берегу последней (в 700 м от русла) в 1954 г. геологом Г. П. Толмачевым (В. В. Волков, Г. П. Толмачев, 1955) в темно-лиловых мергелях мощностью в 3 м была собрана ихтиофауна. По определе-

¹ Известняки с мелкими (1—2 мм) черными кремнистыми образованиями сферической формы.

нию Д. В. Обручева, среди остатков панцирных рыб оказались следующие виды: *Bothriolepis cf. sibirica* Obg., *Megistolepis klementzi* Obg., характеризующие, по мнению Д. В. Обручева, франкий ярус. Указанная ихтиофауна в Туве известна пока только в кохайской свите. В Минусинской же впадине эти формы встречаются и в тубинской свите, относящейся, согласно стратиграфической схеме Н. А. Белякова и В. С. Мелешенко, уже к фаменскому ярусу.

Мощность пестроцветной толщи в описываемом районе варьирует в широких пределах от 700 до 1000 м¹. К северо-востоку за пределами района мощность ее видимо уменьшается и, по данным П. В. Коростина (1956) г., составляет 550—650 м. По литологическим признакам и по наличию ихтиофауны пестроцветная толща сопоставляется с кохайской свитой Улугхемской котловины.

Фаменский ярус?

Толща песчаников и конгломератов D_3tn_3

Отложения толщи песчаников и конгломератов D_3tn_3 развиты только на северо-востоке района в бассейне р. Харумнуг-Ой, по левому и правому склону долины р. Боршин-Гол. Наиболее хорошо толща обнажена по левому склону долины в районе г. Шарнут. Нижняя граница толщи проводится по горизонту мелкогалечных конгломератов или желтовато-серых песчаников.

Описываемая толща литологически достаточно однообразна и резко отличается от нижележащих толщ верхнего девона (см. рис. 1). Она сложена желтовато-серыми, серыми полимиктовыми или олигомиктовыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Галька конгломератов небольшого размера (1—3 см), хорошо окатана и представлена белым и розовым кварцем, кремнистыми породами, микрокварцитами, иногда кварцевыми порфирами, алевролитами. Галька сцементирована среднезернистым и крупнозернистым олигомиктовым песчаником. Местами в толще встречаются лиловые или зеленые алевролиты, лиловые песчаники и межпластовая брекчия. Ритмичности в осадконакоплении не наблюдается.

Мощность толщи более 700 м.

По простиранию описываемая толща значительно более устойчива, чем нижележащие толщи. Фациальная изменчивость ее выражается в появлении лиловых алевролитов или в изменении количества прослоев их. Маркирующими горизонтами могут служить прослои мелкогалечных конгломератов или кремнистых аргиллитов.

¹ Говоря о мощности пестроцветной толщи не следует забывать, что нижняя граница ее очень нечеткая.

Толща песчаников и конгломератов в большем количестве, чем пестроцветная содержит обохренный растительный детритус и кремненные стволы. В районе описанного ранее местонахождения панцирных рыб, в 100—150 м выше по разрезу, нами собрана флора. На крупнозернистом песчанике, по определению А. Р. Анапьева, имеются отпечатки очень плохо сохранившихся осей растений, которые лишь весьма приблизительно напоминают два растения верхнего девона: *Archaeopteris* (обр. 4227-а) и *Pseudocornia* (4227-а, 1274-б и др.). Кремневые стволы М. Ф. Нейбург относит к сборному роду *Dadoxylon* sp., встречающемуся в отложениях D_2-C .

Описываемая толща D_3tn_3 легко сопоставляется по литологическим признакам, цвету, наличию обохренной флоры и кремневых стволов с аналогичными толщами, развитыми в бассейне р. Хам-Дыт (Ю. Б. Евдокимов, 1954), Улатай, Чоза (П. В. Коростин, 1954). Мощность толщи здесь около 660 м.

По стратиграфическому положению, по литологическим особенностям (грубозернистость) описываемая толща сопоставляется с джаргинской свитой Центральной Тувы, где она охарактеризована археоптерисовой флорой.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на площади листа имеют незначительное распространение. По фауне, флоре и пыльце отложения расчленены на нижнекаменноугольные и средне-верхнекаменноугольные.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения развиты на северо-востоке листа на правом берегу р. Боршин-Гол. Здесь они достаточно хорошо обнажены и составляют ядро брахисинклинальной складки. Контакт с подстилающими породами большей частью тектонический.

Нижнекаменноугольные образования сложены лагунно-континентальными и континентальными отложениями часто с примесью пирокластического материала (рис. 2). Нижний карбон выделен на основании сборов ихтиофауны и флоры, произведенных нами совместно с Г. П. Толмачевым в 1954 г.

В соответствии с унифицированной схемой стратиграфии нижнего карбона для Тувинской впадины в описываемом районе мы выделяем четыре свиты:

суглугхемскую C_1sg , кызылчиринскую C_1kz , хербесскую C_1chr , байтагскую C_1bt .

Первые три свиты относятся к турнейскому ярусу, а последняя — к визейскому¹. Взаимоотношение между свитами согласное.

¹ На основании определения флоры и сопоставления свит Минусинской котловины с Кузбассом.

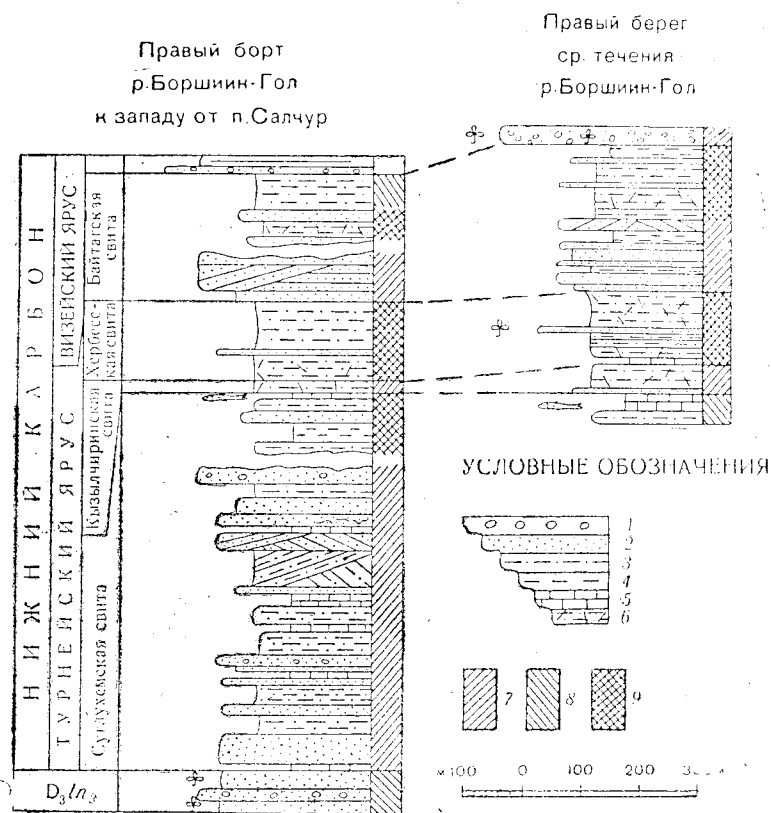


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижнего карбона в бассейне р. Боршин-Гол

1—конгломераты; 2—песчаники; 3—алевролиты; 4—аргиллиты; 5—известняки; 6—туфогенные породы; 7—красноцветная толща; 8—сероцветная толща; 9—пестроцветная толща

Турнейский ярус

Сулгугхемская свита (C_1sg)

Сулгугхемская свита является самой нижней свитой турнейского яруса. Она имеет тектонический или стратиграфический контакт с верхним девонem. Стратиграфическое взаимоотношение между отложениями верхнего девона и нижнего карбона в описываемом районе не ясно. За пределами же площади листа (в 10 км севернее описываемого участка) между отложениями этих отделов наблюдается отчетливое угловое несогласие. По-видимому несогласное взаимоотношение имеет место и на площади нашего листа. За нижнюю границу сулгугхемской свиты условно принят самый нижний серый или серовато-зеленый известняк,

подстилаемый серыми средне- или крупнозернистыми песчаниками с флорой.

Сулгугхемская свита сложена лиловыми и серыми полимиктовыми и олигомиктовыми разнозернистыми песчаниками, конгломератами, мергелями, аргиллитами и темно-серыми известняками. По литологическим особенностям свита еще во многом похожа на отложения верхнего девона. Однако в отличие от верхнего девона в сулгугхемской свите относительно большое значение приобретают известняки и алевропелитовые породы. Значительно повышается известковистость пород. Известняки образуют прослои мощностью до 4—8 м. Они характеризуются серым, темно-серым или темно-лиловым цветом. Известняки часто содержат кремнистые образования, примеси кварца и полевых шпатов, образуя в этих случаях постепенные переходы в известковые песчаники, известковые алевролиты или мергели. В темно-лиловых известняках отмечаются хлопья гидрогематита. Песчаники характеризуются полимиктовым или олигомиктовым составом с кремнисто-глинисто-карбонатным или железисто-карбонатным цементом серого или лилового цвета. Для всей свиты характерно наличие косої слоистости и трещин высыхания.

На правом склоне долины р. Боршин-Гол в 4 км к западу от пос. Салчур обнажается наилучший разрез сулгугхемской свиты.

Разрез начинается с серого песчанистого известняка мощностью 10 м, являющегося нижней границей свиты. Общий характер разреза — чередование песчаников мощностью от 4 до 47 м и алевролитов, которым подчинены известняки, конгломераты, аргиллиты и мергели. Аргиллиты тяготеют к нижней половине разреза, а мергели и конгломераты к верхней. Окраска пород средней части разреза лиловая, а низов и верхов — пестроцветная. Породы свиты характеризуются повышенным содержанием фосфатов и карбонатов. Разрез свиты заканчивается темно-серым известняком с ихтиофауной мощностью 8 м. По кровле этого известняка проводится верхняя граница сулгугхемской свиты. Мощность всего разреза около 600 м.

Возраст описываемых отложений устанавливается на основании сборов ихтиофауны, произведенных В. В. Волковым совместно с Г. П. Толмачевым в 1954 г. В описанном выше разрезе в самых верхних известняках Д. В. Обручевым определена фауна *Strepsodus* cf. *siberiacus* Chab., *Osteolepidae* (неопределимые до рода), *Rizodopsis* (?), *Palaeoniscidae* (неопределимые до рода) и отнесена им к нижнекаменноугольному возрасту¹.

¹ Возраст сулгугхемской свиты, параллелизирующей с быстринской свитой Минусинской котловины, является дискуссионным, т. к. свита содержит фауну смешанного состава, состоящую из верхнедевонских и нижнекаменноугольных форм. По решению межведомственного совещания по унификации стратиграфии Западной Сибири (1956 г.) быстринская свита отнесена к нижнему карбону.

Известняки с фауной рыб являются маркирующим горизонтом; они хорошо прослеживаются как в юго-западной части Тувинской котловины, по данным Ю. Б. Евдокимова и Г. Н. Лукашева, так и в центральной ее части, по данным Я. С. Зубрилина, В. В. Волкова и И. В. Кузнецова, а также в Минусинской котловине.

Региональное распространение маркирующего горизонта позволяет сопоставить разрез суглугхемской свиты описываемого района с разрезами центральной части Тувинской впадины. Из сопоставления следует, что:

1) суглугхемская свита в разрезах Центральной Тувы начинается с конгломератов, которые ложатся с разрывом на различные горизонты более древних отложений;

2) фациальная изменчивость свиты выражается в том, что в Центральной Туве значительным развитием пользуются мелкогалечные конгломераты;

3) мощность отложений свиты возрастает в сторону юго-запада Тувы от 360 до 600 м.

Кызылчиринская свита (C_1kz)

Кызылчиринская свита в нижнекаменноугольных отложениях выделяется далеко не повсеместно. Она часто выклинивается по простиранию. Мощность ее в Центральной Туве изменяется от 0 до 200 м. В описываемом районе на правом склоне долины р. Боршиин-Гол на известняках с ихтиофауной без видимых следов размыва залегает пласт лилового среднезернистого грубо-слоистого олигомиктового песчаника, относимого нами к кызылчиринской свите. Мощность пласта песчаника 6 м¹. Далее на северо-восток непосредственно за границей площади листа мощность свиты возрастает до 40 м и представлена она здесь серыми и лиловыми песчаниками и алевролитами. Выделение кызылчиринской свиты произведено весьма условно, т. к. границы ее очень неясные, литологические свойства свиты по простиранию меняются на коротком расстоянии.

В Центральной Туве кызылчиринская свита сложена (по данным И. В. Кузнецова, 1954) песчаниками и алевролитами преимущественно лилового цвета с примесью пирокластического материала, создающего крапчатую текстуру пород.

Хербесская свита (C_1chr)

Хербесская свита в описываемом районе не имеет четко выраженной нижней границы. Сложена в общем серыми алевролитами и песчаниками с примесью пирокластического материала, который обнаруживается в породе под микроскопом в виде образований серповидной формы, а макроскопически в виде крапа на

¹ Вследствие незначительной мощности на карте свита выделяется не в масштабе.

породе. Песчаники мелкозернистой структуры полимиктового состава с глинисто-кремнистым цементом. Алевролиты обладают тонкой слоистостью с базальным глинисто-кремнистым цементом. Нижняя граница свиты проводится по кровле лилового песчаника или алевролита. Верхняя граница более отчетлива и проводится по подошве пачки лиловых косослоистых песчаников, перекрывающих желтовато-серые песчаники.

Общая мощность свиты в среднем 115 м.

На соседнем листе М—46—VIII на правом склоне долины р. Боршиин-Гол вблизи северной границы описываемого листа (в 5 км от рамки) в средней части разреза нами (В. В. Волков, 1955) была собрана флора, по определению Г. П. Радченко, оказавшаяся cf. *Lepidodendropsis asiaticum* sp. nov. Эта форма известна в самохвальской свите Минусинской котловины.

В Центральной Туве, по данным Я. С. Зубрилина и И. В. Кузнецова, хербесская свита также содержит флору и сложена она здесь преимущественно мелкозернистыми тонкоплитчатыми слоистыми желтовато-серой и серой окраски песчаниками.

Визейский ярус

Байтагская свита (C_1bt)

Байтагская свита начинается лиловыми песчаниками с примесью туфогенного материала. В упомянутом выше разрезе на правом берегу р. Боршиин-Гол байтагская свита сложена лиловыми и серыми мелко- и крупнозернистыми олигомиктовыми песчаниками с глинисто-кремнистым или железистым цементом и алевролитами. Песчаники и алевролиты находятся примерно в равном количестве. Три четверти разреза сложено красноцветными породами и одна четверть (верхи разреза) — сероцветными. Для отложений характерно наличие в них пирокластического материала, придающего породам «крапчатую» текстуру. Характерна также грубая косая слоистость пород.

Мощность свиты до 270 м.

В Центральной Туве байтагская свита представлена пестроцветной толщей песчаников, алевролитов и аргиллитов, нередко с пятнистой окраской; мощность ее здесь порядка 200—300 м.

Байтагской свитой заканчивается разрез нижнекаменноугольных отложений, развитых на площади листа.

Визейский возраст байтагской свиты устанавливается на основании сопоставления ее с самохвальской свитой Минусинской котловины, относящейся к визейскому ярусу. Кроме того, в верхах разреза нижнего карбона, обнажающегося в верховье р. Боршиин-Гол (в 10 км на север от пос. Салчур), в актальской свите в 1954 г. нами была собрана флора. При повторном просмотре списка форм в 1956 г. Г. П. Радченко пришел к выводу, что этот комплекс флоры характеризует несомненно нижневизейский возраст отложений.

Средне-, верхнекаменноугольные отложения в виде небольших тектонических клиньев встречаются в юго-восточной части района в междуречье Ортохон — Ихэ-Душин-Гол и далее к востоку до государственной границы. Угленосные отложения, как правило, плохо обнажены.

С более древними эйфельскими отложениями угленосная толща находится в тектоническом контакте¹; взаимоотношение с более молодыми отложениями, представленными в исследованном районе меловыми — третичными, неясно, т. к. контакт их перекрыт делювиально-пролювиальным четвертичным покровом.

Угленосные отложения в основании разреза представлены крупногалечными светлыми желтовато-серыми конгломератами. Преобладающий размер гальки 8—12 см. Представлена она преимущественно белым жильным кварцем, разнообразными по окраскам кремнистыми породами и порфирами, реже осадочными породами. Видимая мощность конгломератов 20—30 м. Выше начинается чередование зеленовато-серых средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников и пепельно-серых, местами обохренных песчаников. Песчаники рыхлые с пелитовым цементом, иногда в них отмечается редкая галька кварца и кремнистых пород.

Для этой части разреза характерно наличие обугленного дегрита и окремненных стволов деревьев.

В верхней части разреза среди пепельно-серых песчаников, часто с флорой, появляются прослои грязно-зеленых алевролитов и гравелитов. Здесь же встречен один горизонт углей мощностью 0,6 м.

Общая мощность угленосных отложений 300—400 м.

В 1952 г. П. В. Коростиным из отложений описываемой толщи были взяты образцы для спорово-пыльцевого анализа. Е. Н. Андреева обнаружила в этих образцах следующие споры: *Zonotriletes psilopterus* Luber., *Zonotriletes rotatus* Luber., *Azonotriletes trichacanthus* Luber., *Azonotriletes microrugosus* Waltz., *Azonotriletes rubiginosus* Luber. Кроме того были выявлены обрывки водоросли *Pastillus cellulosus* Zalesky.

По мнению Е. М. Андреевой, угленосные отложения с данным комплексом спор можно с достаточным основанием параллелизовать с нижней частью балахонской свиты Кузбасса, а именно: с алыкаево-мазуровским горизонтом и онкажинской свитой Тувы. Поскольку возраст балахонской свиты принимается сейчас как средне-, верхнекаменноугольный, возраст описанной угленосной толщи можно также толковать как C_{2+3} .

¹ В Центральной Туве подобные отложения (онкажинская свита) залегают трансгрессивно на нижнекаменноугольных.

Меловые — третичные отложения в виде отдельного пятна размером в 15 км² развиты в крайней юго-восточной части изученной территории. Далее они прослеживаются на территории Монгольской Народной Республики. Рельеф на этих отложениях пологохолмистый относительно слаборасчлененный. Коренные обнажения имеются только в береговых обрывах р. Саглы вблизи устья р. Кусырлык.

Контакт меловых — третичных отложений с нижележащими породами скрыт под мощным делювиально-пролювиальным шлейфом. Однако резкое отличие литологических особенностей и элементов залегания относительно наиболее молодых средне-верхнекаменноугольных отложений, расположенных в непосредственной близости от меловых — третичных, позволяют с достаточной уверенностью говорить о трансгрессивном залегании последних на средне-, верхнекаменноугольных отложениях.

Меловые — третичные отложения имеют моноклиальное падение на СВ 30° под углом 30°.

Разрез вкострости простираения толщи совершенно однороден. Толща представлена коричневыми крупногалечными конгломератами, включающими значительное количество валунного материала. Как галька, так и валуны хорошо окатаны. Вещественный состав галек и валунов довольно разнообразен. Преобладает галька алевролита и аргиллита зеленых и реже лиловых тонов сильно окремненная; в меньшем количестве встречается галька окварцованного песчаника, кварцевого гравелита, жильного кварца, кремня и совсем в незначительном — галька гранита. Заполняющее вещество конгломерата представлено песком и гравием, цемент смешанный глинисто-железистый. Конгломерат относительно рыхлый. Мощность конгломератов велика. На участке вдоль р. Саглы был составлен нормальный разрез в 300 м. Судя же по площади распространения толщи общая мощность ее в несколько раз больше.

Поскольку эти отложения являются немymi, мы вынуждены датировать их на основании параллелизации с аналогичными палеонтологически охарактеризованными толщами соседних регионов, а также на основании общегеологических соображений.

Типичных аналогов для данной конгломератовой толщи на территории Тувы нет, хотя сравнительно близкие по составу песчано-конгломератовые отложения значительной мощности были описаны П. В. Коростиным (1949 г.) в районе р. Улатай как мезозойские, а Н. С. Зайцевым (1947 г.) в районе р. Деспен как третичные (неоген).

Описанные выше конгломераты по общему характеру толщи и условиям залегания можно условно сопоставить с гобийскими отложениями. На территории Центральной Монголии и Север-

ного Китая среди подобных преимущественно конгломератовых отложений были фаунистически доказаны отложения нижнего и верхнего мела, палеогена, олигоцена и плиоцена. Последнее позволяет считать возраст Кусырлыкской конгломератовой толщи условно в интервале от нижнего мела до плиоцена (Cr+Tr)?

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на изученной территории распространены повсеместно. Представлены они рыхлыми континентальными образованиями, среди которых нами выделены следующие генетические типы: аллювиальные отложения, делювиально-пролювиальные отложения, элювиальные отложения, элювиально-делювиальные отложения.

Аллювиальные отложения выполняют срединные части Саглинской и Чазадырской впадин, слагают пойму и террасовые уступы р. Боршин-Гол и притоков рр. Саглы и Чазадыр.

В вертикальном разрезе аллювиальные отложения представлены однородным песчано-гравийно-галечным материалом с преобладанием галечника. Окатанность галечника довольно однообразная: в пойменном аллювии исключительно угловатая галька, в террасовом — угловатая и полуокатанная. Петрографический состав галек полностью отражает комплекс пород, слагающих данный участок хребта. Наибольшие мощности аллювиальных отложений порядка первых десятков метров приурочены к Саглинской и Чазадырской впадинам. На остальных речках и ключах мощности очень незначительны — порядка нескольких метров и менее.

Несколько слов относительно возрастного расчленения аллювиальных отложений.

Исследователи, затрагивавшие этот вопрос, И. С. Гудилин и И. Г. Нордега (1952), Л. Д. Шорыгина считают, что пойма и первая надпойменная терраса, а в равной степени и слагающий их аллювий, являются образованиями современными (последелениковыми), а образование всех более высоких террасовых уровней синхронно ледниковому времени.

Л. Д. Шорыгина дает возрастную индексацию аллювия различных террасовых уровней на основании характера взаимоотношения террас различных комплексов с мореной I, II и III оледенений. Она указывает, что комплекс террас притоков Енисея выше первой надпойменной второго порядка сочленяется в древних ледниковых областях с мореной III оледенения, и на этом основании считает их верхнечетвертичными.

Делювиально-пролювиальные отложения в виде отдельных конусов выноса и обширных шлейфов характерны для Саглинской и Чазадырской впадин, а также для склонов долин р. Боршин-Гол. Образование делювиально-пролюви-

альных шлейфов связано с интенсивными процессами выветривания и последующего выноса мелкоземистого материала временными водотоками и процессами плоскостного смыва. Наибольшие мощности делювиально-пролювиальных отложений приурочены к Саглинской впадине и достигают нескольких десятков метров. Представлены они суглинками, в большинстве случаев лёссовидными с примесью гравийного и реже мелкогалечного плохо окатанного материала, обломочного совершенно не окатанного материала — дресвы и, в меньшей степени, щебня. Соотношение указанных компонентов варьирует в довольно широких пределах. В зависимости от степени участия в составе отложений делювиального или пролювиального материала в той или иной мере наблюдается сортировка и слоистость.

Элювиальные отложения в пределах изученного района пространственно приурочены преимущественно к высокогорным выровненным поверхностям и водораздельным частям среднегорного пологосклонного рельефа. Представлены они самыми разнообразными литологическими разностями от покровных суглинков до крупнообломочного щебня. Эти отложения не сортированы и не слоисты. Мощность их от долей метра до десятков метров. Значительным распространением пользуются каменные моря.

Элювиально-делювиальные отложения сплошным плащом покрывают высокогорный, среднегорный и низкогорный рельеф. Они представлены также различными литологическими разностями от суглинков до крупнообломочного щебня, не сортированными и не слоистыми, разнообразного вещественного состава. Преобладающий тип отложений — мелкоземистый материал со значительным содержанием дресвы и мелкого щебня. Часто отмечаются курумы. Мощность элювиально-делювиальных отложений незначительна и не превышает нескольких метров, а чаще — десятков сантиметров. На участках скального рельефа они совсем отсутствуют.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа интрузивные породы имеют незначительное распространение. Среди них выделяются два разновозрастных интрузивных комплекса: кембрийский и среднедевонский. Кембрийский комплекс представлен мелкими линзообразными интрузиями ультраосновного состава. Среднедевонский интрузивный комплекс сложен малыми трещинными интрузиями от основного до кислого состава.

Кембрийский интрузивный комплекс (σCm). Кембрийский интрузивный комплекс представлен нацело серпентинизированными ультраосновными породами. Серпентиниты установлены на юго-западе района на северном и северо-восточном склонах г. Ихэ-Даган-Дель-Ула в виде трех изолированных выходов незначительных размеров, располагающихся среди кембрийских от-

ложений. По форме это крутопадающие линзообразные тела мощностью до 10 м и протяженностью до 30—50 м. Тела сложены зеленовато-серым серпентинитом жирным на ощупь с характерными скорлуповатыми формами.

При микроскопическом изучении выявлено, что эти породы имеют поперечно-волокнистую и пластинчатую структуры и состоят из антигорита, хризотила и магнетита. Основная масса сложена мелкокристаллическим антигоритом и рассечена густой сетью трещин, которые выполнены продольно- и поперечно-волокнистыми агрегатами хризотила. Отчетливо намечается выборочное оталькование. Наиболее интенсивно оталькование приурочено к катаклазированным участкам породы, а также к участкам трещин, выполненным поперечно-волокнистым хризотилом. Антигорит замещается тальком обычно около трещин, выполненным оталькованным хризотилом. Ильменит и магнетит встречаются в виде скоплений хорошо ограненных (шестигранных и ромбовидных) зерен до 2,0 мм в поперечнике.

Исходя из общих геологических соображений и сопоставления, ультраосновные породы относятся нами, как и предыдущими исследователями района, к актовракскому интрузивному комплексу и связываются с салаирской фазой складчатости.

Среднедевонский интрузивный комплекс. В описываемом районе в среднедевонский интрузивный комплекс входят малые интрузии основного состава (от габбро до габбро-диабазов), штоки кварцевых порфиров, дайки диабазовых порфиритов, прорывающих фаунистически охарактеризованные живетские отложения. С этим комплексом, который сопоставляется нами с торгалыкским интрузивным комплексом, связаны медные и железорудные гидротермальные проявления.

Малые интрузии основного состава (vD_2) выявлены в виде четырех небольших штоков. На левом склоне долины среднего течения р. Кусырлык, в междуречье рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол и на левобережье среднего течения р. Ихэ-Душин-Гол; в первом случае они прорывают кембрийские, а во втором — живетские отложения. В плане штоки имеют изометрическую форму, а по площади от 0,25 до 1,5 км². Наиболее крупная интрузия в междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол сложена среднезернистым габбро, которое по направлению к контакту последовательно сменяется мелкозернистым габбро, микрогаббро и габбро-диабазом. Более мелкие интрузии сложены только мелкозернистыми разновидностями.

Приконтактные изменения связаны лишь с термальным воздействием и выражаются в ороговиковании вмещающих песчаников и алевролитов. Мощность зоны ороговикования достигает нескольких десятков сантиметров. Иногда вблизи контакта вмещающие породы секутся сетью тонких карбонатных жил.

Габбро представляет собой массивную зеленовато-серую породу с величиной зерна от 0,3 до 1,5 мм. Под микроскопом по-

рода имеет офитовую или габбровую структуру и состоит из андезин-лабрадора (60%), моноклинного пироксена (диопсида до 30—38%), аксессуарных минералов, представленных рудным апатитом, а также вторичных минералов (амфибола, хлорита, лейкоксена и соссюрита). По плагиоклазу развивается соссюрит, радиальнолучистые агрегаты пренита и скаполита. Диопсид по спайности замещается амфиболом и хлоритом. Рудный минерал (вероятно титаносодержащий магнетит) окружен каймой лейкоксена.

Габбро-диабаз — плотная темно-зеленая порода с заметными выделениями светло-серого плагиоклаза. Под микроскопом обнаруживает пойкилоофитовую, габбро-офитовую и габбро-диабазовую структуру. Состоит из лабрадора 55—60%, диопсид-авгита 30—40%, титаномagnetита и вторичных минералов — амфибола, хлорита и серицита. Первые два минерала развиваются по пироксену, серицит — по плагиоклазу.

Штоки кварцевых порфиров (πD_2) развиты на левом берегу р. Сайлых, на водоразделе среднего течения рр. Сайлых и Чурек-Гол, на междуречье нижнего течения рр. Ортоходен и Саглы-Хем, на водоразделе среднего течения рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол и на левобережье р. Ихэ-Душин-Гол, где они прорывают живетские отложения (илеморовскую свиту) вблизи региональных тектонических нарушений. Площадь наиболее крупных штоков на водоразделе рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол составляет 2,3 км²; на водоразделе рр. Сайлых и Чурек-Гол — 1,7 км². Площади остальных штоков изменяются от 0,2 до 0,8 км². Наиболее хорошо изучена интрузия в междуречье рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол. Интрузия имеет резкие контакты с вмещающими ее отложениями. Она сложена розовато-серыми кварцевыми порфирами. В эндоконтактовой части шириной до 10 м порфиры претерпевают следующие изменения: изменяется окраска до зеленоватых и голубоватых цветов, появляется флюидальная текстура, уменьшается степень раскристаллизации. Экзоконтактовые изменения выражаются в ороговиковании вмещающих песчаников и алевролитов и в перекристаллизации известняков. Ширина зоны экзоконтактов измеряется первыми десятками сантиметров.

Под микроскопом среди порфиров выделяются кварцевые порфиры, а также сферолит-порфиры. По структуре основной массы выделяются фельзитовые, микропойкилитовые, сферолитовые порфиры. Кварц является наиболее часто встречающимся вкрапленником. Он образует округлые оплавленные или хорошо ограненные кристаллы. Калиевый полевой шпат отмечается в форме многоугольников со следами пелитизации. Плагиоклаз более редок и представлен альбит-олигоклазом, часто значительно серицитизированным. Основная масса порфиров состоит из тех же минералов, что и вкрапленники, а также редких чешуек серицита, хлорита, биотита и включений рудного минерала.

ТЕКТОНИКА И КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Описываемый район относится к южной части Тувинской впадины, имеющей длительную и весьма сложную историю геологического развития. По мнению ряда геологов, которое разделяют и авторы записки, в наиболее общих чертах эта история сводится к следующему.

В нижнем палеозое Тувинская впадина являлась составной частью обширной Саяно-Алтайской геосинклинальной области. Одна из особенностей впадины — отсутствие здесь верхнекембрийских и ордовикских отложений позволяет предполагать, что эта территория отличалась в конце нижнего палеозоя меньшей мобильностью сравнительно с располагающимся севернее Западным Саяном, а в отдельные периоды времени представляла даже область сноса. Проявившаяся в конце кембрия основная фаза складчатости, сопровождающаяся интрузиями гипербазитов, способствовала консолидации региона. Таким образом, рассматриваемая нами территория в нижнем и среднем кембрии представляла собой типичную геосинклинальную область, в которой формировались характерные спилитовые формации, свойственные, по мнению Ю. А. Билибина, ранним этапам развития подвижных поясов; в верхнем кембрии и ордовике это — область размыва.

Начиная с силура, район будущей Тувинской впадины превращается в краевой прогиб — участок устойчивого длительного погружения, сопровождавшегося интенсивным осадконакоплением. Наибольшие мощности силурийских отложений как терригенных лагунно-континентальных, так и карбонатных морских, достигают в пределах прогиба 8 км. В течение среднего палеозоя этот краевой прогиб постепенно мигрировал на юго-юго-восток и к среднему девону занял полосу современного хр. Западный Танну-Ола.

Начало девона знаменуется мощными излияниями основных и кислых лав. Вулканические процессы, постепенно ослабевая, продолжались вплоть до живетского времени. Осадочный комплекс девона представлен разнообразными отложениями от морских в эйфеле до лагунно-континентальных и континентальных в верхнем девоне.

Есть основания предполагать, что в начале живетского века, в начале и середине турнейского века, а также в конце нижнего палеозоя имела место интенсификация движений блоков фундамента, которая привела к образованию складок переходного типа — от геосинклинального к платформенному.

Несогласия внутри толщи палеозоя имеют локальный характер. Они приурочены к краевым частям впадины или к местам крутых флексурных изгибов, образовавшихся в результате неравномерного опускания отдельных блоков.

Интрузивная деятельность проявилась в данном районе слабо. Комплекс интрузивных пород представлен небольшими телами габбро, габбро-диабазов и кварцевых порфиров, которые прорывают отложения палеозоя от кембрия до живета, а, возможно, и до верхнего девона.

В мезозойское время данная область испытывала размыв и пепеленизацию и к периоду проявления альпийского тектогенеза представляла умеренно приподнятую и выровненную сушу.

Изученный район располагается в пределах западной части южного крыла крупной структурной единицы Тувы — Западно-Таннуольского синклинория или в пределах Западно-Таннуольской структурно-фациальной подзоны. Он представляет собой осевую часть девонского межгорного прогиба, ограниченного с севера Чазадыр-Карасугской, а с юга Улатай-Ховуаксинской зонами разломов.

Ось синклинория примерно совпадает с водораздельной линией хр. Западный Танну-Ола. На фоне этой крупной структуры выступают более мелкие локальные пликативные структуры.

Все толщи палеозойских пород, слагающих синклинорий, собраны в складки с простираниями, близкими к простиранию оси синклинория. Для юго-западной части района характерны складки, весьма близкие к линейным, для восточной — гребневидные с широкими синклиналями и узкими антиклинальными перегибами. В целом характер складчатости в изученном районе типичен для межгорных впадин. Широким развитием пользуются дизъюнктивные нарушения.

Ниже дается раздельное описание пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

Пликативные дислокации. По характеру складок, последовательности их возникновения, наличию угловых несогласий, приуроченности интрузивных пород в описываемом районе можно выделить пять структурных этажей:

I структурный этаж, сложенный нижнекембрийскими отложениями. II структурный этаж, сложенный отложениями шемушдагской свиты (O—S) ?shm. III структурный этаж, сложенный отложениями девона и карбона. IV структурный этаж, сложенный отложениями карбона и V структурный этаж, сложенный отложениями условно меловыми — третичными.

I структурный этаж. Наиболее сложная пликативная дислокация обнаруживается в нижнекембрийских отложениях. Будучи самыми древними, кембрийские породы имеют крутое падение от 50 до 80°, нередко находясь в опрокинутом залегании. Простирание пластов на коротком расстоянии часто меняется с северо-западного на северо-восточное; складки сильно сжаты. Интенсивная складчатость сопровождалась региональным метаморфизмом кембрийских пород. Последний выразился в расщеплении, в зеленокаменном изменении и окварцевании первона-

скальной эффузивно-осадочной толщи. Гипербазиты нацело серпентинизированы и превращены в серпентиниты.

II структурный этаж. На размытой поверхности смятых и метаморфизованных отложений кембрия с отчетливым угловым и азимутальным несогласием с базальными конгломератами в основании залегают отложения шемушдагской свиты (O—S)?shn. Они слагают синклиналиную складку восточно-северо-восточного простирания с довольно крутыми углами падения пластов порядка 30—60°. Простирание пластов непостоянное. Невыдержанность углов падения возможно является следствием дизъюнктивного нарушения, совпадающего с осью складки. Близ русла р. Саглы углы падения в породах на незначительном расстоянии меняются от крутых северо-восточных до таких же юго-западных. Подобное нарушение складки связано, очевидно, с располагающейся вдоль русла реки зоной разрывных нарушений.

Взаимоотношение шемушдагской свиты с вышележащей стратиграфической единицей неясно, т. к. верхний контакт ее с девоном (или силуrom) повсеместно скрыт под мощным покровом делювиально-пролювиальных отложений. Однако несогласное залегание девонских отложений на силурийских в соседних районах (р. Шеми), а также различия в характере пликативной складчатости позволяют отнести девонские образования к другому структурному этажу.

III структурный этаж. Девонский комплекс пород, в котором участвуют отложения среднего и верхнего отделов, слагает крупную синклиналиную складку — Чуреттагскую брахисинклинали (рис. 3), пространственно совпадающую с осевой частью хр. Западный Танну-Ола. Шарнир этой складки погружается на восток-северо-восток.

В отложениях девонской системы взаимоотношения между всеми возрастными комплексами либо согласные, либо тектонические.

Исключение представляет наличие локального углового несогласия внутри среднего девона между эйфельским и живетским ярусами на левом берегу р. Ихэ-Душин-Гол. Это несогласие является местным, приуроченным к краевой, может быть более мобильной части межгорной впадины.

В общем плане крупная девонская складка относительно симметрична с крутыми углами падения по периферии, пологими в ядре и является брахисинклиналию, вытянутой в северо-восточном направлении. На крыльях складки падение пластов порядка 20—40°, в ядерной части 5—10°. Крылья складки, а также восточная часть брахисинклинали осложнены разломами, вблизи которых среднедевонские отложения имеют крутое падение, опрокинутое залегание и нередко образуют тектонические клинья. К зоне разломов приурочены гипабиссальные тела кислых и основных интрузий.

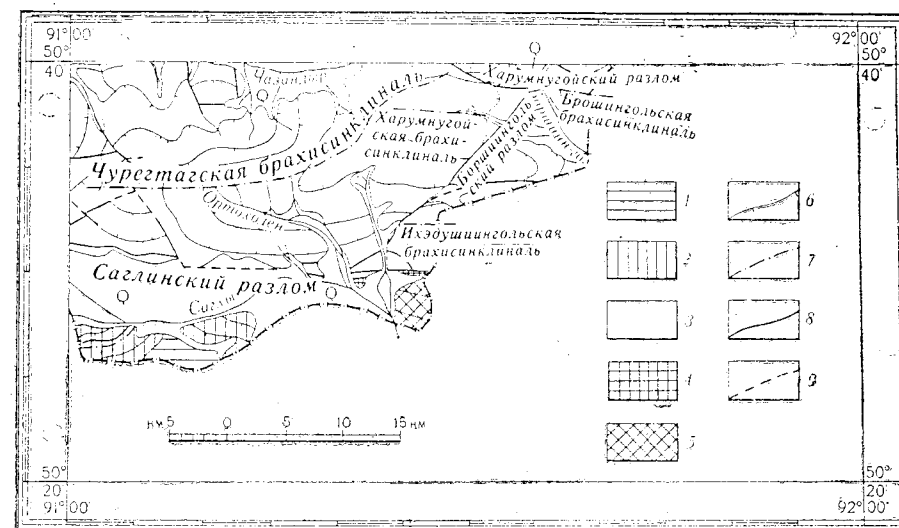


Рис. 3. Тектоническая схема

1—I структурный этаж; 2—II структурный этаж; 3—III структурный этаж; 4—IV структурный этаж; 5—V структурный этаж; 6—структурные линии с указанием падения пород; 7—оси синклиналильных складок; 8—установленные тектонические нарушения; 9—предполагаемые тектонические нарушения

В восточной части района на фоне крупной брахисинклинали складки первого порядка выделяются более мелкие брахисинклинали: Харумнугойская, Ихэдушингольская и Боршингольская (см. рис. 3). Складчатость в этой части района носит гребневидный характер. Антиклинали резко сжаты и разбиты дизъюнктивными нарушениями, синклинали плоские и широкие.

IV структурный этаж. В северо-восточной части исследованной территории большей частью в тектоническом контакте с породами верхнего девона находятся нижнекаменноугольные отложения. Структурно они представляют крайнюю южную часть Моолдыхемской брахисинклинали, располагающуюся севернее. Взаимоотношение нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений в пределах листа М—46—XIV ввиду ограниченности стратиграфического контакта и плохой обнаженности не ясно, но поскольку в соседних районах наблюдается резкое угловое несогласие между отложениями этих двух систем, мы выделяем отложения карбона в отдельный структурный этаж.

Средне-, верхнекаменноугольные отложения, находящиеся в тектоническом взаимоотношении с окружающими породами и располагающиеся на северной окраине Саглинской впадины, условно объединяются нами в один структурный этаж с нижнекаменноугольными.

V структурный этаж. В крайней юго-восточной части района имеется небольшой выход меловых—третичных отложе-

ний. Контакт их с нижележащими породами скрыт под мощным делювиально-пролювиальным шлейфом. Однако резкое отличие литологических особенностей и элементов залегания относительно наиболее молодых средне- и верхнекаменноугольных отложений, расположенных в непосредственной близости, позволяет достаточно уверенно говорить об угловом несогласии между меловыми—третичными и средне-верхнекаменноугольными отложениями. Меловые — третичные породы имеют моноклинальное падение на северо-восток 30° и угол падения $30—45^\circ$.

Дизъюнктивные дислокации. Пликативные дислокации в исследованном районе, как уже отмечалось, в значительной мере осложнены разрывными нарушениями. Установлено, что весь комплекс пород от ордовикско-силурийских до средне-верхнекаменноугольных в той или иной мере затронут дизъюнктивными нарушениями. Наибольшим нарушениям подверглись периферические части девонской брахисинклинали.

В пределах данной части хр. Западный Танну-Ола установлены две крупные зоны нарушений: Чазадыр-Карасугская на севере и Улатай-Ховуаксинская на юге (Вознесенский, 1954). В Улатай-Ховуаксинской зоне разломов в исследованном районе можно выделить крупные региональные разломы Боршингольский (Волков, 1955) и Саглинский (Иванова, 1955), прослеживающиеся вдоль долин рек тех же названий и переходящие по простиранию один в другой. К указанным региональным разломам приурочен ряд более мелких разрывных нарушений.

Для однозначного суждения о возрасте разломов друг относительно друга мы не имеем достоверных данных. Поэтому приводимые ниже сведения об относительном возрасте разломов нужно считать предположительными.

Боршингольский разлом является продолжением Улатай-Чозской зоны интенсивно дробленных пород, выделенной Н. М. Петрусович (1946 г.) и П. В. Коростиным (1948 г.). Разлом устанавливается по долине р. Боршин-Гол, пересекает в среднем течении р. Харумнуг-Ой и на северном склоне г. Цзун-Торок-Ула срезается северо-восточной ветвью Саглинского разлома.

Структурно разлом представляет собой серию зон брекчированных пород, приуроченных к разрушенной и размытой Боршингольской антиклинали. Зоны протягиваются на СВ $50—55^\circ$ и располагаются на расстоянии $0,4—0,9$ км друг от друга. Сложены они крупными блоками верхнедевонских пород, которые контактируют между собой по брекчированным зонам. Зоны дробления пород в пределах разлома местами несут медную и железную минерализацию. Тот факт, что Боршингольский разлом является продолжением Улатай-Чозского регионального разлома, позволяет говорить о значительной его древности.

С севера к Боршингольскому разлому примыкает Харумнуг-Ойский разлом. Он устанавливается по притыканию юго-западной части Моолдыхемской нижнекаменноугольной брахисинкли-

нали с северо-восточным крылом Харумнуг-Ойской верхнедевонской брахисинклинали. Таким образом, антиклинальный перегиб между этими двумя брахисинклинальными структурами полностью срезан разломом западно-северо-западного простирания. Харумнуг-Ойский разлом имеет возраст, по-видимому, посленижнекаменноугольный.

Саглинский разлом располагается у подножия хр. Западный Танну-Ола на границе с Саглинской впадиной. Морфологически он отчетливо выражен в виде крутого уступа высотой более 1000 м. На всем своем протяжении разлом сопровождается мощной зоной измененных пород, брекчий, а также кварцево-кальцитовая минерализация. В западной части района разлом начисто срезает таштыпскую свиту и низы ихедушингольской свиты.

Амплитуда смещения крыльев в этой части разлома порядка несколько сот метров, причем сбрасыватель круто падает, по-видимому, на север. Наличие тектонических брекчий с жильными образованиями, свидетельствующих о существовании ослабленной зоны по сбрасывателю, крутое падение, прямолинейность линии дизъюнктивного нарушения говорят, что это скорее сброс, а не надвиг.

На долготе р. Теректек западная ветвь Саглинского разлома смещается к югу, разломом северо-западного простирания и скрывается под рыхлыми отложениями Саглинской впадины. Разлом вдоль р. Теректек фиксируется 10-м брекчированной зоной, где крупные обломки вмещающих пород сцементированы крупнокристаллическим кальцитом с примазками медной зелени.

В районе р. Мугур и далее к востоку Саглинский разлом вновь хорошо прослеживается в целом ряде обнажений. Представлен он здесь целой серией субпараллельных то сближающихся, то расходящихся дизъюнктивных нарушений.

От собственно Саглинского разлома, имеющего по-прежнему широтное простирание и прослеживающегося далее через нижние течения рр. Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол на территорию Монгольской Народной Республики в районе р. Мугур отходит ветвь северо-восточного простирания с меньшей амплитудой смещения крыльев сброса. Эта ветвь разлома устанавливается по притыканию живетских отложений к верхнедевонским, имеющим резкое азимутальное несогласие между собой. Зона разлома мощностью $100—150$ м сложена блоками в $10—15$ м, в контакте которых отмечается брекчия и тектоническая глина. Местами брекчия сцементирована кварцем и минерализована карбонатами меди. Северо-восточная ветвь Саглинского разлома срезает Боршингольский разлом и является, таким образом, более молодым образованием, чем последний.

Саглинский разлом, заложившийся, видимо, давно, испытал подвижки большой амплитуды в альпийское время, когда происходило воздымание массива хр. Танну-Ола.

В южной части района выявлен лишь один небольшой разлом в поле развития шемурдагской свиты. Располагается он примерно вдоль оси небольшой синклинальной складки и фиксируется благодаря зоне дробления и резкой смене падения пород с северных румбов на южные.

В западной части Чуреттагской брахисинклинали в пределах развития среднедевонских пород установлен ряд дизъюнктивов разнообразного простираения. В ряде мест они секут друг друга, причем разломы широтного и субширотного простираения смещаются разломами меридионального и субмеридионального направления. Устанавливаются эти разломы по азимутальному несогласию преимущественно разновозрастных пород и по мало-мощным зонам дробления. Из всех выявленных в пределах исследованной территории дизъюнктивных нарушений последние представляются наиболее молодыми, поскольку некоторые из них морфологически представлены V-образными и каньонообразными долинами небольших рек и ключей и, кроме того, один из них (Теректецкий) сечет и смещает Саглинский разлом.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Как уже отмечалось ранее, на большей части исследованной территории развит горный рельеф с большими амплитудами абсолютных высот и различной степенью эрозионного расчленения. С севера и юга горный рельеф ограничивается впадинами, имеющими равнинно-холмистый ландшафт. Взаимоотношения впадин с горным рельефом тектонические — в виде отчетливо выраженных в рельефе уступов.

Основную роль в создании современного рельефа сыграла кайнозойская глыбовая тектоника на фоне общего, очевидно сводового эпйрогенического поднятия, проявившаяся в конце третичного — начале четвертичного времени. До этого периода Тува представляла собой выровненную полупенепленизированную страну. Блоковая тектоника определила основное направление хребтов и впадин, разграничив тем самым области денудации, эрозии и аккумуляции. В связи с этим нами выделены четыре основные генетические категории рельефа: эрозионно-денудационный; эрозионно-тектонический; эрозионно-аккумулятивный; аккумулятивный.

Ввиду того, что тектонические блоки были приподняты в различное время и на различные высоты, их эрозионное расчленение происходило с неодинаковой интенсивностью и продолжительностью во времени. Эти причины, наряду с рядом других геологических и физико-географических рельефообразующих процессов, проявившихся в четвертичное время, обусловили существенные различия в морфологическом облике отдельных участков и позволили выделить морфогенетические типы рельефа — участки рельефа однородные и в генетическом и в морфологическом отношении (рис. 4).

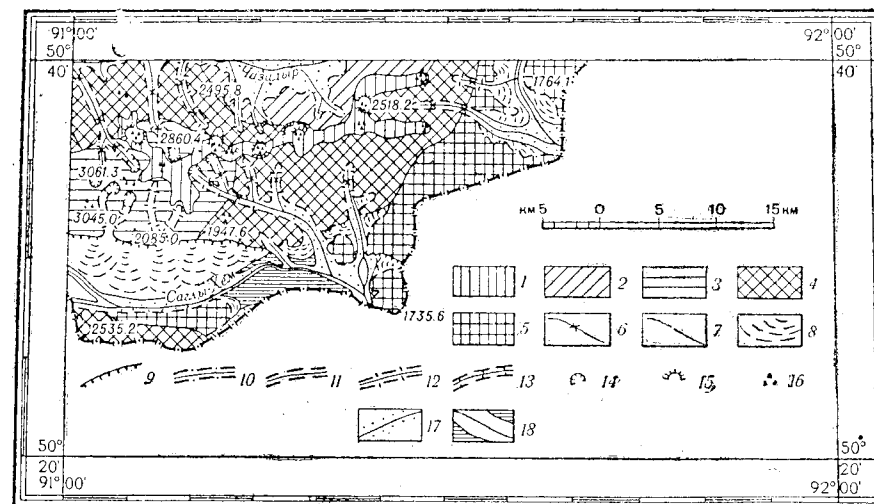


Рис. 4. Геоморфологическая карта
Морфологические типы рельефа

Эрозионно-денудационный рельеф

1—высокогорные выровненные поверхности; 2—Среднегорный рельеф с массивными формами и пологими склонами; 3—высокогорный глубоко расчлененный рельеф с формами ледниковой скульптуры; 4—среднегорный сильно расчлененный рельеф; 5—низкогорный резко расчлененный рельеф. Эрозионно-аккумулятивный рельеф; 6—участки речных долин с преобладанием действия эрозии; 7—участки речных долин с преобладанием действия аккумуляции. Аккумулятивный рельеф; 8—делювиально-пролювиальный плащ

Формы рельефа

Тектонические: 9—уступы тектонического происхождения. Скульптурные: 10—долины с пологими склонами и их расширения; 11—ящикообразные долины и их расширения; 12—V-образные долины и ущелья; 13—торговые долины; 14—кары; 15—нагорные террасы; 16—курумы. Аккумулятивные: 17—комплекс современных террас (пойма и 1 надпойменная); 18—комплекс верхнечетвертичных террас (террасы выше 1 надпойменной)

Эрозионно-денудационный рельеф. Высокогорные выровненные поверхности приурочены к осевой части хребта, имевшей в четвертичное время наибольшую амплитуду поднятия. Абсолютные высоты 2500—2800 м, относительные превышения до 300 м.

Профиль рельефа их характеризуется плавными пологими линиями. На общем пологоволнистом фоне выделяются массивные караваеподобные возвышенности, часто осложненные ступенчатыми изломами нагорных террас. Высота ступеней нагорных террас от нескольких метров до первых десятков метров. Количество их не превышает трех—четырех, а чаще не более двух. Значительным распространением пользуются каменные моря и россыпи крупнообломочного элювия. Иногда встречаются заболоченные участки. Высокогорные выровненные поверхности являются реликтовым домиоценовым рельефом, сохранившим в основных чертах свой первоначальный облик благодаря удаленности от главных местных базисов эрозии. Площадь их постепенно

сокращается за счет расчленения наступающими процессами эрозии.

Эрозионно-тектонический рельеф. Среднегорный рельеф с массивными формами и пологими склонами. Абсолютные высоты 2000—2500 м, относительные превышения до 500 м.

Этот тип рельефа неширокой полосой окантует с севера высокогорные выровненные поверхности и генетически представляет из себя более низкую степень этой поверхности, затронутую уже в значительной мере процессами эрозионного расчленения. Среднегорный пологосклонный рельеф является переходной генерацией между энергичным рельефом среднегорья и высокогорными выравненными поверхностями. В пределах описываемого рельефа водоразделы имеют массивный, а склоны довольно пологий характер. Они, как правило, покрыты древесной растительностью и задернованы. Молодые эрозионные формы временных водотоков редки.

Высокогорный глубоко расчлененный рельеф с формами ледниковой скульптуры. Абсолютные высоты 2500—3000 м, относительные превышения до 1000 м.

Пространственно этот тип рельефа совпадает с наиболее поднятой западной осевой частью хребта. Ведущую роль в формировании данного рельефа сыграли процессы водной и ледниковой эрозии. Здесь типичны узкие изъеденные карами водоразделы. Склоны крутые, часто обрывистые. У подножия их нередко наблюдаются конусы осыпания. На более пологих склонах имеются крупнообломочные осыпи и курумы. Долины ключей, обычно с временными водотоками, имеют ущельеобразный поперечный и крутой порожистый продольный профиль. Источники некоторых из них располагаются в воронках каров, в этом случае верхние участки таких долин имеют троговый облик. Значительная амплитуда высот, близость местного базиса эрозии, интенсивность процессов выветривания (в том числе морозного), отсутствие растительного покрова — все это способствует энергичному разрушению пород, созданию скального рельефа.

Среднегорный сильно расчлененный рельеф. Абсолютные высоты 1800—2500 м, относительные превышения до 800 м.

Этот тип рельефа окаймляет высокогорный рельеф с севера и востока и отличается от него несколько меньшими абсолютными высотами и отсутствием форм ледниковой скульптуры. Водоразделы здесь несколько массивнее, хотя расчлененность рельефа по-прежнему велика. Водораздельные пространства и склоны частично залесены, за счет чего интенсивность процессов разрушения и сноса несколько уменьшается. Обвальное нагромождения заменяются курумами. Речная сеть достаточно развита с преобладанием глубоких нешироких ящикообразных долин. Одним словом, это типичный эрозионный рельеф.

Низкогорный резко расчлененный рельеф. Абсолютные высоты 1600—2000 м, относительные превышения до 500 м.

Низкогорный рельеф составляет нижний этаж склонов, являясь как бы связующим звеном хребта с Убсанурской котловиной. Это наиболее молодой тип рельефа с наибольшей силой подвергающийся процессам преобразования силами эрозии, выветривания и денудации.

Внешний облик низкогорного рельефа и характер рыхлых отложений в его пределах говорят о том, что ведущим рельефообразующим процессом здесь является эрозионный смыв. Гребневая линия водоразделов весьма расчленена, склоны круты и лишены растительности, рыхлый материал удаляется временными водотоками по рывтинам и узким эрозионным ложбинам, отлагаясь у подножия склонов.

Низкогорный резко расчлененный рельеф образовался, очевидно, за счет дальнейшего преобразования эрозионного среднегорья.

Эрозионно-аккумулятивный рельеф. Исследованная территория дренируется двумя относительно крупными речными артериями: Саглы-Хем и Чазадыр, приуроченными к впадинам аналогичного названия.

Саглинская и Чазадырская впадины имеют тектоническое происхождение, что подчеркивается контактом их (в виде отчетливых уступов) с горным рельефом. Особенно отчетлив так называемый Саглинский тектонический уступ, представляющий собой почти вертикальную стену высотой около тысячи метров и располагающийся на границе южного склона хребта и впадины.

Кайнозойская глыбовая тектоника нашла свое отражение не только в характере главных долин, но также в морфологическом облике долин их притоков, в интенсивности процессов эрозии и аккумуляции на различных участках речной сети. Это позволило выделить: участки долин с преобладанием действия эрозии и участки долин с преобладанием действия аккумуляции.

Первый тип характерен для долин притоков рр. Саглы-Хем и Чазадыр, которые дренируют среднегорный сильно расчлененный рельеф. Долины имеют здесь V-образный, реже ящикообразный с нешироким днищем и крутыми бортами поперечный профиль. На этом участке реки интенсивно эродированы, течение их бурное, часто порожистое. Наблюдаются молодые эрозионные врезы глубиной до 5 м, вложенные в главные долины. Это свидетельствует об интенсивно протекающих здесь процессах неотектонички положительного знака.

В случае V-образных долин речные террасы отсутствуют, наблюдается только пойма, сложенная обломочным плохо окатанным материалом; в случае нешироких ящикообразных долин имеется одна 1,0—1,5 м аккумулятивная терраса.

Участки долин с преобладанием действия аккумуляции приурочены к Саглинской и Чазадырской впадинам.

Саглинская впадина протягивается приблизительно на 40 км вдоль южного склона хребта при ширине до 7—8 км. Дренирую-

щая впадину р. Саглы-Хем довольно интенсивно эродирует, течение ее быстрое, а в восточной части впадины даже бурное. Аллювиальные отложения приурочены преимущественно к восточной части впадины, где кроме повсеместно развитой первой надпойменной 1,5-м аккумулятивной террасы, имеется широкая 7-м аккумулятивная терраса. Мощность аллювиальных отложений достигает здесь, очевидно, первых десятков метров. Западная часть впадины, где водоток производит менее активную работу, а летом иногда даже пересыхает, выполнена преимущественно делювиально-пролювиальными отложениями.

Чазадырская впадина в меньших размерах повторяет Саглинскую. Аллювиальные отложения развиты здесь в меньшей степени, чем делювиально-пролювиальные; с поверхности они обычно заболочены. Имеется только одна 1,5-м аккумулятивная терраса.

Аккумулятивный рельеф. Делювиально-пролювиальный плащ. Как уже говорилось выше, в пределах высокогорного, среднегорного и низкогорного рельефа интенсивно протекают процессы физического выветривания. В результате процессов сноса в нижних частях склонов благодаря слиянию отдельных конусов выноса и шлейфов образуется единый плащ делювиально-пролювиальных отложений, который пользуется значительным распространением по склонам долин рек, что позволяет выделить его в самостоятельный тип рельефа.

Наиболее ярко выражен этот рельеф в пределах Саглинской впадины. Амплитуда высот днища впадины и наиболее приподнятых вершин высокогорного рельефа при базисе всего в 2—3 м достигает 1500 м. Это способствует массовому сносу огромного количества мелкоземистого материала в пределы впадины. Большую часть днища ее занимает огромный покатый к югу шлейф.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Исследованный район сложен преимущественно осадочными породами. Магматические породы имеют резко подчиненное значение. Гидротермальная деятельность проявилась лишь в незначительной степени.

Выявленные рудопроявления в общем плане контролируются двумя региональными разломами: Саглинским и Боршинингольским.

Рудопроявления в большинстве случаев связаны с жильными образованиями, приуроченными к брекчированным зонам второстепенных дизъюнктивных нарушений, а также к приконтактовым частям небольших интрузивных тел девонского возраста.

На изученной территории отмечен ряд проявлений полезных ископаемых. К ним относятся: из горючих ископаемых — каменный уголь, из металлических ископаемых — проявления меди и гематита, из нерудных ископаемых — асбест амфиболовый.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол имеется небольшой выход угленосных средне-верхнекаменноугольных отложений. Каменные угли приурочены к верхней части разреза толщ, представленной песчаниками с подчиненными прослоями мелкогалечных конгломератов, углистых и битуминозных алевролитов. В толще, по данным Г. И. Ивановой (1955), выявлен один угольный пласт мощностью 2—3 м и по отдельным выходам прослежен на 3 км.

Наше знакомство с угленосной толщей не подтверждает эти данные. Максимальная мощность угольного пласта, замеренная нами в одной из канав, составляет 0,6 м. Говорить о том, что пласт прослеживается на 3 км, мы также не считаем возможным, т. к. на большей своей части угленосная толща перекрывается мощным плащом рыхлых четвертичных отложений, в то время как канавные работы были проведены на сравнительно узком участке. Уголь в пласте имеет черный цвет; пласт сильно выветрелый, при ударе рассыпается на мелкие плитки и образует в осыпи дресву.

По данным технического анализа образца, взятого нами, качественный состав углей характеризуется следующими цифрами:

Влага в %	Зола на сухой уголь в %	На горячую массу в %		Сера
		углерод	водород	
4,25	43,20	77,51	3,58	0,36

Благодаря сравнительно малой мощности, незначительной распространенности угольного пласта и высокой зольности угля данное месторождение не представляет ценности, хотя может быть использовано для местных топливных нужд.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Рудопроявления меди осадочного генезиса.

Осадочная медная минерализация, по данным Г. И. Ивановой (1955), приурочена к низам пестроцветной илморовской свиты. Медьсодержащие прослои представлены линзами мелкозернистого зеленовато-серого песчаника. Мощность линз не превышает 1,5 м. По вертикали в пределах 50 м мощности насчитывается до 4-х горизонтов с медной минерализацией, представленной налетами малахита, азурита и вкрапленниками халькопирита. По простиранию свиты в пределах указанной мощности медная минерализация прослеживается на 15 км, а возможно и более, причем количество линз в разрезе увеличивается в юго-западном

направлении. В самих линзах в том же направлении наблюдается видимое увеличение содержания медистых минералов. Рассеянность медистых минералов, а также приуроченность их к одному пласту на значительном протяжении позволяет считать, что данное рудопоявление имеет осадочный генезис.

По данным спектрального анализа, содержание меди в песчаниках 1—10%. Кроме того, отмечено присутствие марганца, молибдена, цинка в количествах до 0,1%, свинца 0,1—1% и следы серебра.

Мы считаем, что говорить о перспективности медного оруденения илемовской свиты можно только после проведения дополнительного систематического опробования свиты по ее простиранию, т. к. приводимые Г. И. Ивановой данные спектрального анализа (по-видимому единичной пробы) характеризуют содержание меди в песчаниках только на участке левобережья р. Ихэ-Душин-Гол.

Рудопоявления меди гидротермального генезиса. В исследованном районе отмечено четыре таких рудопоявления. Два из них (одно на левом берегу р. Боршин-Гол восточнее пос. Салчур, другое на левом берегу р. Харумнуг-Ой), по данным В. В. Волкова (1955), связаны с кварцевыми жилами, секущими пестроцветную толщу D_3tn_2 в пределах зоны регионального Боршингольского разлома. Жилы имеют неправильную форму с пережимами и раздувами мощностью 0,2—0,5 м; протяженность их 25—30 м.

Минерализация представлена налетами и корочками малахита. Иногда в жилах наблюдаются вкрапленники халькопирита размером 2—10 мм. На левобережье р. Харумнуг-Ой в кварцевых жилах кроме сульфидов меди установлены по химическому анализу кобальт — 0,08% и следы никеля.

На двух других участках, по данным Г. И. Ивановой (1955) и Г. В. Грушевого (1952), рудопоявления меди приурочены к зонам нарушений, располагающимся: одно на контакте живецких и верхнедевонских отложений (на перевале по дороге из пос. Саглы в пос. Салчур), другое на контакте саглинской и ихэдушингольской свит среднего девона — на правобережье р. Сайлы.

В первом случае минерализация представлена налетами медной зелени в сильно дробленных и перемятых песчаниках и алевролитах.

Спектральный анализ проб показал здесь следующее содержание: медь 1%, висмут 0,001—0,01%, молибден и серебро 0,001%.

На правобережье р. Сайлы в зоне разлома брекчия представлена обломками песчаников и алевролитов, сцементированных крупнокристаллическим желтовато-белым кальцитом. По обе стороны от разлома на 10—15 м в осадочных толщах наблюдается большое количество примазок медной зелени, приуроченных к трещинам.

Спектральный анализ случайного образца породы с прожилками кальцита и примазками медной зелени дал следующий результат: медь 1—10%, цинк 0,1—1%, марганец 0,01—0,1%, никель, кобальт, ванадий по 0,001—0,01%.

Химический анализ двух проб на медь и цинк обнаружил следующее содержание:

№ проб	Медь в %	Цинк в %
327	2,81	—
327a	0,70	0,04

Все описанные выше рудопоявления меди представляют лишь минералогический интерес.

Рудопоявления железа. Выявленные в количестве трех рудопоявления железа представлены гидротермальными жильными образованиями.

Наиболее значительный участок железорудной минерализации, по данным В. В. Волкова (1955), расположен на междуречье Боршин-Гол и Харумнуг-Ой в зоне Боршингольского разлома, пересекающего пестроцветную толщу (D_3tn_2). На этом участке зона разлома состоит из небольших блоков, представленных разнотекстурными песчаниками и алевролитами. Контактируют блоки между собой по маломощным зонам тектонитов и глинам трения второстепенных дизъюнктивных нарушений.

Как тектониты, так и породы в блоках рассеяны сериями кварцевых, кварцево-гематитовых или гематитовых жил. Жилы имеют неправильную форму с пережимами и раздувами от 1 до 25 см; протяженность их от 5 до 25 м.

Минерализованы жилы агрегатами удлиненных пластинчатых зерен гематита, кровавиком и железной слюдой. Кроме того, гематит в виде редких вкрапленников размером до 3 мм наблюдается вдоль зальбандов зон второстепенных дизъюнктивных нарушений. Местами жилы целиком сложены гематитом. Последний встречается в таких случаях в виде линз мощностью до 10 см.

По данным спектрального анализа, в жилах с видимой железорудной минерализацией установлено повышенное содержание, по сравнению с кларками, марганца 1—10% и свинца 0,1—1%.

На междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол, по данным Г. И. Ивановой (1955), в брекчированных миндалекаменных порфиритах отмечено несколько кварцево-гематитовых жил с кальцитом. Средняя мощность жил колеблется в пределах 10 см, а в раздувах достигает 30—40 см. Гематит нередко составляет основную массу жилы и представлен мелкочешуйчатыми и тонкокристаллическими разностями. В зальбандах жил, примерно на 0,5 м в обе стороны, миндалины и трещины в порфирах заполнены чешуйчатым гематитом.

Кальцитовая жила с гематитом, также по данным Г. И. Ивановой, мощностью до 2 м в раздувах встречена висячем боку кварцевых порфиров на левом берегу р. Ихэ-Душин-Гол близ государственной границы. Жила имеет широтное простирание и прослеживается с перерывами на несколько сот метров. От нее отходят более мелкие опоясывающие жилы. На всем своем протяжении жила сложена крупнокристаллическим белым кальцитом. Гнездообразные скопления тонкочешуйчатого гематита в 5—10 см в поперечнике встречены только в одном месте в ее западном конце.

Описанные рудопроявления железа представляют лишь минералогический интерес.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Асбест амфиболовый. На междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол в миндалекаменных порфиритах наблюдается зона разлома с брекчией мощностью в 20 м. Простирание ее совпадает с простиранием порфиров и имеет примерно широтное направление.

В висячем боку зоны разлома, по данным Г. В. Грушевого (1952), отмечены многочисленные прожилки грязно-серого поперечно-волокнистого актинолит-асбеста мощностью от 0,5 мм до 2—3 мм и значительно реже 3—5 см. Длина волокон актинолита достигает 5—6 см. Мощность зоны, насыщенной прожилками актинолит-асбеста, 20—40 см, причем количество и мощность последних резко убывает по направлению от разлома. По простиранию в восточном направлении зона прослеживается в 300—400 м.

Насыщенность породы прожилками актинолит-асбеста в самых богатых участках невелика и вряд ли достигает 3—5% от всего объема породы. Актинолит представлен волокнистыми и шестоватыми разностями бледно-зеленого цвета с шелковистым блеском. Все волокна длиннее 1 см изогнуты, катаклазированы и чрезвычайно хрупки.

Данное проявление актинолит-асбеста не представляет практического интереса.

Шлиховое опробование. Из 270 шлиховых проб, промытых на исследованной территории, только 17 дали положительный результат на содержание минералов полезных ископаемых. В результате минералогического анализа шлихов в них обнаружены следующие минералы: киноварь, малахит, галенит, церуссит, пироморфит. Все эти минералы отмечаются в шлихах в единичных знаках.

Резюмируя приведенные выше данные, можно с достаточной долей основания сказать, что исследованный район является мало перспективным с точки зрения поисков на промышленные месторождения полезных ископаемых.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Отсутствие глубокого бурения на исследованной территории позволяет с достоверностью говорить лишь о верхней гидродинамической зоне — зоне свободного водообмена. Воды этой зоны, наиболее сильно подвергающиеся действию климатических факторов, характеризуются низкой степенью минерализации, большой скоростью циркуляции и т. д. Почти все стратиграфические единицы разреза являются в той или иной степени водоносными. Основными циркуляционными путями подземных вод являются трещины, рассекающие породы.

Описываемый район относится к бассейну трещинно-жилых вод (по классификации И. К. Кузнецова). Морфология залежей подземных вод приближается к форме жильных образований. Породы обводнены неравномерно. Скопления подземных вод приурочены к зонам пород с большой трещиноватостью и к зонам пород ослабленного метаморфизма. Поэтому точнее будет применять термин «зоны обводнения», а не горизонты трещинных вод. Эти зоны обводнения могут иметь протяженность и мощность, а могут быть локальными. Сильная раздробленность пород обуславливает гидравлическую связь между отдельными зонами.

Основываясь на литолого-стратиграфическом принципе, в разрезе пород описываемого района можно выделить пять водоносных комплексов.

I водоносный комплекс приурочен к породам кембрия. В отложениях кембрия известны в настоящее время воды трещинные, связанные с зоной выветривания пород, и трещинно-жильные, приуроченные к зонам разломов. Водообильность пород, судя по дебитам источников, от 0,2 до 0,5 л/сек.

Воды данного комплекса пресные с минерализацией до 0,5 г/л, гидрокарбонатные, кальциевые и магниевые.

II водоносный комплекс приурочен к породам шемундагской свиты (O—S) ? shm. Подземные воды этого комплекса водообильны, особенно в зонах тектонического дробления, где дебит источников достигает 4—5 л/сек.

III водоносный комплекс приурочен к породам среднего девона. Наиболее водообильными в пределах этого комплекса являются трещиноватые породы живетского яруса в зоне выветривания. Водообильность пород весьма разнообразна: дебит источников от 0,3 до 0,5 л/сек. Минерализация подземных вод обычно не превышает 0,5 г/л. Почти все воды этого комплекса гидрокарбонатные, кальциевые или магниевые.

IV водоносный комплекс приурочен к породам верхнего девона. Эти породы значительно обводнены: дебит источников доходит до 3 л/сек. Воды, как правило, пресные с минерализацией до 0,5 г/л, мягкие, преимущественно гидрокарбонатные, натриевые и кальциевые. Температура воды 5—6°.

К этому комплексу приурочены воды с повышенной радиоактивностью, что констатируется в ряде источников. Один из таких источников (в районе пос. Салчур) обладает бальнеологическими свойствами и используется местным населением для лечения.

V водоносный комплекс приурочен к рыхлым отложениям четвертичного возраста (в основном к аллювиальным и делювиальным). Эти отложения, разнообразные по литологическому составу, содержат скопления порово-пластовых вод.

Основываясь на структурно-морфологическом принципе, в пределах описываемой территории можно выделить два гидрогеологических района второго порядка:

1. Район водораздельной части хр. Западный Танну-Ола. Здесь распространены подземные воды всех перечисленных выше комплексов. По своему химическому составу воды гидрокарбонатные, магниевые, реже, кальциевые ультрапресные.

Воды первого гидрогеологического района, как правило, отличаются сравнительно низким рН (до 6,0).

2. Район южного склона хр. Западный Танну-Ола, характеризующийся пресными водами гидрокарбонатного, кальциевого состава.

Области питания подземных вод, так же как и вод поверхностных, приурочены к первому гидрогеологическому району. Сток вод направлен либо к р. Хемчук, либо к озеру Убсу-Нур. Формирование химического состава вод происходит главным образом за счет выщелачивания водорастворимых солей пород и катионного обмена в породах и почве.

Подземные воды района регулируют круглогодичную деятельность рек. Высокие питьевые качества вод позволяют применять их для бытовых и хозяйственных нужд, а в отдельных случаях также и для бальнеологических целей.

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

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характер проявления	№ использованного материала по списку
1	I—3	Рудопоявление меди на левом берегу р. Харунуг-Ой	Кварцевые жилы с налетами малахита и большим количеством вкрапленников халькопирита, секущие породы пестроцветной толщи D_3n_2 в зоне регионального Боршингольского разлома	1
3	I—3	Рудопоявление меди на левом берегу р. Боршин-Гол в 0,5 км восточнее пос. Салчур	Кварцевые жилы с налетами и корочками малахита и вкрапленниками халькопирита, секущие породы пестроцветной толщи D_3n_2 в зоне Боршингольского разлома	1
4	I—1	Рудопоявление меди на правом берегу р. Сайлы	Налеты и примазки медной зелени приурочены к осадочной толще среднего девона в приконтактной части ее с брекчированной зоной разлома	2
5	I—2	Рудопоявление меди на левобережье в верхнем течении р. Ихэ-Душин-Гол	Незначительной мощности линзы медистого песчаника приурочены к низам пестроцветной илемовской свиты. Минерализация представлена налетами малахита, азурита и вкрапленниками халькопирита	3
6	I—2	Рудопоявление меди на перевале по дороге из пос. Саглы в пос. Салчур	Минерализация представлена налетами медной зелени, приуроченными к зоне нарушений в живетских отложениях	3
2	I—3	Рудопоявление железа на междуречье Боршин-Гол и Харунуг-Ой	К брекчированной зоне Боршингольского разлома, пересекающей пестроцветную толщу, приурочена серия кварцевых жил. Жилы минерализованы зернами гематита, кровавиком и железной слюдкой	1
7	I—2	Рудопоявление железа на междуречье Ортохон и Ихэ-Душин-Гол	Кварц-гематитовые жилки в приконтактной части интрузии габбро-диабазов, прорывающей пестроцветные живетские отложения	3

Продолжение

№ на карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характер проявления	№ использованного материала по списку
10	I—2	Руропоявление железа на левом берегу р. Ихэ-Душин-Гол близ государственной границы	Кальцитовая жила с гематитом в кварцевых порфирах вблизи зоны разлома	3
8	I—2	Актинолит-асбест на междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол	Маломощные прожилки актинолит-асбеста приурочены к брекчированной зоне разлома, пересекающей зеленовато-серые миндалекаменные порфиры	2
9	II—2	Каменный уголь на междуречье Ортоходен и Ихэ-Душин-Гол	Пласт каменного угля мощностью в 0,6 м приурочен к средним - верхнекаменноугольным алевро-песчаноконгломератным отложениям	3

Приложение 2

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материалов, его фондовый № или место издания
1	Волков В. В., Толмачев Г. П. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Боршин-Гол, результаты поисковых работ в бассейне р. Хам-Дыт (Отчет о поисково-съемочных работах партии № 66 за 1954 г.)	1955	Фонды ВСЕГЕИ
2	Грушевой Г. В., Серпухов В. И.	Геология и полезные ископаемые бассейна рр. Саглы и Боршин-Гол. (Отчет о поисково-съемочных работах партии № 10 за 1951 г.)	1952	Фонды ВСЕГЕИ
3	Иванова Г. И., Сельвесюк Б. Ф. и др.	Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна рр. Саглы, Барлык и Чазадыр. (Отчет о поисково-съемочных работах партии № 65 за 1954 г.)	1954	Фонды ВСЕГЕИ

ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

1. Алексейчик С. Н., Стефаненко А. Я. Палеозойские отложения Монголии. Советская геология, сб. № 24. Госгеолтехиздат, 1947.
2. Варенцов И. М. К стратиграфии среднедевонских отложений Тувы. ДАН, т. 104, № 3, 1955.
3. Гудилин Н. С., Нордега И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:500 000. Госгеоллиздат, 1952.
4. Додин А. Л., Кудрявцев Г. А. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской автономной области масштаба 1:1 000 000. Госгеоллиздат, 1951.
5. Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Труды Южно-Енисейской комплексной экспедиции. Вып. II, 1953.
6. Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. Труды Монгольской комиссии № 26. Вып. 2, 1938.
7. Левенко А. И., Протопопова М. В. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве. ДАН, т. 98, № 5, 1954.
8. Мелешенко В. С. Некоторые вопросы геологии межгорных впадин Саяно-Алтайской складчатой области. Информационный сборник № 3. ВСЕГЕИ, 1956.
9. Стратиграфический словарь СССР под ред. Б. К. Лихарева. Госгеолтехиздат, 1956.
10. Теодорович В. И. О следах молодой интрузивной деятельности в Центральной Туве. ДАН, т. 19, № 3, 1953.

Фондовая

11. Белякова Е. Е., Казаков И. Н., Маймина Л. Г., Мелешенко В. С., Янов Э. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений обрамлений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Фонды ВСЕГЕИ, 1956.
12. Борковский П. М., Поздняков А. В., Старицкий Ю. Г. Геология и полезные ископаемые Чергакского района Западной Тувы. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1947.
13. Вознесенский Д. В., Бурьянова Е. З., Серпухов В. И. Металлогения Тувинской автономной области (Центральная и Западная Тува). Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1954.
14. Волков В. В., Толмачев Г. П. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Боршин-Гол, результаты поисковых работ в бассейне р. Хам-Дыт. Отчет о поисково-съемочных работах партии № 66 летом 1954 г. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1955.
15. Грушевой Г. В., Серпухов В. И. Геологическое строение бассейнов рек Саглы и Боршин-Гол. Отчет о поисково-съемочных работах партии № 10 и отряда Серпухова В. И. за 1951 г. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1952.

16. Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н., Мельников Е. К. Стратиграфия, фации и теллуричность средне-, верхнедевонских отложений Тувинской автономной области. Окончательный отчет о работах тематической партии № 61 в 1953 и 1954 гг. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1955.

17. Евдокимов Ю. Б., Орлов Д. М., Ершов Л. А. Отчет о поисково-съемочных работах, произведенных партией № 60, в 1953 г. Рукопись, фонды Горной экспедиции, Кызыл, 1954.

18. Иванова Г. И., Сельвесюк Б. Ф. и др. Гологическое строение и полезные ископаемые бассейнов рек Саглы, Барлык и Чазадыр. Отчет о поисково-съемочных работах партии № 65 за 1954 г. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1956.

19. Коростин П. В., Антонова О. И. и др. Геология и полезные ископаемые бассейнов рек Харлети, Телл, Улатай и Чеза. Рукопись, фонды Горной экспедиции, Кызыл, 1954.

20. Палицын Н. Д., Букачич С. В. Аэрометрические работы в Тувинской автономной области. Отчет аэрогеофизической партии № 32 по работам 1952 г. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ, 1953.

21. Попов Н. Г., Кузнецов И. В. Девонские и нижнекаменноугольные отложения Центральной части Тувинского средне-, верхнепалеозойского прогиба и перспективы их нефтепродуктивности. Отчет о работе сводной Улугхемской партии за 1954—1955 г. Рукопись, фонды Союзной геолого-поисковой конторы Минусинской экспедиции. Москва, 1956 г.

22. Унксов В. А., Иванова Т. Н. Геолого-экономический очерк Тувинской автономной области. Часть I и II. Особая ревизионная партия Горной экспедиции, 1952 г. Рукопись, фонды ВСЕГЕИ.

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
7	1—2 сверху	Туннуольского	Таннуольского
43	2 сверху	линзами	линзами
47	8 снизу	морфологические	морфогенетические

Заказ 03341/03151

Редактор С. В. Власова

Техн. редактор А. Г. Иванова

Корректор Э. Г. Агеева

Подписано в печать 17/IV 1959 г.

Формат бумаги 60×92¹/₁₆, Бум. л. 1,75 Печ. л. 3,5 Уч.-изд. л. 3,6
Тираж 500 экз. Зак. 03151

Картфабрика Госгеолтехиздата