

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 36

К. А. КЛИТИН

**ТЕКТОНИКА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТУВИНСКОГО ПРОГИБА**

**ГОСГОРТЕХИЗДАТ
1960**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 36

К. А. КЛИТИН

ТЕКТОНИКА
ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
ТУВИНСКОГО ПРОГИБ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛИТЕРАТУРЫ
ПО ГОРНОМУ ДЕЛУ

Москва 1960

Главный редактор —
академик Н. С. ШАТСКИЙ
Ответственный редактор —
Н. С. ЗАЙЦЕВ

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Глава I. Краткий обзор истории исследований	4
Глава II. Стратиграфия	11
Глава III. Морфология средне-верхнепалеозойских структур	56
Глава IV. История формирования некоторых структур Тувы	88
Заключение	112
Литература	122

Труды геологического института
выпуск 36

Клитин Константин Александрович

ТЕКТОНИКА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Редактор издательства Л. А. Романова

Техн. редактор Л. Ш. Берславская

Сдано в набор 17/VII 1959 г. Подписано в печать 19/XII 1959 г. Формат бумаги 70 × 108^{1/16}
Печ. л. 7^{3/4} + 7 вклеек. Усл. печ. л. 10,96. Уч.-изд. л. 10,26. Тираж 1000 экз. Т. 12866
Изд. № 236. Инд 7/10-а. Цена 7 р. 20 к. Заказ № 1/781.

Государственное научно-техническое издательство литературы по горному делу

ГОСГОРТЕХИЗДАТ

Москва, Грузинский вал, д. 35

ВВЕДЕНИЕ

В основу настоящей работы положены материалы, собранные автором в центральных районах Тувы во время полевых исследований, проводившихся в 1953—1954 гг. в составе Тувинской экспедиции Геологического института АН СССР.

Изученный район по своему географическому положению охватывает западную часть Улугхемской котловины и ограничивающие ее с севера и юга горные массивы, входящие в систему Западных Саян и Танну-Ола. В тектоническом отношении он относится к центральной части Тувинского средне-верхнепалеозойского межгорного прогиба.

Этот район неоднократно привлекал к себе внимание геологов, так как в нем одновременно сочетается полнота стратиграфического разреза, многообразие и сложность тектонических форм, а также прекрасная обнаженность и легкая доступность для изучения.

В работе освещается морфология и история развития в среднем и верхнем палеозое глыбово-складчатых структур центральной части прогиба, выделяются некоторые их типы и делается попытка выяснить их генезис. Наряду с этим в ней дается детальная стратиграфия средне- и верхнепалеозойских образований, причем большое внимание уделяется анализу изменения их фаций и мощностей, а также специально рассматриваются перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия.

Кроме собственных, нами использованы некоторые материалы по геологии Центральной Тувы, любезно предоставленные нам Г. П. Александровым, И. М. Варенцовым, Н. С. Зайцевым, Я. С. Зубрилиным, И. В. Кузнецовым, Н. Г. Поповым, В. В. Сажинной и др. товарищами.

В 1954 г. в полевых работах и камеральной обработке полученных материалов приняли участие студентка МГУ А. В. Калачева и студент Кишиневского университета И. А. Ратораш.

Коллекции окаменелостей обрабатывались А. Р. Ананьевым, Е. А. Ивановой, М. Ф. Нейбург, Н. И. Новожиловым, Е. Н. Поленовой и Д. В. Обручевым.

Всем упомянутым товарищам выражаю большую признательность.

Искреннюю благодарность приношу Н. С. Шатскому и Н. С. Зайцеву, от которых в процессе подготовки настоящей работы я неоднократно получал ценные советы.

Глава I. КРАТКИЙ ОБЗОР ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Первые отрывочные сведения о геологическом строении Центральной Тувы можно найти в дневниках и отчетах русских путешественников, маршруты которых в Северо-Западный Китай и Монголию проходили через территорию Тувы.

В 1879 г. по пути в Монголию районы хребта Западного Танну-Ола и р. Улуг-Хем посетила экспедиция Русского географического общества под руководством Г. Н. Потанина (1883). Во время этих экспедиционных исследований вопросам геологии уделялось сравнительно мало внимания. Поэтому среди интересных материалов, дающих яркую характеристику природы и быта населения Тувы, встречаются только скудные сведения о горных породах, слагающих долину р. Улуг-Хем и хребет Танну-Ола.

В 1881 г. по долине р. Улуг-Хем прошел отряд А. В. Адрианова (1888), собравший ископаемые остатки флоры из угленосных отложений района рек Эрбек и Элегест, которые были определены И. Шмальгаузен; они дали первое указание на присутствие в Туве юрских отложений.

Собственно геологические исследования в Туве начались с рекогносцировочных маршрутов, выполненных в 1903 г. И. П. Рачковским и А. И. Педашенко. Этими исследователями было дано первое описание стратиграфии и тектоники Центральной Тувы и приведены некоторые сведения о полезных ископаемых.

В 1917 г. в Туве работала финляндская геологическая экспедиция во главе с проф. Седергольмом, которая маршрутными исследованиями захватила бассейн р. Каа-Хем, долину р. Улуг-Хем и хребет Танну-Ола. В опубликованных Г. Хаузеном (Hausen, 1925, 1927 и др.) статьях содержится большой фактический материал и даны некоторые краткие обобщения.

В 1926—1929 гг. на территории Тувинской Народной Республики работала экспедиция Академии наук СССР под руководством И. П. Рачковского, в задачу которой входило выяснение геологического строения Тувы. В сводке, опубликованной позднее З. А. Лебедевой (1938), излагаются общие результаты этих исследований, а также приводится подробная характеристика стратиграфии и тектоники отдельных участков. Эта работа по некоторым вопросам не потеряла своего значения до настоящего времени.

В центральной части Тувы З. А. Лебедевой были выделены: 1) кембрий, 2) сланцевая метаморфическая толща условно нижне-силурийского возраста, 3) отложения морского верхнего силура, 4) комплекс отложений девоно-каменноугольного возраста («бейкемский комплекс»), 5) континентальная угленосная юра.

К кембрийской системе З. А. Лебедева ошибочно отнесла только отдельные линзы мраморизованных известняков, которые, по ее мнению, выжаты в виде тектонических клиньев в вышележащие ордовикские и силурийские породы. Отложения верхнего силура, девона, карбона и юры в общих чертах ею описаны правильно.

К весьма интересным выводам З. А. Лебедева и И. П. Рачковский пришли относительно тектоники Тувы. В Центральной и Западной Туве, по их мнению, располагается крупная блоковая структура, которая по своей морфологической картине имитирует форму крупного антиклинала, вытянутого в направлении восток-северо-востока и затухает к востоку. Центральной части антиклинала соответствует область Улугхемской и Хемчикской котловин, северное крыло антиклинала приходится на область южных цепей Западных Саян, а южное крыло охватывает Западный Танну-Ола. В районе восточного периклиналильного окончания наблюдается последовательное облекание кембрийского ядра отложениями силура, девона и карбона.

Вдоль северного крыла антиклинала З. А. Лебедевой выделяется крупная зона дизъюнктивных нарушений, к которой приурочены полосы и линзы кембрийских известняков, тектонически выжатые в вышележащие отложения ордовика и силура. Представление З. А. Лебедевой о существовании в центральных районах Тувы крупного блокового поднятия в дальнейшем было подтверждено детальным геологическим картированием. В настоящей работе оно описывается под названием Центрально-Тувинского поднятия. Однако идея о тектонических известняковых «клиньях» кембрия, зажатых среди вышележащих отложений, оказалась несостоятельной.

По мнению З. А. Лебедевой, первостепенную роль в тектонике Тувы играют взбросы северо-восточного или восток-северо-восточного простирания. Наряду с взбросами описываются также и пологие надвиги, присутствие которых, однако, позднее другими исследователями (В. А. Кузнецов, 1946 и др.) подтверждено не было.

Образование Тувинского антиклинала, как и некоторых других структур Тувы, связывается с глыбовыми движениями. Этот антиклинал, по мнению З. А. Лебедевой, представляет комплекс блоков, претерпевших в процессе развития относительное поднятие.

Представление З. А. Лебедевой и И. П. Рачковского об исключительном значении блоковой тектоники в строении Тувы в дальнейшем нашло развитие в работах других геологов.

В течение 1945 г. тематическое изучение стратиграфии и тектоники палеозойских отложений Центральной Тувы в районе урочищ Кызыл-Джара и Оттых-Таш проводил В. А. Кузнецов (1946). Им был детально описан разрез кембрия, выяснены взаимоотношения различных свит среднего и верхнего палеозоя и показано, что кембрийские известняки с фауной археоциат представляют не тектонические клинья, а являются рифами, расположенными внутри разновозрастных с ними песчано-сланцевых толщ. В последующих работах (1948, 1952, 1955 и др.) В. А. Кузнецов рассматривает вопрос о структуре Тувы. В пределах Тувы им выделяется крупная структура под названием Тувинского массива. Восточная наиболее устойчивая часть массива, включающая Тувинское нагорье и хребет Восточный Танну-Ола, по мнению В. А. Кузнецова, резко приподнята и глубоко денудирована. В ее строении большую роль играют докембрийские образования.

Западная часть массива наиболее подвижна. Здесь докембрийские образования опущены на большую глубину и скрыты под сложно дислоцированными толщами кембрия, образующими нижний структурный

этаж. Выше развиты довольно мощные и неметаморфизованные породы среднего и верхнего палеозоя, составляющие верхний структурный этаж. В. А. Кузнецов (1955) считает, что отложения верхнего структурного этажа смяты в сравнительно пологие складки платформенного типа, что, как будет показано ниже, не совсем правильно.

Между западной частью Тувинского массива и складчатой областью Западного Саяна В. А. Кузнецов выделяет Саяно-Тувинский глубинный разлом, существовавший уже в нижнем кембрии; с ним связано распределение гипербазитовых интрузий.

В 1946—1947 гг. в Центральной и Западной Туве работала Центральная аэрогеологическая экспедиция, которая под руководством В. П. Маслова провела геологическую съемку масштаба 1:1 000 000. В. П. Масловым была составлена в масштабе 1:200 000 геологическая карта правобережья р. Улуг-Хем, начиная от р. Баян-Гол на западе до речки Суглуг-Хем на востоке, впервые наиболее правильно отразившая геологическое строение этого участка. При этом В. П. Маслов особенно много внимания уделял вопросам стратиграфии и литологии кембрийских образований, по которым позднее опубликовал две статьи (1947, 1949).

В 1947 г. Г. А. Кудрявцев (1949₁ и ₂, 1952) закартировал в масштабе 1:1 000 000 правобережье р. Улуг-Хем к западу от р. Баян-Гол, а также западный участок Турано-Уюкской котловины и смежную часть Куртушибинского хребта. Здесь им было отмечено присутствие метаморфизованных пород кембрия и ордовика, а также указано трансгрессивное и несогласное налегание нижнесилурийских отложений на подстилающих кембрийских.

В 1947 г. в районе междуречья Улуг-Хем — Элегест геологическую съемку проводили сотрудники Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) В. А. Бобров и В. А. Унксов (1949), отметившие сложность тектонического строения района, вызванную, по их мнению, положением района в зоне сочленения западносаянских и тувинских структур, имеющих разное простирание. Отмечено большое значение в тектонике разломов, причем среди них преобладают разломы северо-западного и северо-восточного простираний, а также ряд угловых несогласий, приуроченных к определенным фазам складчатости. По несогласиям они устанавливают следующие три структурных этажа: верхний, соответствующий отрезку времени верхний девон — юра; средний — верхний силур — средний девон и нижний — кембрий — нижний силур.

Несогласие между нижним и средним этажами, по В. А. Ункову и В. А. Боброву, обусловлено таконской фазой складчатости, а между средним и верхним — тельбесской.

В 1948 г. под руководством В. И. Теодоровича (1949) в центральной части Тувинской котловины проводил работы нефтяной отряд Улугхемской геолого-съемочной партии Востсибуглегеологии.

В. И. Теодорович вслед за З. А. Лебедевой важнейшим структурным элементом всей Центральной и Западной Тувы считал крупную антиклинальную структуру, названную им Центрально-Тувинской антиклиналью, которую он рассматривает как крупную длительно развивающуюся складчатую (а не глыбовую) структуру. На фоне этой антиклинали им выделяется ряд брахиантиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания.

Для центральной Тувы, по мнению В. И. Теодоровича, в основном, характерны складчатые структуры и разрывы не играют ведущей роли; последние только осложняют эти пликативные дислокации, с чем, однако, согласиться нельзя.

В 1950 г. геологи Н. А. Беляков и В. С. Мелешенко провели ряд маршрутов в центральной и западной Туве. В районе Уюкского хребта ими были сделаны находки среднедевонских листоногих, что дало возможность сопоставить эти породы со среднедевонской илеморовской свитой Минусинской впадины. Одновременно они выделили в Туве разновозрастные аналоги верхнедевонских свит, распространенных в Минусе. Произведенный ими пересмотр ранее собранных в Туве коллекций брахиопод позволил сделать предположение о существовании в западных районах Тувы аналогов таштыпской свиты, слагающей в Минусинской впадине верхи эйфельского яруса.

В дальнейшем идеи сходства стратиграфии и частично литологии девонских отложений Тувинской и Минусинской впадин получили широкое распространение у многих исследователей и нашли отражение в их стратиграфических построениях.

П. С. Матросов (1954) осветил стратиграфию ордовика и силура западной Тувы и наряду с этим кратко коснулся вопроса истории развития центральной и западной Тувы в нижнем и среднем палеозое.

По мнению П. С. Матросова, в ордовике в районе Куртушибинского хребта существовал прогиб, входящий в состав Западно-Саянской геосинклинали. В силурийском периоде этот прогиб мигрировал к югу; внутри его в силуре существовали отдельные приподнятые участки, где отлагались только красноцветные осадки. Наиболее прогнутая часть структуры, согласно представлениям П. С. Матросова, располагалась в западной Туве в районе бассейна р. Хемчик.

Длительное время изучением геологического строения Тувы занимался Я. С. Зубрилин, которым особенно много сделано в части выяснения стратиграфии девона и карбона в центральных районах этой области. Составленные им для этой территории геологические карты в общем правильно отображают основные черты ее геологического строения. Однако вопросам тектоники в работах Я. С. Зубрилина, по сравнению со стратиграфией, уделено значительно меньшее внимание. Тем не менее им особо подчеркивается первостепенная роль разломов в формировании структур центральных районов Тувы. Наиболее сложное тектоническое строение, по представлениям Я. С. Зубрилина, наблюдается там, где сочленяются разнонаправленные структуры.

Много сделано для выяснения тектонического строения Тувы Н. С. Зайцевым (1947, 1950, 1955, 1957), им был достаточно детально изучен и район урочища Кызыл-Джара, для которого выяснены основные особенности его тектоники.

В составе девонских отложений Н. С. Зайцевым выделены две формации. Нижняя формация — эффузивно-терригенная красноцветная — состоит из переслаивания различных эффузивных и нормальноосадочных пород. Продолжительность формирования этой формации для различных частей прогиба, по мнению Н. С. Зайцева, неодинакова и охватывает в целом промежуток времени с конца верхнего силура до низов среднего девона.

Верхняя формация — красноцветная терригенная, в центральной части Тувы от подстилающих пород отделена несогласием, в других районах она лежит в большинстве случаев без углового несогласия. В ее состав включается живетский ярус и оба яруса верхнего девона. Н. С. Зайцев считает, что по своему генезису формация сопоставляется с формацией древнего красного лежня западноевропейских каледонид.

Особый интерес представляют выводы Н. С. Зайцева о тектонике Алтае-Саянской складчатой области. Последний этап развития каледонид юга Сибири, согласно его представлениям, характеризуется, с одной

стороны, образованием унаследованных межгорных прогибов, а с другой — наложенных межгорных впадин. Первые от вторых отличаются более мощным разрезом выполняющих их толщ, несколько особой морфологией структур, более длительным характером развития и некоторыми другими чертами (1957).

Внутреннее строение прогибов неоднородно. Тувинский межгорный прогиб, который автором выделен и обоснован впервые, исходя из особенностей слагающих пород, распределения мощностей, характера дислокаций, типов структур и наличия несогласий и перерывов Н. С. Зайцевым разделяется на три части: северо-восточную, или Бий-Хемскую, центральную — Улуг-Хемскую и юго-западную — Хемчикско-Убсанурскую. Северо-восточные и юго-западные части прогиба выполнены мощными накоплениями среднего и верхнего палеозоя. Центральная часть характеризуется сокращенными мощностями, наличием частых перерывов и несогласий, особой сложностью структур. Она испытывала длительное поднятие, в течение которого ее фундамент был разбит на отдельные глыбы; перемещение глыб обусловило формирование коробчатых или флексуорообразных структур.

В 1952—1953 гг. в Туве проводили тематические работы с целью выяснения перспектив нефтегазоносности Н. Г. Попов и И. В. Кузнецов. Ими собраны многочисленные материалы по стратиграфии девонских и каменноугольных отложений, сделано сопоставление с стратиграфией Минусинской котловины, изучены отдельные структуры и составлена сводная геологическая карта Центральной Тувы. В своих выводах Н. Г. Попов и И. В. Кузнецов отмечают, что вследствие отсутствия структур благоприятных для локализации нефти и плохих коллекторских свойств пород на территории Тувы нельзя ожидать каких-либо значительных залежей нефти и газа.

В 1953—1956 гг. Г. П. Александров, В. В. Волков, А. М. Данилевич, Н. А. Предтеченский и др. вели большие поисково-съёмочные и тематические работы, в результате которых были составлены детальные геологические карты для отдельных участков и уточнена стратиграфия ордовикских, силурийских, девонских и каменноугольных отложений.

В течение 1953—1954 гг. стратиграфию и литологию девонских образований Центральной и Западной Тувы изучал И. М. Варенцов (1955, 1956, 1957). Им была разработана схема стратиграфического расчленения отложений среднего девона для Центральной и юго-западной частей Тувы.

И. М. Варенцов отмечает, что в формировании структур Тувинского средне-верхнепалеозойского геосинклиналиного прогиба заметную роль играли фазы складчатости. Этот прогиб разделяется им на три структурно-фациальные зоны, каждая из которых характеризуется только ей присущим типом разреза девонских отложений. Изменение мощностей и фаций пород девона И. М. Варенцов связывает с сложным развитием блоковых структур.

Рассматривая вопросы нефтегазоносности, И. М. Варенцов указывает на возможность нахождения небольших залежей нефти и газа в районе Кызыльской мульды, где, по его мнению, тектоника сравнительно проста, разрез девона отличается повышенными мощностями, и, вероятно, присутствуют нефтематеринские свиты.

Особый интерес в работе И. М. Варенцова представляет часть, посвященная литологии среднепалеозойских пород Тувинской впадины.

В течение ряда лет стратиграфию девонских отложений в связи с их возможной нефтеносностью изучали А. И. Левенко и М. Н. Протопопова (1950, 1955, 1956 и др.). Ими была собрана богатая фауна де-

вонских ископаемых, позволившая в ряде мест более детально расчленивать эти отложения.

Происхождение Тувинского среднепалеозойского прогиба А. И. Левенко связывает с проседанием большого участка земной коры, ограниченного по краям глубинными разломами. Последние служили путями для проникновения магмы к поверхности. «Дно» прогиба предполагается сравнительно плоским. Общий структурный план прогиба, согласно взглядам А. И. Левенко, испытывал во времени сравнительно незначительные изменения.

Возникновение складчатых структур в породах среднего и верхнего палеозоя, по А. И. Левенко (1950), произошло в связи с дифференцированными перемещениями глыб жесткого основания.

В 1953 г. под руководством А. И. Воронина в центральной части Тувинской впадины были проведены гравиметрические и магнитометрические исследования.

Составленная по этим данным карта аномалий силы тяжести показывает, что центральная часть Тувинского прогиба располагается в глубокой гравитационной депрессии. Аномалии силы тяжести заключены здесь в пределах от -159 до -112 мгл. Гравитационное поле сильно возмущено.

Карта аномалий вертикальной составляющей ΔZ по своим контурам в общем совпадает с картой аномалий силы тяжести. Магнитные аномалии вызваны приближением основных и средних по составу эффузивных пород девона к поверхности или их выходами на поверхность.

Установлено, что гравитационные и магнитные аномалии отображают поведение плотностной границы, стратиграфически приуроченной к верхам вулканогенного комплекса девона, а в районе отсутствия такого к поверхности кембрия. Отмечается, что вследствие отсутствия разницы в плотностях и в магнитной восприимчивости между отложениями среднего и верхнего девона, карбона и юры нельзя сделать никаких выводов о тектонике осадочной толщи выше плотностной границы.

В работе дается определение глубины залегания поверхности эффузивных толщ девона под осадочными образованиями среднего палеозоя и мезозоя Кызыльской мульды. Однако приводимая А. И. Ворониным глубина залегания вулканогенного девона к юго-востоку от г. Кызыла, равная 4000—6000 м, заведомо неправильна, так как в указанном пункте на поверхность выходят породы фундамента, образованные мощными интрузиями таннуольского комплекса и нижним кембрием.

Следует отметить, что почти все структуры, отраженные гравитационной и магнитной картами, находят свое выражение в современных тектонических формах.

В 1956 г. Л. Н. Леонтьев опубликовал краткую сводку по геологии Тувы. Согласно его взглядам, районы Западной и Центральной Тувы в тектоническом отношении относятся к подвижному западному окончанию салаирской платформы, на котором в начале силура заложен прогиб, имеющий характер остаточной геосинклинали. От расположенной юго-восточнее более консолидированной части платформы и от складчатой Саяно-Алтайской зоны прогиб был отделен длительно развивающимися разломами. В конце силура в Туве имела место эрийская фаза складчатости, обусловившая появление складчато-глыбовых структур и угловато несогласия в основании девона, а также внедрение микроклиновых гранитов сютхольского комплекса. Герцинские движения в Туве, по мнению Л. Н. Леонтьева, играли незначительную роль и свя-

зываются им с заключительной фазой позднекаледонского этапа развития.

По необходимости весьма краткий и далеко не полный обзор истории геологических исследований центральных районов Тувы показывает, что основное внимание геологов было направлено здесь на изучение стратиграфии средне-верхнепалеозойских толщ. Вопросам тектоники Тувы в этих работах отводится сравнительно немного места. При изложении материала по тектонике большинство исследователей ограничивается выделением структурных ярусов и фаз складчатости, тогда как описание морфологии конкретных структурных форм обычно в нем отсутствует. Почти нет работ, в которых подробно рассматривались бы вопросы происхождения и истории формирования структур, а также палеографических и палеотектонических реконструкций.

В этом отношении несколько лучше обстоит дело для расположенных севернее Минусинских впадин.

Б. Н. Красильников, А. А. Моссаковский и В. С. Суворова (1955) изучили в северной части Минусинского прогиба ряд глыбовых структур, многие из которых имеют большое сходство с описываемыми в настоящей работе. Следует отметить их указания на длительный характер развития некоторых из этих тектонических форм.

И. В. Лучицкий (1956) большую роль в тектонике Минусинского прогиба придает флексурам, развитым в девонских и каменноугольных отложениях и непосредственно связанных с разломами в фундаменте. Асимметрия складок, по мнению И. В. Лучицкого, также находится в прямой зависимости от разломов. Большой интерес представляют своеобразные асимметричные среднепалеозойские грабен-синклинали в западной части Центрального Казахстана, описанные Ю. А. Зайцевым (1957). Они также во многих отношениях близки к структурам, описанию которых и посвящена в основном настоящая работа.

Глава II. СТРАТИГРАФИЯ

В строении центральной части Тувинского межгорного прогиба принимают участие разнообразные породы палеозойской и мезозойской систем. Интенсивно дислоцированные и метаморфизованные отложения кембрия и нижнего ордовика образуют фундамент впадины, ее нижний структурный этаж. Вышележащие слабометаморфизованные толщи верхнего ордовика, силура, девона и карбона выполняют впадину и составляют средний структурный этаж. Наконец, юрские накопления, залегающие в большинстве случаев на подстилающих породах несогласно, формируют верхний структурный этаж.

В настоящей работе очень кратко рассматривается строение пород фундамента и достаточно подробно характеризуются средне- и верхнепалеозойские образования.

Юрские отложения нами специально не изучались, их краткая стратиграфия будет дана по материалам А. Л. Лосева (1955) и П. П. Тимофеева (1953^{1,2}, 1955).

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские образования в Центральной части Тувы распространены довольно широко. Они слагают ядра горст-антиклинальных структур, входящих в состав Центрально-Тувинского поднятия, а также участвуют в строении юго-восточного обрамления впадины.

Кембрий в Центральной и Западной Туве сложен эффузивно-осадочными породами, среди которых преобладают эффузивы основного и среднего состава и различные, нередко грубообломочные, пирокластические и осадочные образования. Кембрийские толщи Центральной Тувы представлены зелеными и темными хлорит-серицитовыми, глинистыми и карбонатными сланцами, микрокварцитами, рассланцованными эффузивами, темно-зелеными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, граувакками и конгломератами. Вулканогенные породы пользуются большим распространением и сложены пироксеновыми порфиритами, порфириновыми диабазами, покровами кератофиров и связанными с ними разнообразными туфами и туфоконгломератами. В виде отдельных различной мощности линз протяженностью по несколько километров среди описанных толщ залегают мраморизованные известняки, содержащие часто остатки археоциат, водорослей и трилобитов.

Непосредственно на исследованной территории кембрийские отложения довольно широко развиты по правобережью Улуг-Хема, где они на значительных площадях выходят на дневную поверхность в низовьях р. Боян-гол, а также на междуречье Боян-гол — Эжим. Здесь они изу-

чались В. П. Масловым, Я. С. Зубрилиным, Г. Д. Трухиным, А. Н. Павловым, Г. М. Волонтэй, Н. С. Зайцевым, В. В. Сажинной и рядом других исследователей.

По данным Н. С. Зайцева и В. В. Сажинной, кембрий правобережья Енисея стратиграфически расчленяется следующим образом.

В самом низу ими выделяется так называемая эжимская свита, по возрасту соответствующая чингинской свите низов кембрия Западного Саяна.

Она хорошо обнажена в ущелье р. Эжим, непосредственно выше Пельорукского грабена, где представлена различными достаточно метаморфизованными породами, среди которых доминирующую роль играют глинисто-сланцевые и более грубые терригенные породы, измененные эффузивы, кремнисто-глинистые сланцы и микрокварциты, конгломераты и отдельные пачки и линзы рассланцованных известняков. По простиранию состав пород меняется и одни их горизонты часто замещаются другими.

Среди сланцев выделяются светло-серые серицитовые, более темные филлитовые и аргиллитовые, серо-зеленые серицит-хлоритовые и др. Затем в строении свиты большую роль играют рассланцованные песчаники, гравелиты, конгломераты, состоящие главным образом из гальки основных эффузивов и кремнистых пород, сцементированных хлоритово-слоистым цементом. В составе эффузивов большую роль играют основные породы: зеленокаменные диабазы, порфиритоиды, миндалекаменные диабазы и связанные с ними туфы и туфобрекчии. Нередко эффузивам подчинены линзы микрокварцитов. Реже среди эффузивов встречаются спилиты и кератофиры. Упомянутые выше в составе свиты известняки частью представляют, видимо, рифовые образования, частью же являются нормально осадочными слоистыми породами. Среди рифовых разностей известняков Я. С. Зубрилин впервые обнаружил археоциат, сборы которых были позднее повторены Н. С. Зайцевым.

Общую мощность пород эжимской свиты определить трудно, но она вряд ли менее 3 км, хотя другие исследователи называют значительно большие цифры.

Выше эжимской свиты залегает узун-саирская, которую другие геологи по ее составу именуют терригенно-эффузивно-карбонатной. Контакты данной свиты с эжимской всюду тектонические.

Свита в целом имеет серо-зеленый или грязно-зеленый цвет. В ней преобладают терригенные грауваккового сложения породы, представленные различной зернистости полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами, конгломератами. Эффузивные породы, участвующие в строении свиты, приурочены главным образом к ее верхним частям, хотя отдельные маломощные покровы встречаются и внутри терригенной части разреза. Среди эффузивов распространены основные зеленые диабазовые порфириты, миндалекаменные и афанитовые эффузивы, а также покровы буро-красных лав и лавоконгломератов более кислого состава. С эффузивными породами нередко ассоциируют отдельные сравнительно маломощные горизонты кремнистых яшмовидных слоистых пород, очевидно, связанные с вулканической деятельностью. Подчиненное значение имеют туфовые образования.

Мощные линзы и горизонты карбонатных пород встречаются на различных стратиграфических уровнях как внутри терригенной части свиты, так и среди вулканогенной. Характерно, что в первой из них среди пес-

чаников и сланцев встречаются горизонты конгломератов, в которых наряду с различной кремнисто-кварцевой галькой имеются линзы, валуны и галька известняков, с остатками археоциат и трилобитов. В крупных телах известняков, а также в некоторых глинисто-мергелистых породах Н. С. Зайцевым и В. В. Сажиной впервые обнаружена и собрана во многих пунктах междуречья Эжим — Боян-гол трилобитовая и археоциатовая фауна. Среди трилобитов, по предварительным определениям Н. В. Покровской, в различных горизонтах узун-саирской свиты встречаются многочисленные *Protoleniidae* и в том числе: *Bergeroniaspis* sp., *Bergeroniellus* sp. и др., и представители других семейств — *Serrodiscus* sp., *Calodiscus* sp., *Sayanaspis* sp., *Bonnia* sp., *Bathynotus* sp., *Baiangoliaspis* sp., *Redlichina* sp. nov., *Menneraspis* sp. nov., *Kooteniella* и другими брахиоподами, *Scenella* sp. и птероподами, указывающими на возраст свиты от самых низов ленского яруса (даже может быть от верхов алданского) до санаштыкгольского горизонта включительно, т. е. примерно до кетеменского горизонта нижнего кембрия. Наряду с трилобитами и совместно с ними здесь встречаются и многочисленные археоциаты.

Мощность узун-саирской свиты не менее 3500 м. Самой верхней из свит нижнего кембрия в районе междуречья Боян-гол — Эжим является боянгольская.

Основную массу пород в разрезе этой свиты составляют различной зернистости серо-зеленые граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты, туффиты и туфы кератофигов и основных эффузивов, а также горизонты красно-бурых, пестрых и серо-зеленых конгломератов, приуроченных, главным образом, к нижней части разреза. Кроме того, для свиты характерны многочисленные линзы светлых и пятнисто-красноватых известняков, нередко содержащих археоциат. Песчаники свиты сложены в основном из обломков и зерен основных и средних эффузивов, а также плагиоклазов, кварца, кремнистых пород и других обломков.

В конгломератах много гальки кремневых и яшмовидных пород, кварца, песчаников, обломков и гальки известняков (нередко с археоциатами) и т. д.

Общая мощность боян-гольской свиты также не менее 2,5—3 км. Трилобитовой фауны в ней никем не найдено и поэтому ее возраст по условиям залегания и археоциатам определяется в пределах верхов нижнего кембрия.

Таким образом, в целом кембрийские отложения района Эжим — Боян-гол представлены только породами нижнего отдела этой системы и достигают мощности (правда, из-за разрывов и сложной тектоники по очень приблизительным подсчетам) порядка 8—9 км. По своему составу они довольно резко отличаются от кембрийских отложений юго-восточного обрамления Тувинского прогиба, обнажающихся в хребте Восточной Танну-Ола.

Кембрий Восточного Танну-Ола разбирать нам здесь не представляется возможным.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ПАЛЕОЗОЯ

В основу построения стратиграфической схемы для пород среднего и верхнего палеозоя описываемой территории нами положены, с одной стороны, биостратиграфические данные, а с другой — те фациально-ли-

тологические изменения, которые претерпевают эти породы в пределах изученной площади.

Стратиграфическая колонка (рис. 1), геологическая карта (рис. 2) и геологические профили (рис. 3) показывают состав, мощности и взаимоотношения средне-верхнепалеозойских отложений Центральной Тувы. В табл. 1 приводится схема стратиграфического расчленения средне-верхнепалеозойских отложений, составленная нами на основании своих материалов и частично использованных схем, составленных З. А. Лебедевой, Я. С. Зубрилиным, А. М. Данилевичем и другими исследователями.

Таблица I

Схема стратиграфического расчленения средне-верхнепалеозойских отложений центральных районов Тувинской впадины (1955)

Система	Отдел	Ярус	Свита	
Каменно-угольная	Верхний—Средний	—	Онкажинская	
	Нижний	Турнейский	Джарикская Звезная Шивеликская	Танну-ольская
Девонская	Верхний	Фаменский Франский	Джаргинская Кохайская Бегрединская	
	Средний	Живетский	Уюкская Илеморовская	
		Эйфельский	Атакшиль-ская	
	Нижний	Кобленцкий	Отыхташская	
Силурийская	—	—	Красноцветная песчано-алевролитовая Известняково-сланцевая Песчано-алевролитовая Конгломератовая Пестроцветных песчаников	
Кембрийская	—	—	—	

Предлагаемая схема несколько отличается от ранее предложенных другими авторами в части местных стратиграфических подразделений для силура, нижнего девона и эйфельского яруса. Уже после написания

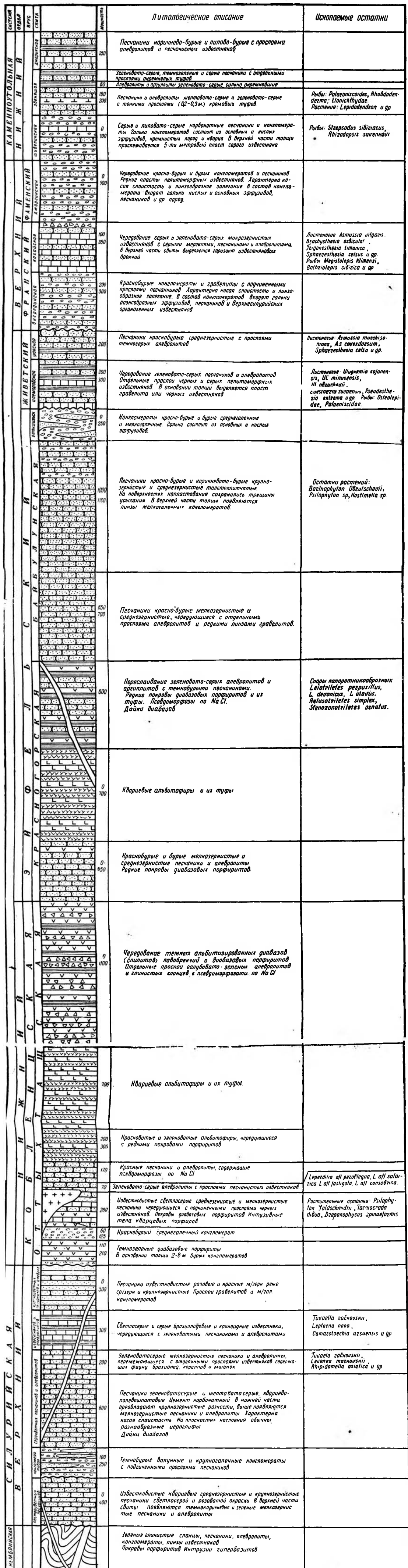


Рис. 1. Сводная стратиграфическая колонка средне- и верхнепалеозойских отложений района урочищ Кызыл-Джара и Оттых-Таш (составил К. А. Клитвин)

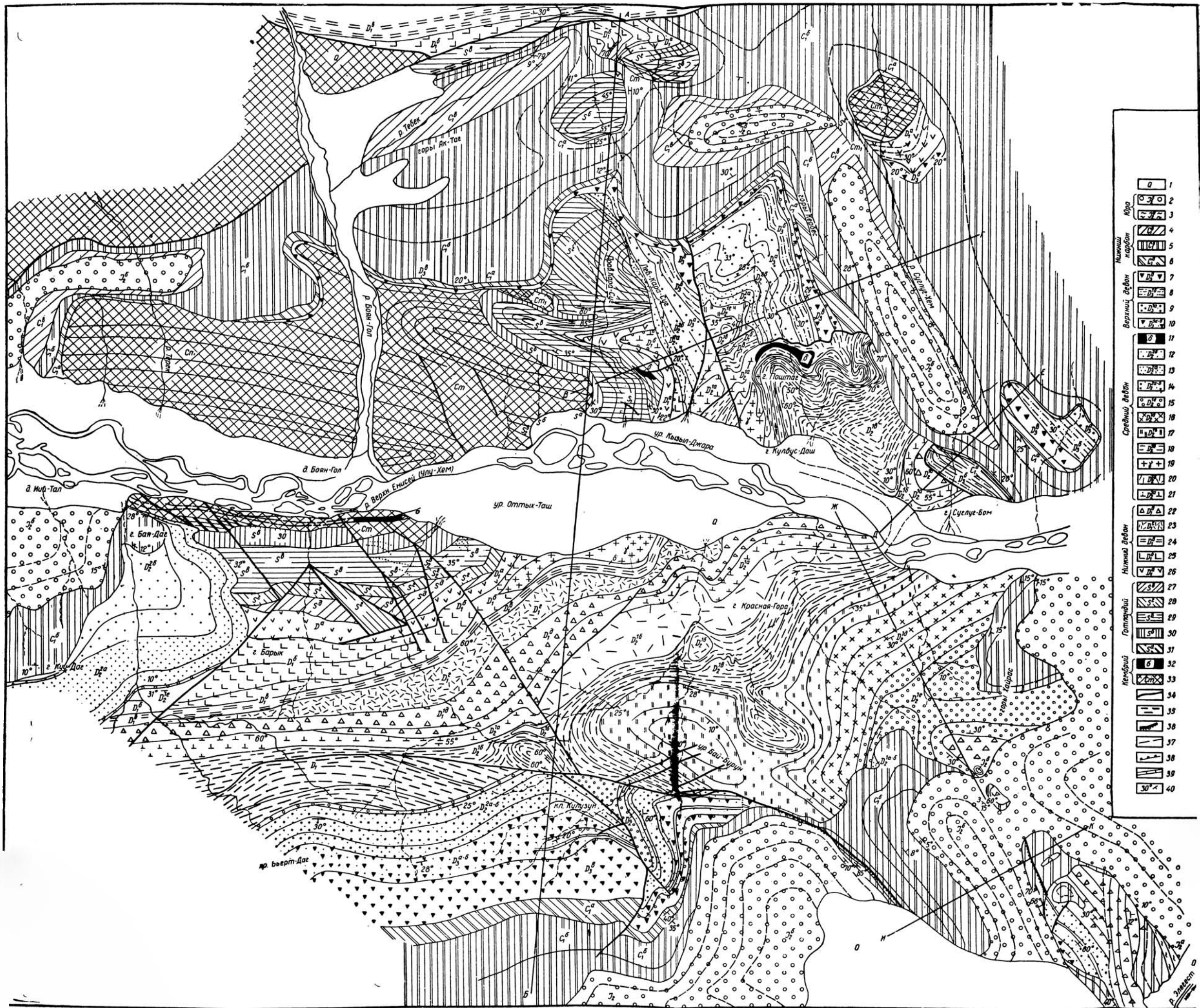


Рис. 2. Схематическая геологическая карта центральной части Тувинского прогиба (составил К. А. Клитин при участии А. В. Калачевой и И. А. Ратораша, 1955 г.):
 1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — эрбекская свита — конгломераты, песчаники, уголь; 3 — элегестская свита — песчаники, алевролиты, уголь; 4 — джарикская свита — красноцветные песчаники и туфопесчаники; 5 — звенящая свита — серые и желтые песчаники, алевролиты, туффиты; 6 — шивеликская свита — лилово-серые конгломераты и песчаники; 7 — джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты; 8 — кохайская свита — сероцветные известняки и песчаники; 9 — берединская свита — красноцветные конгломераты и песчаники; 10 — красноцветные песчаники с редкими прослоями известняков (аналог берединской и кохайской свит); 11 — основные интрузии (силлы и дайки); 12 — уюкская свита — красно-бурые песчаники и алевролиты; 13 — илеморовская свита — сероцветные песчаники и аргиллиты; 14 — песчаники и аргиллиты (аналог илеморовской и уюкской свит); 15 — красноцветные конгломераты и песчаники — атакшильская свита; 16 — 17 — байбулунская свита; 16 — толща красноцветных песчаников; 17 — толща красноцветных песчаников и алевролитов; 18, 20, 21 — красногорская свита; 18 — толща пестроцветных мергелей и алевролитов; 20 — толща эффузивных кварцевых кератофиров и их туфов; 21 — толща красно-бурых песчаников и алевролитов; 19 — гранофиры и интрузивные кварцевые порфиры; 22 — 26 — оттыташская свита; 22 — толща порфиритов, спилитов, туфобрекчий и алевролитов; 23 — толща кварцевых кератофиров и их туфов; 24 — толща сероцветных алевролитов и аргиллитов; 25 — толща сероцветных песчаников, известняков и порфиритов; 26 — толща диабазовых порфиритов; 27 — свита красноцветных песчаников и алевролитов; 28 — свита известняков и алевролитов; 29 — свита сероцветных песчаников и алевролитов; 30 — конгломератовая свита; 31 — свита пестроцветных песчаников; 32 — ультраосновные интрузии кембрийского возраста; 33 — нерасчлененный нижний кембрий; 34 — разрывные нарушения; 35 — зоны дробления пород; 36 — флексуры; 37 — условные структурные линии, прослеженные и оташифрованные; 38 — маркирующие горизонты конгломератов; 39 — маркирующие горизонты известняков; 40 — элементы залегания

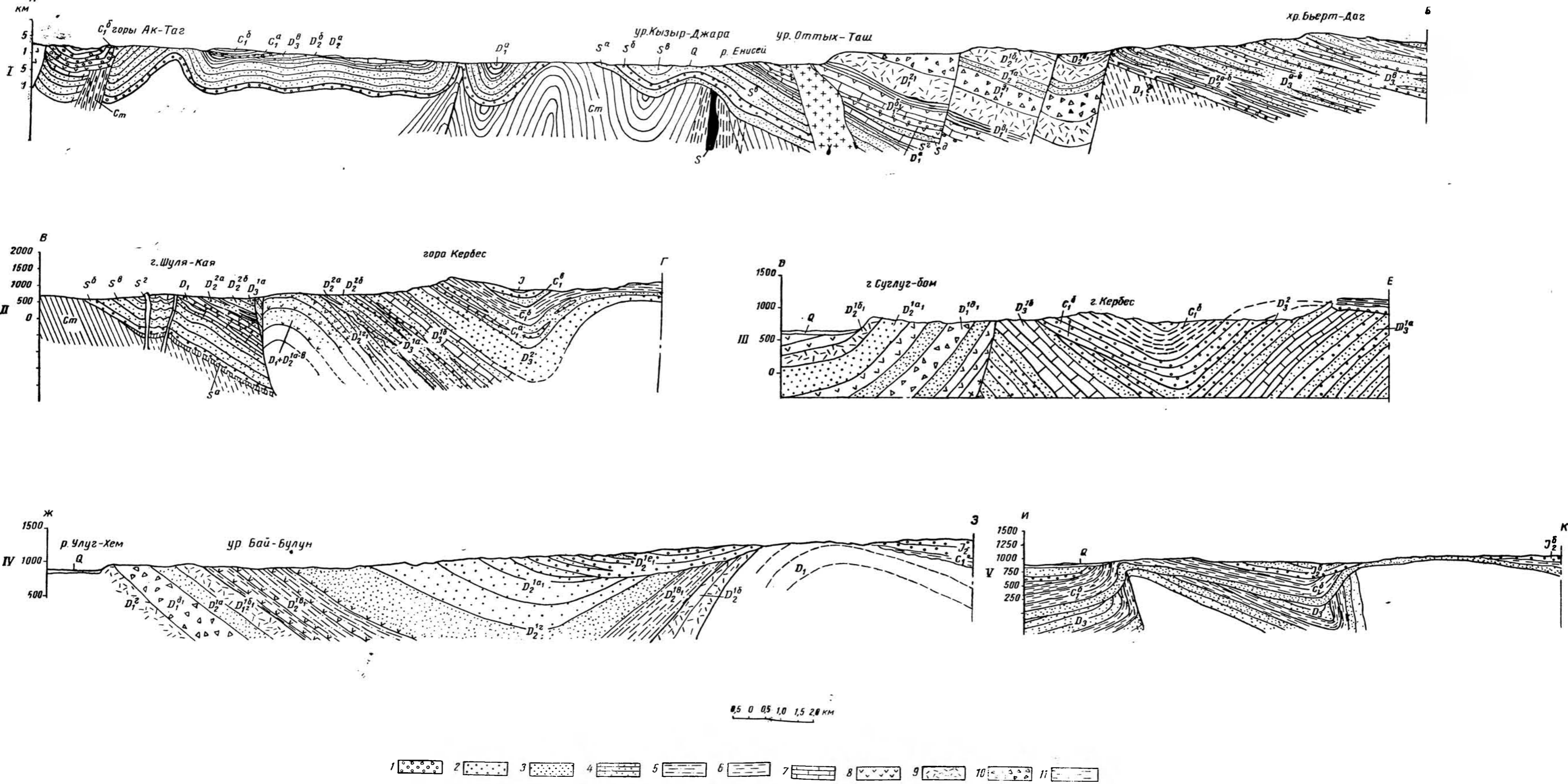


Рис. 3. Геологические профили к схематической геологической карте Центральной Тувы:
 I — геологический профиль по линии А-Б; II — геологический профиль по линии В-Г; III — геологический профиль по линии Д-Е; IV — геологический профиль по линии Ж-З; V — геологический профиль по линии И-К;
 1 — конгломераты и гравелиты; 2 — грубозернистые и среднезернистые песчаники; 3 — алевролиты; 4 — песчаные сланцы; 5 — чередование аргиллитов и алевролитов; 6 — кремнистые туфы, туфопесчаники; 7 — известняки; 8 — основные эффузивы; 9 — кислые эффузивы; 10 — вулканические брекчи; 11 — кременистые сланцы, алевролиты, песчаники.
 Масштаб профилей А-Б и В-Г — 1 : 50 000; И-К — 1 : 75 000. Вертикальный и горизонтальный масштабы равны.

настоящей работе появились еще новые схемы стратиграфического расчленения для тех же отложений. Для сравнения с нашей схемой они приведены в табл. 2 (стр. 16—17) и 3.

Таблица 3

Сопоставление схем
стратиграфического расчленения
нижнекаменноугольных отложений
Центральной Тувы

	По З. А. Лебедевой и И. П. Рачковскому	Союзная геолого-пунксовая контора	
Кар- бон	—	Актальская	Нижний карбон
	Джарикская	Тебекская	
	Звеньящая	Байтагская Хербесская	
	Шивеликская	Джаргинская Суглугхемская	
			Д ₃

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные породы ордовика установлены по северо-западной окраине Тувинского прогиба в районе верхнего течения р. Уюк и в некоторых других участках Уюкской котловины.

По данным Е. В. Владимирского, В. Г. Богомолова, Н. С. Зайцева, Г. А. Кудрявцева, В. В. Сажинной и других исследователей, ордовикские отложения начинаются здесь рассланцованными и метаморфизованными конгломератами, песчаниками и гравелитами, объединенными в аласугскую свиту. Породы окрашены в зеленовато-серые, серо-зеленые, реже в лиловатые тона. Аласугская свита слагает юго-восточное крыло подножья Куртушибинского антиклинория. Свита залегает с отчетливым угловым несогласием и базальным конгломератом в основании на рассланцованных эффузивах и сланцах, относимых к нижнему кембрию.

Мощность свиты равна 1200—1500 м, а в районе р. Уюк, по данным В. Г. Богомолова, достигает 5000 м.

В Уюкской котловине с аласугской свитой по тектоническому контакту соприкасается вышележащая фаунистически охарактеризованная малиновская свита, в основании разреза которой выделяется 250—300 м тонкослоистых грязно-зеленых песчаников, сменяющихся выше грубообломочной красноцветной толщей, состоящей из плохо отсортированных конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощности толщи достигает 1100 м. Выше следует известняково-алевролитовая толща общей мощностью 850—900 м. В глинистых известняках этой толщи содержится богатая фауна брахиопод, трилобитов, наутилоидей, мшанок, криноидей и гастропод. Для комплекса фауны характерно совместное нахождение нижнеордовикских и среднеордовикских форм. Разрез заканчивается красноцветной толщей песчаников, содержащих прослойки гравелитов. Общая мощность малиновской свиты около 3000 м.

Сопоставление схем стратиграфического расчленения

Период	Данилевич А. М., Предтеченский Н. Н., Зубрилин Я. С. (1954—1956)	Левенко А. И. (1957)
D_3^2	Джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 500 м	Джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 360—600 м
D_3^1	Кохайская свита — зеленые и красные мергели, алевролиты, аргиллиты и песчаники 350 м	Кохайская свита — сероцветные песчаники, аргиллиты, известняки 250—330 м
	Бегрединская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 500 м	Бегрединская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 350—400 м
D_2^2	Уюкская свита — красноцветные песчаники и алевролиты 300—1200 м	Уюкская свита — красноцветные песчаники и алевролиты до 900 м
	Илеморовская свита — серые, зеленовато-серые песчаники, алевролиты и аргиллиты 250 м	Илеморовская свита — сероцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты и известняки до 670 м
	Кулузунская свита — красноцветные конгломераты и песчаники 300 м	Кулузунская свита — красноцветные конгломераты 250—550 м
D_1^1	Байбулунская свита — красноцветные песчаники и алевролиты 2500 м	Байбулунская свита — чередование красных и серых песчаников и алевролитов с покровами порфиритов 2600 м
D_1	Чаанекская свита — средние и основные эффузивы 1000 м Барыкская свита — пестроцветные алевролиты и мергели 300 м Бьертдагская свита — красноцветные песчаники и конгломераты с покровами основных эффузивов 900 м	Красногорская серия — эффузивно-осадочные породы 2200—2400 м

Варенцов И. М. (1955)		Период	Клитин К. А. (1955)	
Урочище Кызыл-Джара	Урочище Бай-Булуң			
Красноцветная песчаниковая толща 30—500 м	Лилово-серая песчаниковая толща 500 м	D_3^2	Джаргинская свита — красноцветные песчаники и конгломераты 0—500 м	
Сероцветная песчаниково-известняковая толща 600 м	Толща желто-серых песчаников 720 м	D_3^1	Кохайская свита — серые известняки, мергели, песчаники и алевролиты 100—350 м	
Красноцветная конгломератово-песчаниковая толща 300—500 м	Красноцветная гравелитово-песчаниковая толща 580—600 м		Бегрединская свита — красноцветные конгломераты и песчаники 200—300 м	
Асмусиевая зона	Красноцветная песчаниково-алевролитовая толща 180—500 м	D_2^2	Уюкская свита — красно-бурые песчаники с прослоями темно-серых алевролитов 200 м	
Улугкемиевая зона	Сероцветная песчаниково-известняковая толща 60 м		Толща желто-серых детритовых песчаников 450 м Толща черных известняков 30 м Розово-серая песчаниковая толща 180—200 м Сероцветная песчано-мергельная толща 70 м	Илеморовская свита — чередование зеленовато-серых песчаников и алевролитов с серыми известняками 200—300 м
	Сероцветная песчаниково-аргиллитовая толща 120 м Пестроцветная гравелитовая толща 20 м			
	Красноцветная песчаниково-алевролитовая толща 400 м	Лилово-серая песчаниковая толща 2500 м	Байбулуңская свита — красноцветные песчаники 1100 м Красногорская свита — чередование зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов с красно-бурыми песчаниками и покровами порфиритов. В основании отдельные покровы кварцевых порфиритов 1800 м	
	Сероцветная аргиллитово-мергельная толща 150 м Пестроцветная алеврито-песчаниковая толща с интрузиями и покровами порфиритов 600—1000 м	Красноцветная алевролитово-аргиллитовая толща 1200 м Пестроцветная алеврито-аргиллитовая толща с интрузиями диабазов 600 м		
Существенно красноцветная эффузивно-осадочная толща 2000—3000 м		D_1	Оттыташская свита Толща альбитизированных диабазов, лавобрекчий и порфиритов 0—1100 м Толща кварцевых альбитофиров и их туфов 0—1000 м Толща пестроцветных алевролитов и аргиллитов 250 м Толща сероцветных песчаников, известняков порфиритов 350—400 м Толща диабазовых порфиритов 110—210 м	

Аналогом малиновской свиты в северо-восточных районах Тувы является систигхемская свита, описанная в бассейне р. Систиг-Хем В. А. Благонравовым и В. Ф. Лиховицким. Она представлена лилово-красными и зеленовато-серыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых подчиненное значение имеют эффузивы кислого состава и их туфы. Общая мощность свиты равна 2500—3000 м.

Фаунистически охарактеризованных ордовикских осадков в Центральном районе Тувы обнаружено не было. В. А. Унксов и В. А. Бобров в районе сопок Оттых-Таш условно отнесли к ордовику толщу темно-бурых прочных конгломератов, которая прослеживается вдоль берега реки. Выделение ордовикских образований было сделано ими на основании находки галек, состоящих из гипербазитов, микрокварцитов и археоциатовых известняков, т. е. из пород, характерных для кембрия Центральной Тувы. Однако во время просмотра нами ряда обнажений в конгломератах не было обнаружено галек гипербазитов. Присутствие галек кремнистых пород и археоциатовых известняков еще не говорит в пользу возможного ордовикского возраста конгломератов, так как они обычны для ряда горизонтов нижнекембрийских отложений, к которым мы их и относим.

В дальнейшем при описании силурийских пород мы еще вернемся к вопросу о возможности нахождения осадков ордовика в центральной части Тувинского прогиба.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силура в центральных районах Тувы развиты достаточно широко. Они представлены выдержанными на большой площади терригенно-карбонатными морскими толщами, суммарная мощность которых в ряде разрезов достигает примерно 2000—2500 м. Повсеместно в них содержатся обильные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, трилобитов и ортоцератит, указывающих на силурийский возраст вмещающих толщ. Однако, несмотря на большое количество хорошо сохранившихся ископаемых остатков, детальной стратиграфии силура до сих пор еще не имеется, хотя в этом направлении и проделаны отдельные интересные работы. По-видимому, это объясняется отчасти эндемичным характером фауны, встречающейся преимущественно в Туве и Северной Монголии и до сих пор еще слабо изученной палеонтологами (Б. Б. Чернышев, 1937, Н. Е. Чернышева, 1937).

На исследованной автором территории наиболее полный разрез силура прослеживается по правому берегу р. Улуг-Хем (район Кызыл-Джара) и на левобережье, к югу от сопок Оттых-Таш. Эти разрезы сравнительно хорошо изучены, так как ранее неоднократно посещались и описывались исследователями. Кроме того, отдельные части разреза силура выходят в ядрах некоторых положительных структур.

Разрез силура, развитый вдоль р. Улуг-Хем, мы принимаем за опорный. Здесь выделяются следующие характерные свиты, временно получившие свои названия по литологическим признакам (снизу): 1) свита пестроцветных песчаников, 2) конгломератовая свита, 3) песчано-алевролитовая, 4) известняково-сланцевая и 5) красноцветная песчано-алевролитовая.

Свита пестроцветных песчаников имеет ограниченное развитие; встречается только в районе урочищ Оттых-Таш и Кызыл-Джара. В общих чертах разрез ее имеет следующий вид.

1. На нижнекембрийских породах трансгрессивно и несогласно залегают светло-серые крупнозернистые и среднезернистые кварцево-полевошпатовые песчаники, содержащие отдельные линзы и прослои гравелитов. Зерна песчаников хорошо окатаны; цемент карбонатный, относительно слабый, в связи с чем при выветривании порода приобретает пористый вид. Мощность 300 м.

2. Песчаники и алевролиты темно-коричневые, красно-бурые и зеленовато-серые. В некоторых разновидностях песчаников на зеленоватом фоне прослеживаются красно-бурые разводы неправильной формы, а в отдельных прослоях отмечается присутствие угловатых обломков аргиллитов и алевролитов. Мощность 100—150 м.

Возраст описываемой свиты не совсем ясен. Некоторые исследователи (Маслов, 1948; Теодорович, 1949) относят ее к верхам ордовика. Нескóлько обособленное положение свиты между фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими образованиями и базальными конгломератами терригенно-карбонатной серии силура в действительности указывает на ее широкий возрастной диапазон.

Последние работы, проведенные в верховьях р. Уюк, показали, что верхняя половина ордовика сложена слабо метаморфизованными красноцветными и сероцветными песчаниками. Поэтому не исключена возможность, что и пестроцветная свита района Кызыл-Джара действительно имеет верхнеордовикский возраст, особенно, если учесть то обстоятельство, что от фаунистически охарактеризованного силура она отделена угловым несогласием.

Конгломератовая свита лежит на свите пестроцветных песчаников, а чаще непосредственно на нижнекембрийских породах с угловым несогласием и размывом. Наиболее полно она представлена в районе урочища Кызыл-Джара и сопок Оттых-Таш, где хорошо виден характер ее взаимоотношений с подстилающими породами и постепенный переход в вышележащую свиту. В этих районах свита представлена темно-бурыми валунными конгломератами. Размеры валунов в поперечнике колеблются от 10 до 15 см, диаметр отдельных валунов достигает 25—30 см. Валунуны хорошо окатаны, их форма круглая или слегка уплощенная. Промежутки между валунами заполнены мелкими галечками и гравием; цемент песчано-известковистый, очень прочный.

Состав валунов и галек разнообразный. В основании конгломератов преобладают темно-зеленые сланцы, песчаники и алевролиты, а также известняки с остатками археоциат, порфириды, кварцевые порфиры, разнообразные кремнистые породы, т. е. прослеживается вся гамма пород, характерная для подстилающих кембрийских образований.

В верхней части конгломератовой свиты количество галек из подстилающих местных пород уменьшается, и начинают преобладать гальки розоватых и серых гранитов, кварцевых порфиров, темно-зеленых и бурых туфов. Среди конгломератов прослеживаются отдельные линзы грубозернистых ржаво-желтых песчаников с отчетливо выраженной косой слоистостью.

Количество линз и прослоев грубозернистых песчаников вверх по разрезу постепенно возрастает. Размеры галек уменьшаются и конгломерат из валунного переходит в крупно- и среднегалечный. Граница между конгломератовой и лежащей выше песчано-алевролитовой свитой постепенная; она проводится в той части разреза, где преобладающую роль начинают играть песчаники.

Мощность конгломератов не постоянна. Она постепенно возрастает в южном направлении. Так, например, в районе гор Ак-Таг (на пра-

вобережье Улуг-Хема) она не превышает 110—130 м, тогда как в районе сопок Оттых-Таш (на левобережье Енисея) она достигает 250 м.

Песчано-алевролитовая свита представлена в основном зеленовато-серыми и желтовато-серыми песчаниками кварцево-полевошпатового состава. В нижней половине разреза преобладают крупнозернистые и среднезернистые разности с отдельными прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов и алевролитов. Верхнюю половину разреза составляют в основном мелкозернистые песчаники, песчаные сланцы и алевролиты, реже встречаются загрязненные серые и красноватые известняки. Характерной особенностью свиты является частое переслаивание песчаников, алевролитов и песчаных сланцев. На плоскостях наложения обычны волноприбойные знаки, а также следы ползания морских животных, фукоиды и другие иероглифы, причем волноприбойные знаки приурочены к крупнозернистым разностям, тогда как иероглифы встречаются только на плоскостях наложения сланцев и алевролитов.

Характер разреза свиты на исследованной нами территории не остается постоянным. Поэтому приводится краткое описание двух наиболее важных разрезов.

Разрез к югу от сопки Оттых-Таш (снизу вверх).

1. Песчаники желтовато-серые и зеленовато-серые крупнозернистые, закономерно чередующиеся с прослоями мелкозернистых песчаников. Крупнозернистые песчаники образуют пласты мощностью в 2—6 м с характерной перекрещивающейся косой слоистостью. Мощность слоев мелкозернистых песчаников не превышает 10—20 см, слоистость тонкая, полосчатая. В песчаниках встречены плохо сохранившиеся ядра и отпечатки брахиопод. Мощность 350 м.

2. Чередование косослоистых, крупнозернистых зеленовато-серых песчаников с прослоями голубовато-зеленых алевролитов и глинистых сланцев. Песчаники неравномернозернистые, кварцево-полевошпатовые с примесью темноцветных минералов. Нередко песчаники переходят в гравелит. Мощность прослоев гравелита не превышает 0,2—0,3 м.

Тонкослоистые алевролиты с разнообразными иероглифами на плоскостях наложения образуют прослой по 0,1—0,2 м мощности и нередко залегают на неровной размытой поверхности грубозернистых песчаников. Общая мощность толщи 150 м.

3. Переслаивание зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов со светло-серыми или красноватыми глинистыми известняками. Мощность известняковых прослоев 10—15 см; алевролиты образуют слои по 30—60 см. Вверх по разрезу роль известняков постепенно возрастает, увеличивается и мощность их отдельных прослоев.

В известняках повсеместно встречается фауна брахиопод, мшанок, трилобитов, гастропод, криноидей и ортоцератит. В алевролитах появляются дугообразно изогнутые и выполненные глинистым материалом ходы червей. Мощность 100 м.

Из брахиопод Е. А. Ивановой определены:

Tuvaella račkovskii В. Тschern., *Levenea markovskii* В. Тschern., *Rhipidomella* sp., *Stropheodonta* sp. *Stegerhynchys* sp., *Camartoechia* sp., *Eospirifer tuvensis* (В. Тschern.), обломки строфоменид.

Разрез вдоль правого берега р. Улуг-Хема имеет большое сходство с разрезом, описанным выше. Несколько иной облик принимает песчано-алевролитовая свита к северу от р. Улуг-Хем, где в районе гор Ак-Тар разрез имеет следующее строение (снизу).

1. Песчаники розовые и зеленовато-серые среднезернистые кварцево-полевошпатовые, толстоплитчатые. Мощность 60 м.

2. Песчаники зеленовато-серые среднезернистые, переслаивающиеся с мелкозернистыми тонкоплитчатыми песчаниками и алевролитами. Мощность 80 м.

3. Песчаники красно-бурые среднезернистые и мелкозернистые, чередующиеся с подчиненными прослоями серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников. Мощность 40 м.

4. Мелкозернистые зеленоватые, розоватые и серые песчаники с иероглифами. Мощность 40 м.

5. Песчаники красно-бурые, среднезернистые полосчатые. Мощность 25 м.

6. Темно-зеленые, красные и серые аргиллиты и алевролиты, чередующиеся с подчиненными прослоями красно-бурых глинистых известняков. В известняках встречаются многочисленные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, а также хвостовые щитки трилобитов. Мощность 50 м. Общая мощность разреза около 300 м.

Несколько севернее, в верховьях оврага Кара-Суг, в составе свиты преобладают крупнозернистые и среднезернистые красно-бурые и коричневатобурые песчаники, чередующиеся с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Серые и зеленые разности песчаников имеют подчиненное значение. Органические остатки встречаются редко; только иногда можно обнаружить плохо сохранившиеся отпечатки и ядра брахиопод. В красно-бурых мелкозернистых песчаниках и алевролитах отмечаются круглые каналы, заполненные желтовато-серым глинистым или алевролитовым веществом. Длина каналов не более 2—5 см, диаметр их 0,3—0,5 мм. В непосредственном соседстве присутствуют остатки раковин лингул, определенные Э. Н. Яновым, как *Lingula lewesii* Sow.

Небольшой выход пород верхней части свиты прослежен непосредственно к югу от горы Тебек. Здесь свита сложена серыми и зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками, переслаивающимися с темно-зелеными тонкоплитчатыми аргиллитами и алевролитами.

Из приведенного описания следует, что наиболее полный разрез свиты располагается в южной части исследованной территории. В северном направлении наряду с уменьшением ее мощности происходит замещение сероцветных пород грубыми красноцветными песчаниками, содержащими отдельные линзы гравелитов. По направлению к северу изменяется и состав фауны, а именно наиболее распространенными ископаемыми остатками оказываются лингулы, тогда как брахиоподы начинают играть второстепенную роль.

Известняково-сланцевая свита складывается, в основном, карбонатными породами — светло-серыми органогенными известняками, известковистыми песчаниками и алевролитами, глинистыми известняками. Известняки закономерно переслаиваются с среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Отложения содержат обильные остатки брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей, трилобитов и ортоцератид.

Хорошего непрерывного разреза известняково-сланцевой свиты нам проследить не удалось, так как в береговых обнажениях р. Улуг-Хем она почти не сохранилась, а в районах развития мелкосопочника отчасти скрыта под слоем делювия или уничтожена современной эрозией. По левому борту оврага Левый Кара-Суг примерно в 8 км к югу от гор Ак-Таг намечается следующий разрез свиты (снизу).

1. Переслаивание светло-серых известняков-ракушечников с зеленовато-серыми и серыми сильно известковистыми песчаниками и алевро-

литами. Известняки образуют пласты мощностью по 0,5—1 м, состоят из плотно сцементированных известковистым веществом раковин брахиопод, криноидей, кораллов и трилобитов. Кораллы *Tabulata* образуют небольшие лепешковидные колонии, размер которых в поперечнике колеблется от 20 до 30 см при высоте 5—10 см.

Кроме чистых органогенных известняков, встречаются сильно песчаные или глинистые известняки, в которых ископаемые остатки сравнительно редки. Крупнозернистые известковистые песчаники образуют толстые плиты, тогда как мелкозернистые разности тонкоплитчатые, а на плоскостях их наложения прослеживаются разнообразные иереглифы. Из фаунистических остатков Е. А. Иванова определила *Leptaena nana* В. Tschern., *Stegerhynchys* cf. *angustiensis* В. Tschern., *Stegerhynchys* sp., *Wattsella* sp., *Camarotoechia upsuensis* В. Tschern. Мощность 60 м.

2. Чередование светло-серых мелкокристаллических тонкополосчатых крепких известняков с подчиненными прослоями мелкозернистых зеленовато-серых известковистых песчаников и глинистых сланцев. Для отдельных пластов известняков и известковистых алевролитов характерна мелкая складчатость (рис. 4), связанная, по-видимому, с оползанием только что накопившихся осадков.

Ископаемые остатки животных встречаются несколько реже, чем в нижележащем слое; представлены они лепешковидными колониями табулят и члеников криноидей. Брахиоподы и трилобиты имеют второстепенное значение. Е. А. Иванова определила *Tuvaella račkovskii* В. Tschern., *Stegerhynchys* sp., *Wattsella* sp., *Camarotoechia* (?) sp. Мощность 70—80 м.

Сходное строение имеет описываемая свита и в районе сопок Оттых-Таш. Следует отметить, что здесь встречается значительно меньшее количество ископаемых остатков и отмечается преобладание песчано-сланцевых пород. Из брахиопод в нижней части толщи встречены (определены Е. А. Ивановой): *Tuvaella račkovskii* В. Tschern., *Camarotoechia* sp., cf. *Eospirifer* (?) Мощность свиты здесь составляет 250—300 м.

Красноцветная песчано-алевролитовая свита выделяется в районе, расположенном несколько к югу от сопок Оттых-Таш, где она прослеживается в плане в виде неширокой полосы длиной около 11 км. По правобережью р. Улуг-Хем свита отсутствует, так как она уничтожена преднижнедевонским размывом. Отдельные выходы свиты прослеживаются в районе среднего течения р. Элегест (р. Онкажа).

Свита представлена однообразными песчаниками и алевролитами, окрашенными в розовато-бурый и красно-бурый тона. В основном преобладают мелкозернистые песчаники; крупнозернистые и среднезернистые разности имеют подчиненное значение. Крупнозернистые песчаники иногда окрашены в зеленовато-серый цвет и содержат включения красной бурой алевролитовой гальки, достигающей размера 2—3 см в поперечнике. Гальки совместно с крупными зернами кварца нередко образуют отдельные прослои и линзы.

Слоистость мелкозернистых песчаников на свежем изломе выражена слабо, тогда как на выветрелой поверхности проступает несравненно более отчетливо. Для некоторых пластов свиты характерны мелкие внутриформационные, иногда слегка опрокинутые, складочки, размер которых (по вертикали) колеблется от 0,1 до 0,3 м. Мощность свиты около 200 м.

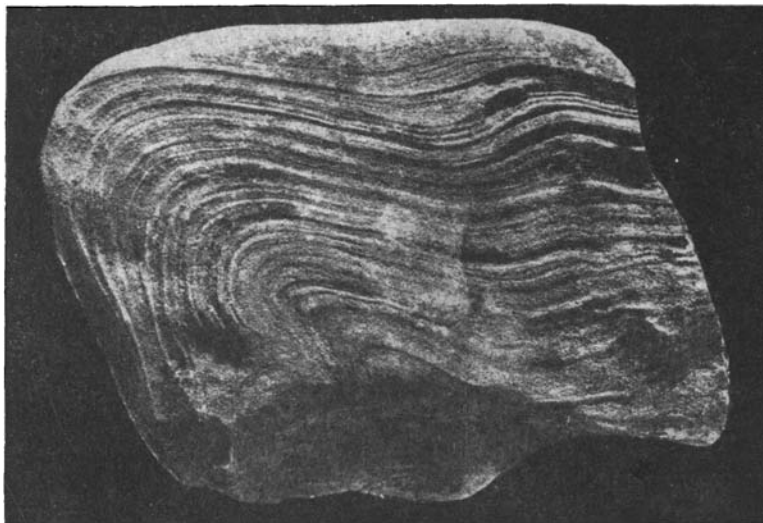


Рис. 4. Мелкая складочка в породах известняково-сланцевой свиты силура. Окрестности урочища Кызыл-Джара

Общий обзор

На территории центральной части Тувинского прогиба между палеонтологически охарактеризованными породами силура и нижнего карбона располагаются мощные, в основном красноцветные осадочные и вулканогенные образования девонского возраста. Сложное строение отдельных свит, резкая фациальная изменчивость по простиранию и присутствие вулканогенных пород сильно затрудняет их изучение. Не мало трудностей доставляет и дизъюнктивная тектоника, благодаря которой не всегда можно проследить нормальную последовательность разреза.

Девонские отложения следует разделить на два крупных комплекса, отделенные друг от друга на значительной площади угловым несогласием. Нижний комплекс сложен основными и кислыми вулканогенными образованиями, чередующимися с красными, бурыми и зелеными песчаниками, алевролитами и мергелями. Верхний комплекс не содержит вулканогенных пород и представлен красноцветными и сероцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами. Среди них часто встречаются мощные толщи известняков, мергелей и аргиллитов.

В составе этих двух крупных комплексов можно выделить ряд свит, которые отчетливо прослеживаются на значительной площади.

Органические остатки в девонских отложениях обнаруживаются относительно редко; представлены они кистеперыми и панцирными рыбами, листоногими и усоногими рачками, остракодами, плохо сохранившимися обрывками растений, спорами папоротникообразных растений. Весь перечисленный комплекс фауны и флоры более характерен для лагунных и континентальных условий. Отдельные горизонты с морской фауной выделяются только по южному и северному склонам хр. Западный Танну-Ола.

На основании находок ископаемых остатков можно с достаточной уверенностью выделить в девоне Центральной Тувы следующие крупные стратиграфические подразделения:

- 1) нижний девон — условно кобленцкий ярус,
- 2) средний девон — эйфельский и живетский ярусы,
- 3) верхний девон — франский и условно фаменский ярусы.

Однако границы между отдельными подразделениями устанавливаются недостаточно отчетливо. Особенно много трудностей возникает при стратиграфическом расчленении нижней части девонской системы, представленной эффузивно-осадочными образованиями.

Нижний девон-эйфельский ярус среднего девона

Эффузивно-осадочный комплекс в большинстве случаев с размытом и угловым несогласием залегает на фаунистически охарактеризованных породах силура, а иногда и нижнего кембрия.

Выходы эффузивно-осадочных образований прослежены во многих местах исследованной территории, широко распространены они и в других участках Тувинской котловины. Наиболее полный разрез эффузивно-осадочного комплекса в исследованном районе наблюдается вдоль левого борта долины р. Улуг-Хем, непосредственно к востоку от урочища Оттых-Таш.

В центральной Туве нами выделяются следующие четыре свиты (снизу): оттыхташская, красногорская, байбулунская и атакшильская. В свою очередь каждая свита разделяется на несколько толщ.

Оттыхташская свита. Свое название свита получила по имени урочища Оттых-Таш, где прослеживается полная последовательность пород свиты и найдены ископаемые остатки флоры и фауны.

Сложена она по преимуществу основными и кислыми эффузивными образованиями, чередующимися с пластами песчаников, алевролитов и известняков. К югу от урочища Оттых-Таш наблюдается следующий разрез свиты (снизу вверх):

а. Толща диабазовых и андезитовых порфиритов. Толща залегает в основании эффузивно-осадочного комплекса. Хороший и полный ее разрез наблюдается к югу от поля развития силурийских отложений в районе урочища Оттых-Таш, а отдельные ее выходы прослеживаются в ряде пунктов по правому берегу р. Улуг-Хем. В строении толщи главную роль играют покровы темно-зеленых диабазовых и андезитовых порфиритов. Туфы и прослои осадочных пород встречаются сравнительно редко. Мощность покровов колеблется от 3 до 10 м; друг от друга они отделены прослоями или линзами бурых и ржаво-бурых грубозернистых песчаников, мощность которых не превышает 0,5—2,0 м. В осадочных породах довольно часто встречаются полуокатанные обломки порфиритов из подстилающих покровов.

Нередко осадочные образования отсутствуют и тогда границу между покровами провести затруднительно, так как они как бы сливаются между собой. В таких случаях границу можно установить только в хороших обнажениях по поверхности размыта или по резкой смене пород. Нижний контакт покровов с подстилающими породами активный; верхняя их поверхность иногда размыта.

Почти повсеместно толща залегает на размытой поверхности силура, а в ее основании иногда располагается бурый конгломерат мощностью в несколько метров. Так, в районе урочища Кызыл-Джара, между устьями оврага Правый и Левый Кара-Суг, эффузивы лежат на поверхности известняков сланцевой свиты силура, причем в отдельных местах между ними прослеживается около 8 м среднегалечного конгломерата, галька которого состоит из угловатых обломков подстилающих силурийских известняков и песчаников, а также эффузивных пород, близких по составу к диабазовым порфиритам.

В 3 км к северу от устья оврага Правый Кара-Суг, на его левом борту, мощность конгломератов достигает 20 м (рис. 5). Галька конгломерата состоит здесь преимущественно из обломков эффузивов, скрепленных песчаным цементом с примесью большого количества пеплового материала.

Для диабазовых порфиритов характерна миндалекаменная текстура. Миндалины округлого правильного очертания имеют размеры 0,2—0,5 мм в диаметре и обычно выполнены зеленоватым хлоритом, кальцитом или цеолитом. Внутри покрова они распределены неравномерно. Наибольшее их количество приурочено к верхней части покрова, в несколько меньшем количестве миндалины присутствуют и в его основании; в центральной части покрова порода нередко приобретает массивную текстуру.

По химическому составу (табл. 4, графа 1) порода относится к группе габбро-базальта. Ее числовые характеристики хорошо совпадают с числовыми характеристиками нормальных базальтов.

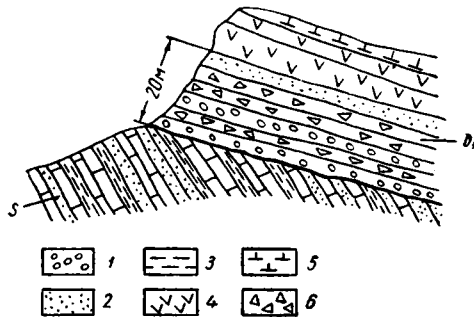


Рис. 5. Зарисовка несогласного залегания эффузивно-осадочного комплекса (D_1) на известняках силура (S) в районе урочища Кызыл-Джара:

1 — красно-бурые конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — основные и средние эффузивы; 5 — туфы и туфопесчаники; 6 — туфобрекчии

Таблица 4

Химический состав изверженных пород Центральных районов Тувы

Компоненты	Горные породы									
	1		2		3		4		5	
	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.	Вес, %	Молек. колич.
SiO_2	48,02	799	44,32	738	78,29	1303	71,82	1190	72,53	1208
TiO_2	1,16	014	2,13	027	0,23	002	0,51	006	0,46	006
Al_2O_3	16,88	165	14,60	143	12,33	121	13,02	128	11,88	116
Fe_2O_3	3,20	020	9,40	059	0,41	002	2,53	015	3,08	019
FeO	6,24	087	9,11	127	0,38	005	2,44	034	1,06	014
MnO	0,18	002	0,14	020	Следы	—	0,03	—	0,02	—
MgO	7,74	192	7,14	177	0,17	004	0,28	007	1,30	032
CaO	9,88	176	2,96	053	0,32	005	2,92	052	0,28	005
Na_2O	2,45	039	3,50	056	6,73	109	5,34	086	2,07	033
K_2O	1,04	011	0,36	038	0,52	005	0,32	003	5,40	057
P_2O_5	—	—	0,95	—	—	—	0,53	—	—	—
H_2O^-	0,88	—	0,36	—	0,09	—	0,36	—	0,36	—
H_2O^+	1,92	—	4,54	—	0,29	—	0,64	—	1,00	—
CO_2	0,24	—	0,36	—	—	—	0,10	—	0,09	—
П. п. п. ¹	—	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—
Сумма	99,83	—	99,87	—	99,76	—	100,84	—	99,80	—

¹ П. п. п. — потери при прокаливании.

Числовые характеристики
(по А. Н. Заварицкому)

Индекс	Горные породы				
	1	2	3	4	5
a	7,09	14,35	14,71	13,26	12,11
c	8,15	3,74	0,39	2,61	0,33
b	27,09	23,51	0,71	3,62	5,92
S	57,66	58,40	84,19	80,51	81,61

- 1 — порфирит диабазовый. Урочище Оттых-Таш.
 2 — Микролитовая разность спилита. Урочище Бай-Булуи.
 3 — Кварцевый кератофир с вкраплениями кварца и сферолитовой основной массой. Гора Кулбус-Даш.
 4 — Кварцевый кератофир. Урочище Оттых-Таш.
 5 — Кварцевый порфир. Урочище Оттых-Таш.

Анализы выполнены в химических лабораториях ИГЕМ и ГИН АН СССР.

Подчиненное значение среди эффузивов имеют андезитовые порфири-ты. Они имеют темно-серый цвет, при выветривании образуют плито-образные отдельности толщиной в 10—20 см. Мощность толщи на правом берегу р. Улуг-Хем, у устья овра. Левый Кара-Суг составляет всего 150 м, в районе урочища Оттых-Таш превышает 250 м.

б. Толща сероцветных песчаников прослеживается в районе урочища Оттых-Таш, где она начинается красно-бурыми конгломератами, содержащими плохоокатанные обломки пузыристых диабазовых порфиритов, фельзитов, известняков с остатками ископаемых силура, а также разнообразных песчаников, алевролитов и сланцев, по своему облику очень похожих на породу нижнего кембрия.

Выше по разрезу конгломераты переходят в грубозернистые сероцветные песчаники, сменяющиеся в свою очередь серыми и светло-серыми известковистыми песчаниками, среди которых выделяется несколько пластов зеленовато-серых кремневых полосчатых известняков мощностью по 2—4 м. В известняках обнаруживаются многочисленные неопределимые растительные остатки.

Вулканогенные породы в разрезе свиты распределены крайне неравномерно. Так, например, в восточной части урочища Оттых-Таш они играют второстепенную роль и представлены диабазовыми порфиритами и кислыми туфами, содержащими крупные обломки древесины. В районе речек Барык и Сенек эффузивы почти вытесняют осадочные породы из разреза толщи.

В 1954 г. автором совместно с Я. С. Зубрилиным в восточной части урочища Оттых-Таш в глинистых известняках были обнаружены остатки флоры, определенные А. Р. Ананьевым, как *Psilophyton Coldschmidtii* Halle, *Taeniocrada dubia* Kräusel et Weyland и *Drepanophycus spinaeformis* Goerpert. Первые два вида являются псилофитами, последний вид относится к древнейшим плауновым. Мощность толщи в районе урочища Оттых-Таш достигает 350—400 м.

в. Толща сероцветных алевролитов и известняков. В нижней части толщи сложена зеленовато-серыми тонкослоистыми известковистыми алевролитами, которые выше сменяются мелкозернистыми бурыми и красно-бурыми известковистыми песчаниками.

В основании толщи выделяется несколько прослоев серых пелитоморфных известняков мощностью по 10—20 см. Красно-бурые песчаники толщи обычно тонкополосчатые, причем отдельные полосы не выдержаны по ширине и имеют расплывчатые волнистые очертания. Переход от зеленовато-серых алевролитов к красным песчаникам происходит постепенно. В переходной части разреза алевролиты повсеместно содержат мелкие псевдоморфозы по каменной соли.

В нижней половине разреза в алевролитах и известняках автором совместно с Я. С. Зубрилиным обнаружены остатки остракод. Особенно в больших количествах они встречены непосредственно у интрузии гранит-порфиров, расположенной примерно в 7,5 км к юго-востоку от устья р. Боян-Гол. Из сборов Я. С. Зубрилина Е. Н. Поленова предварительно определила *Leperditia* aff. *srtigosa* Kegl., *L.* aff. *fastigata* Kegl., *L.* aff. *consobrina* Jones. Из той же коллекции А. Ф. Абушек были определены *Leperditia* cf. *altoloides* Weller и *L. elongata* Weller.

По правому берегу р. Улуг-Хем, в 2 км к западу от горы Поштаг, нижняя часть толщи представлена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами, среди которых значительную роль играют красноцветные образования. Остатки остракод переполняют темно-серые пелитоморфные известняки, причем особенно хорошо выделяется пласт черного с неприятным сероводородным запахом известняка мощностью 0,8 м, целиком состоящего из раковин *Leperditia*. Остракоды встречены также в красно-бурых и малиновых алевролитах, но их сохранность здесь очень плохая.

В общих чертах для разреза толщи характерна та же последовательность пород, что и в районе урочища Оттых-Таш. Отличием является преобладание красноцветной окраски и присутствие черных остракодовых известняков.

От урочища Оттых-Таш остракодовая пачка протягивается на запад к речке Барык, где ее можно проследить в 8,5 км от устья речки. Представлена она там серыми известковистыми алевролитами с прослоями темных пелитоморфных известняков. Мощность толщи 240 м.

г. Толща кварцевых кератофинов. Эта толща выделена только по левому берегу р. Улуг-Хем к югу от урочища Оттых-Таш. Почти повсеместно в ее основании располагаются андезитовые порфириты мощностью в несколько десятков или даже сотен метров. В 9 км к северо-западу от ключа Кулузун толща начинается темным лавобрекчиями, в которых обломки пузыристых порфиритов скреплены темно-бурым пористым основным стеклом. Выше следуют зеленовато-серые мелкокристаллические диабазовые порфириты с отдельными покровами кислых эффузивов. Общая мощность лавобрекчий и порфиритов около 200 м.

На породах основного состава лежит 900—1100 м кварцевых кератофинов и их туфов. Нижние 200 м разреза сложены массивной породой; верхняя, большая часть разреза, представляет чередование отдельных покровов по 5—10 м мощности со слоистыми перекристаллизованными туфами. Многочисленные трещины пересекают породы на крупные плиты неправильной формы до 0,5—1,0 м в поперечнике при толщине в 10—20 см.

В районе Кочетовской антиклинали среди туфов встречаются довольно крупные, вытянутые включения кварцевых кератофинов, напоминающие по своей форме вулканические бомбы.

Макроскопически в эффузивах и их туфах отчетливо прослеживаются розоватые таблички плагиоклаза и отдельные пирамидки темного

стеклянно-прозрачного кварца, заключенные в однородной серой массе.

Под микроскопом видно, что фенокристаллы кварца обладают бипирамидальной формой, нередко оплавлены и часто имеют характерные «бухточка» и другие подобные им формы коррозии кристаллов. Размеры фенокристаллов колеблются от 0,2 до 2—3 мм, преобладают вкрапленники в 0,5—1,0 мм. В породах со сферолитовой основной массой вокруг фенокристаллов кварца всегда наблюдается сферолитовая каемка. Вкрапленники полевого шпата образуют таблички длиной 0,5—2,0 мм. Вокруг них нет сферолитовой каемки. Сферолиты основной массы имеют радиально-лучистое строение; они плотно соприкасаются между собой или рассеяны среди криптокристаллической — аллотриоморфной массы кварцево-полевошпатового состава. Местами наблюдаются сферические образования, состоящие из полевого шпата, проросшего кварцем, удлиненные вроски которого имеют тенденцию к радиально-лучистому расположению. В разрезах, перпендикулярных вытянутости вросток кварца, эти образования обнаруживают типичное микропегматитовое строение. Мощность 200—900 м.

д. Толща спилитов и диабазовых порфиритов прослеживается на левом берегу р. Улуг-Хем, где она слагает южный склон большой гряды, расположенной между хребтом Бьерт-Даг и долиной реки. Площадь ее распространения в плане имеет форму слегка изогнутой широтно ориентированной линзы.

Толща представлена чередованием разнообразных эффузивов, лавобрекчий и туфов. Осадочные породы имеют подчиненное значение, так как составляют не более 10% от общей мощности толщи. Среди эффузивов особенно большую роль играют темные, почти черные, афанитовые породы.

В свежих образцах наблюдается зеленоватый оттенок, в обнажениях же преобладают буроватые или ржавые окраски. Эффузивные породы на основании микроскопических исследований и химического анализа (см. табл. 4, графа 2) следует относить к спилитам. Спилиты и их лавобрекчий преобладают в нижней части разреза, в его верхней части появляется большое количество темно-серых мелкокристаллических диабазовых порфиритов и возрастает значение осадочных пород.

Наиболее широко распространены микролитовые разности спилитов. Для них характерно отсутствие вкрапленников. В основной гипокристаллической массе развиты очень тонкие и длинные лейсты плагиоклаза (альбит), беспорядочно расположенные среди раскристаллизованного основного стекла.

Миндалекаменная текстура обусловлена присутствием неправильных пустот, выполненных хлоритом или кальцитом. Микролиты в длину не превышают 0,08—0,1 мм, они нередко волнисто изогнуты, расположение их беспорядочное, хотя иногда они и образуют сноповидные, метельчатые и радиально-лучистые сростки.

Присутствует также разновидность спилитов с диабазовой структурой. Альбит в них имеет удлиненную форму и достигает величины 0,5—1,0 мм. Расположенный между кристаллами альбита пироксен представлен изометричными, почти округлыми зернами, величина которых зависит от степени раскристаллизации породы.

Типичные для спилитов шаровые лавы были встречены только на правом берегу р. Улуг-Хем, где они обнажены в овраге, в 2 км к северо-востоку от горы Поштаг. Вся масса черных афанитовых эффузивов состоит там из обособленных небольших эллипсоидальных тел, имеющих

вид почти правильных шаров, налегающих друг на друга. Размер шаров колеблется от 0,1 до 0,2 м в поперечнике.

Зеленокаменное изменение спилитов (эпидотизация и хлоритизация) появляется почти повсеместно, но особенно отчетливо оно выражено вдоль разломов. В непосредственной близости с зоной разломов эпидот совместно с кварцем развит не только в эффузивных породах, но и внутри осадочных образований.

Красногорская свита. Свое название свита получила по имени сопки Красная Гора, где можно проследить ее полный разрез. Взаимотношение свиты с подстилающими эффузивными толщами нижнего девона наблюдается в прекрасном обнажении в 5,5 км к северо-западу от источника Кулузун. Здесь намечается следующий разрез (снизу).

а. Толща красно-бурых песчаников и алевролитов залегает согласно и без следов перерыва на вулканогенных породах отыхташской свиты. Представлена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, среди которых встречаются отдельные прослои розоватых среднезернистых и крупнозернистых песчаников.

В состав песчаников и алевролитов иногда входят рассеянные мелкие галечки (0,5 см) кремнистых пород. Среднезернистые и крупнозернистые разности песчаников образуют плиты толщиной по 10—20 см; мелкозернистые песчаники в обнажении разделены на отдельные неправильные призмочки, ориентированные параллельно слоистости. Благодаря им породы приобретает своеобразный «занозистый» вид.

На поверхностях напластования хорошо прослеживаются следы дна водоема, представляющие разнообразные бугорки, лунки и удлиненные валики. Слоистость пород тонкая, причем преобладает перистая и волнистая ее разновидности.

Вверх по разрезу наблюдается возрастание роли розоватых среднезернистых песчаников. Одновременно появляются знаки волновой ряби, а в отдельных прослоях песчаников наблюдается закономерно ориентированные вдоль напластования обломки красно-бурых алевролитов. В верхней части разреза отмечено два покрова зеленовато-серых пузыристых порфиритов с крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклазов, а также несколько прослоев зеленовато-серых туфов. Общая мощность толщи достигает 400—450 м.

В западном направлении происходит некоторое увеличение мощности толщи, а также изменяется и ее состав. Так, в верховьях речки Барык появляются прослой серых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников и алевролитов. В восточном же и северо-восточном направлениях мощность толщи заметно уменьшается, а именно непосредственно к северу от сопки Красная Гора она не превышает 200—250 м; здесь в составе толщи преобладают среднезернистые и крупнозернистые разности красно-бурых песчаников, переслаивающихся с пластами грязно-зеленых туфов.

На правом берегу р. Улуг-Хем толща обнажается непосредственно к западу от горы Поштаг, где она слагает небольшую синклинали в 3 км к юго-западу от горы. Представлена она также бурыми и красно-бурыми песчаниками, мощность которых из-за сложной тектоники установить не удалось.

б. Толща кварцевых кератофилов. Толща кислых эффузивных пород, по составу отвечающих кварцевым кератофирам, развита к северу от урочища Бай-Булу, где она образует сопку Красная Гора и расположенные к западу от нее гряды. На правом берегу р. Улуг-Хем она выделяется в районе гор Кулбус-Даш и Поштаг.

Кератофиры, как это видно из геологической карты, не образуют выдержанного покрова и по простиранию полностью выклиниваются.

Эффузивы района урочища Бай-Булун окрашены в красновато-серые тона. В выветрелом состоянии порода имеет красно-бурый или грязно-желтый цвет. Многочисленные трещины разделяют породу на параллелепипедальные или толстоплитчатые отдельности. Наиболее отчетливо выраженная плоскость раздела отдельностей совпадает со слоистостью осадочных пород, вмещающих кварцевые кератофиры.

Иногда наблюдается флюидальная текстура, обусловленная чередованием тонких (до 1 мм) более темных, обогащенных окислами железа полос с более светлыми. Многие разновидности имеют брекчиевидную текстуру; нередко это настоящие брекчии из однородных по составу, но очень различных по величине остроугольных обломков, плотно прилегающих друг к другу.

Макроскопически в общей массе видны таблитчатые кристаллы розоватого полевого шпата, достигающие в длину 3—4 мм. Под микроскопом удается установить, что они представлены альбитом. Кристаллы часто образуют гломеропорфировые сростки, в которых находится сразу по 2—5 таких табличек.

Для основной массы характерно микропегматитовое строение. Местами наблюдаются сферические образования, состоявшие из полевого шпата, проросшего кварцем, удлинённые вроски которого располагаются радиально-лучисто.

В верхней части толщи появляется 10-метровая пачка конгломератов, галька которых состоит из плохо окатанных обломков кварцевых кератофиров, скрепленных грубым песчаным цементом. На правом берегу р. Улуг-Хем, в районе горы Кулбус-Даш состав и строение толщи значительно сложнее. Западная часть горы сложена интрузивными породами, близкими по составу к кварцевым порфирам, тогда как в восточной ее половине присутствует 500—700-метровая толща агломератов и кислых туфов, среди массы которых выделяются отдельные потоки кварцевых кератофиров. Обломки и глыбы, входящие в состав агломератов и туфов, нередко достигают размера 0,5 м в поперечнике. Состоят они из пузыристых диабазовых порфиритов, спилитов и осадочных образований, т. е. в значительной мере из пород более древних толщ эффузивно-осадочного комплекса.

В сторону от горы Кулбус-Даш по простиранию пород наблюдается быстрое выклинивание агломератов и потоков кератофиров, а мощность их туфов уменьшается.

Такое расположение вулканогенных пород заставляет предполагать, что в районе горы Кулбус-Даш сохранилась жерловина и конус древнего, девонского, вулкана. Именно с ним можно связать огромные скопления агломератов и туфов в непосредственном соседстве с интрузиями кварцевых порфиров и куполами кератофиров, причем массив кварцевых порфиров, возможно, является неким этого вулкана.

Химические анализы показывают (табл. 4), что по составу породы могут быть отнесены к кварцевым кератофирам.

в. Пестроцветная толща глинистых сланцев, мергелей, алевролитов и песчаников. Наиболее полно толща обнажена на левом берегу р. Улуг-Хем. Ее разрез можно видеть и в береговых обнажениях урочища Кызыл-Джара и речки Барык.

В западной части урочища Бай-Булун толща представлена чередованием серых и зеленовато-серых глинистых сланцев и мергелей с малиновыми и красно-бурыми песчаниками и алевролитами. В разрезе выделяется 4—6 покровов крупнозернистых диабазовых порфиритов, при-

чем мощность каждого из них измеряется 5—10 м. Иногда встречаются черные глинистые сланцы, разделяющиеся на небольшие неправильные плиточки, на поверхностях которых присутствуют плохо сохранившиеся остатки и отпечатки растений.

Породы окрашены в серый цвет, обычно тонкоплитчатые, обладают параллельной или слегка волнистой полосчатостью и содержат псевдоморфозы по каменной соли. В красноцветных песчаниках хорошо выражена косая слоистость, а на поверхностях их напластования обнаруживаются волноприбойные знаки.

Основной составной частью песчаников и алевролитов являются угловатые зерна кварца, полевых шпатов и эффузивов; кроме этих основных компонентов, присутствуют роговики, кремни, глинистые сланцы. Увеличение мощности толщи и смена красноцветных песчаников сероцветными и аргиллитами и мергелями происходит к югу и юго-западу от долины р. Улуг-Хем, тогда как к северу от р. Улуг-Хем отмечается почти полное вытеснение сероцветных пород красноцветными.

Ископаемые остатки флоры и фауны в толще встречаются чрезвычайно редко; Н. С. Зайцеву (1955) удалось отобрать образцы пород, содержащие споры папоротникообразных. Они были взяты в береговом обнажении непосредственно к западу от массивов кварцевых порфиров горы Кулбус-Даш. Здесь видны крутопадающие на восток слои сероцветных и зеленоватоцветных песчаников, среди которых выделяется 6-метровая пачка перемятых черных сланцев, содержащих псевдоморфозы по каменной соли. Из глинистых сланцев этой пачки были выделены споры, из которых С. Н. Наумова определила *Leiotriletes perpusillus* Naum., *L. atavus* Naum., *L. devonicus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *Stenozonotriletes ornatus* Naum.

Хотя данная пачка, по-видимому, и отделена от остальной части разреза дизъюнктивным нарушением, тем не менее по своему положению и характеру разреза она несомненно соответствует нижней части описываемой толщи. Мощность толщи 600 м.

Байбулунская свита. В 1952 г. И. В. Кузнецов на левом берегу р. Улуг-Хем в районе урочища Бай-Булун проследил мощный разрез красноцветных песчаников, которые он описал под названием байбулунской толщи. В настоящей работе эти красноцветные песчаники выделяются в самостоятельную свиту, в состав которой входят следующие две толщи:

а. Толща красноцветных песчаников и алевролитов, представленная фациально невыдержанными однообразными красно-бурыми мелкозернистыми песчаниками алевролитами; среднезернистые и грубозернистые разности имеют подчиненное значение. Песчаники образуют плиты толщиной в 2—10 см; в них хорошо прослеживается слабо выраженная полосчатость и косая слоистость. Характерной особенностью толщи является присутствие отдельных темно-бурых галечек аргиллитов и алевролитов, которые располагаются по плоскости наслоения или образуют маломощные прослои конгломератов. Мощность 600—700 м.

б. Толща красноцветных песчаников характеризуется отсутствием алевролитов и появлением отдельных прослоев и линз гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Преобладающее значение в разрезе играют среднезернистые и грубозернистые разности песчаников. В песчаниках наблюдается слабо заметная полосчатость, которая связана с различием в интенсивности окраски тонких слоев. Иногда отмечается косая слоистость. В составе песчаников содержится большое количество зерен эффузивных, главным образом основных и средних

пород. Галька конгломератов и гравелитов представлена в основном диабазами и диабазовыми порфиритами.

В верхней части толщи обнажается слой (около 1 м по мощности) желтовато-серого среднезернистого песчаника, содержащего многочисленные обуглившиеся остатки растений, среди которых А. Р. Ананьевым были определены следующие формы: *Barinophyton obrutschevii* А п а н и е в, *Psilophyton* sp., *Hostimella* sp. Мощность толщи до 1000 м.

По западной окраине урочища Бай-Булуи переход от байбулуи свиты к вышележащей атакшильской постепенный, но у устьев оврага Чаанек, а также по северной окраине хребта Бьерт-Даг атакшильские конгломераты лежат на подстилающих нижнедевонских образованиях с отчетливым угловым несогласием. Местное несогласие отмечается по восточному окончанию Кочетовской антиклинали.

Атакшильская свита соответствует верхней части одноименной формации, которая была впервые выделена в составе «бейкемского комплекса» И. П. Рачковским и подробно описана в сводке З. А. Лебедевой (1938). Свое название свита получила по имени левого притока р. Бий-Хема — р. Атакшил, где можно проследить ее полный разрез.

Атакшильская свита распространена неравномерно. Многочисленные ее обнажения имеются по северному склону Уюкского хребта. По левобережью р. Улуг-Хем она окаймляет западное периклинальное окончание Кочетовской антиклинали, а также в виде неширокой полосы прослеживается вдоль северного склона хребта Бьерт-Даг. Отдельные ее выходы известны по южному склону горы Куу-Даг и у устья оврага Чаанек.

Наиболее хорошо обнаженный разрез свиты прослеживается в 0,5 км к востоку от ключа Кулузун, где наблюдается следующий разрез (снизу).

1. Песчаники красно-бурые среднезернистые полимиктовые, с большим количеством обломков эффузивных и осадочных пород. Окатанность зерен песчаников слабая, сортированность материала по крупности зерна и составу выражена плохо. Слоистость обнаруживается только на поверхностях выветривания. Мощность 20 м.

2. Конгломерат бурый и ржаво-бурый, содержащий линзы гравелитов и грубых песчаников. Галька конгломератов и гравелитов плохо окатана и обычно имеет резко угловатую форму. Размеры галек 1—4 см в поперечнике, реже достигают 10—12 см. Преобладают обломки основных и кислых эффузивов, особенно часты порфириты с миндалекаменной текстурой, кварцевые порфириты и фельзит-порфириты. Сортированность пород грубая, слоистость едва намечается. Цемент песчано-известковистый, сильно ожелезненный. Гравелиты и песчаник имеют подчиненное значение и залегают среди конгломератов в форме небольших линз. Кое-где в верхней половине разреза появляются редкие прослойки песчаных известняков. Мощность 200 м.

В Уюкском хребте разрез эффузивно-осадочного комплекса имеет существенно отличное строение. Количество эффузивных пород там заметно сокращено, тонкозернистые осадки отсутствуют, преобладающую роль играют грубообломочные образования.

По западному окончанию Уюкского хребта, в районе горы Тебек и речки Кызыл-Хак наблюдается следующий разрез (снизу).

1. Основание эффузивно осадочного комплекса и его взаимоотношение с подстилающими породами хорошо видно в ядре антиклинали, расположенной к югу от горы Тебек, где на фаунистически охарактеризованных известняках силура с угловым несогласием и конгломератом

в основании лежит толща зеленовато-серых диабазовых порфиров, которую можно сопоставить с самой нижней частью эффузивных пород долины р. Улуг-Хем. Мощность 200 м.

2. Непосредственно на эффузивах залегают красно-бурые и бурые среднегалечные конгломераты, галька которых состоит из плохо окатанных плоских обломков порфиров, известняков и песчаников, содержащих фауну силура. Обломки обычно ориентированы. Их длина нередко достигает 20—30 см, однако чаще преобладают обломки от 3 до 10 см. Среди конгломератов встречено несколько покровов пузыристых диабазовых порфиров, каждый из которых имеет мощность по 5—10 м. Мощность 150 м.

3. Песчаники красно-бурые, чередующиеся с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов. Мощность 350 м.

4. Конгломерат красно-бурый, содержащий крупные (до 0,5 м в поперечнике) плохоокатанные глыбы известняков с остатками фауны брахиопод, кораллов, криноидей и трилобитов силурийского возраста. Присутствуют также обломки нижнедевонских диабазовых порфиров. Мощность 300 м.

Описанные выше грубообломочные породы трансгрессивно и несогласно перекрываются осадками звенящей свиты, что особенно хорошо видно в верховьях оврага Кара-Суг по его левому борту.

По северо-западной окраине урочища Тойлуг наблюдается некоторое изменение в строении разреза. Здесь уменьшается количество конгломератов, появляются крупные покровы как основных, так и кислых эффузивов. Нижняя часть разреза общей мощностью около 1500—2000 м сложена красно-бурыми и зелеными песчаниками и гравелитами, чередующимися с покровами диабазовых порфиров, и в районе горы Тебек выделяется мощный поток кварцевых порфиров.

Верхняя часть разреза мощностью в 750 м сложена по преимуществу красно-бурыми песчаниками гравелитами с отдельными линзами среднегалечных конгломератов. Покровы эффузивных пород или туфы встречаются редко.

В восточной части Уюкского хребта разрез эффузивно-осадочных образований имеет сходство с только что описанным. Он отчетливо разделяется на две части. Нижняя часть сложена по преимуществу основными и кислыми эффузивами с подчиненными прослоями осадочных пород, верхняя — представлена песчано-конгломератовыми накоплениями, выделяемыми в атакшильскую свиту. Атакшильская свита наиболее хорошо представлена в районе речек Атакшил и Уюк. По данным Н. С. Зайцева и Я. С. Зубрилина (1955), здесь намечается следующий разрез.

1. Конгломерат красновато-серый с галькой, состоящей из эффузивных пород, известняков с ископаемыми остатками фауны силура, кварца, кремней. Диаметр галек 4—5 см, выше по разрезу их размеры постепенно уменьшаются. Мощность 250—270 м.

2. Красноцветная толща известковистых полимиктовых песчаников, среди которых прослеживаются прослой темных скрытокристаллических глинистых известняков, темно-зеленых глин и алевролитов, а также песчаников с отпечатками плохо сохранившихся растений. В образце темных сланцеватых глин, взятом Н. С. Зайцевым в 45—50 м от подошвы сероцветной толщи, С. Н. Наумова обнаружила следующие виды спор: *Leiotriletes perpusillus* Naum., *L. devonicus* Naum., *L. atavus* Naum., *Retusotriletes simplex* Naum., *Stenozonotriletes ornatus* Naum., т. е. тот же самый споровый комплекс, который был приведен

при описании нижней части красногорской свиты из ур. Кызыл-Джара. Мощность 250—270 м.

3. Рыжевато-бурые полимиктовые известковистые песчаники, чередующиеся с прослоями мелкогалечных конгломератов. Мощность 200—250 м.

Общая мощность свиты 700—800 м.

*Возраст эффузивно-осадочного комплекса и сопоставление
между собой отдельных свит*

Выяснение возраста эффузивно-осадочного комплекса до настоящего времени представляет трудную задачу, так как в его составе найдено сравнительно небольшое количество ископаемых остатков флоры и фауны. В связи с тем, что комплекс располагается между фаунистически охарактеризованными породами силура и живетского яруса среднего девона, его возраст может трактоваться в широких пределах.

Собранные остатки флоры, а также споры папоротникообразных дают возможность несколько ближе подойти к установлению возраста.

Наиболее низко расположенные в разрезе ископаемые остатки флоры обнаружены примерно в 350 м от основания эффузивно-осадочного комплекса. Отсюда определены *Psilophyton Goldschmidtii* Halle, *Taeniochrada dubia* Kräus et Weyland, *Drepanophycus spinaeformis* Гоерперт.

Все три вида в Западной Европе, горных районах Западной Сибири, в Северном Алтае, а также в Минусинской впадине приурочены к верхней половине нижнего девона. По мнению А. Р. Ананьева, флороносные слои могут быть с достаточной уверенностью отнесены к нижнему девону и сопоставлены с зигенским ярусом Западной Европы (низы кобленца).

Выше слоев с растительными остатками располагается толща алевролитов и известняков, содержащая хорошо сохранившиеся раковины остракод, большинство форм которых, согласно предварительному заключению Е. Н. Поленовой, хотя и обнаруживает сходство со среднедевонскими видами Германии, но им не соответствует, а один вид — *Leperditia* aff. *strigosa* Kegel — близок к *Leperditia salatraca* Poetzl из нижнедевонских слоев Кузбасса.

А. Ф. Абушек выделяет такие формы остракод, как *Leperditia* cf. *altoloides* Weller, *L. elongata* Weller, известные в хельдербергских слоях девона Северной Америки.

В других участках Тувинского прогиба возраст низов эффузивно-осадочного комплекса может быть более древним. В районе озера Туз-Таг (юго-западная часть Тувинского прогиба) отмечается постепенный переход от фаунистически охарактеризованных пород силура к образованиям эффузивно-осадочного комплекса.

Вероятно, в наиболее прогнутых участках Тувинской впадины нижняя часть эффузивно-осадочного комплекса имеет силурийский возраст и залегает на подстилающих породах без перерыва и углового несогласия.

Особый интерес представляют находки спор древних папоротникообразных, которые обнаружены в районе урочища Кызыл-Джара в нижней части красногорской свиты, а у устья р. Уюк — в средней части атакшильской свиты. По мнению С. Н. Наумовой, возраст слоев, содержащих споры папоротникообразных, следует считать нижеэйфельским.

В расположенной выше части разреза ископаемые остатки растений были собраны только в верхах байбулунской свиты. Отсюда А. Р. Ананьевым были определены *Barinophyton obrutschevii* Апаньев, *Psilophyton* sp., *Hostimella* sp., однако для обоснования возраста верхней части эффузивно-осадочных пород этих находок совершенно недостаточно, хотя А. Р. Ананьев и проводит сопоставление флоронских слоев с торгашинской свитой из разреза около г. Красноярска, возраст которой определяется им как нижнедевонский.

На основании скудных палеонтологических находок возраст эффузивно-осадочного комплекса в изученном районе устанавливается как нижний отдел девона — эйфельский ярус среднего девона, причем самые низы девонской системы (жединский ярус) возможно отсутствует совсем. По-видимому, к эйфельскому ярусу в центральной Туве следует относить мощные толщи красноцветных и пестроцветных пород, расположенных между нижнедевонской оттыхташской свитой и фаунистически охарактеризованными живетскими отложениями (илеморовская свита и ее аналоги). С нижним девоном эйфельский ярус связан постепенным переходом, а от живетского яруса он нередко отделен угловым несогласием или заметным перерывом в осадконакоплении.

В районе хребта Бьург-Даг и в хребте Западный Танну-Ола эйфельские породы представлены пестроцветными и красноцветными мергелями, песчаниками и конгломератами, а эффузивные породы здесь играют второстепенную роль. На севере, в хребте Уюкском, весь эйфель сложен красноцветными конгломератами и песчаниками с подчиненными покровами порфиритов в нижней части разреза.

Из сопоставления разрезов эффузивно-осадочного комплекса вытекает, что в Уюкском хребте в его строении важную роль играют грубообломочные терригенные породы, тогда как в районе долины р. Улуг-Хем присутствуют более тонкие осадки, а среди эффузивов преобладают разновидности, близкие к спилитам и кератофирам.

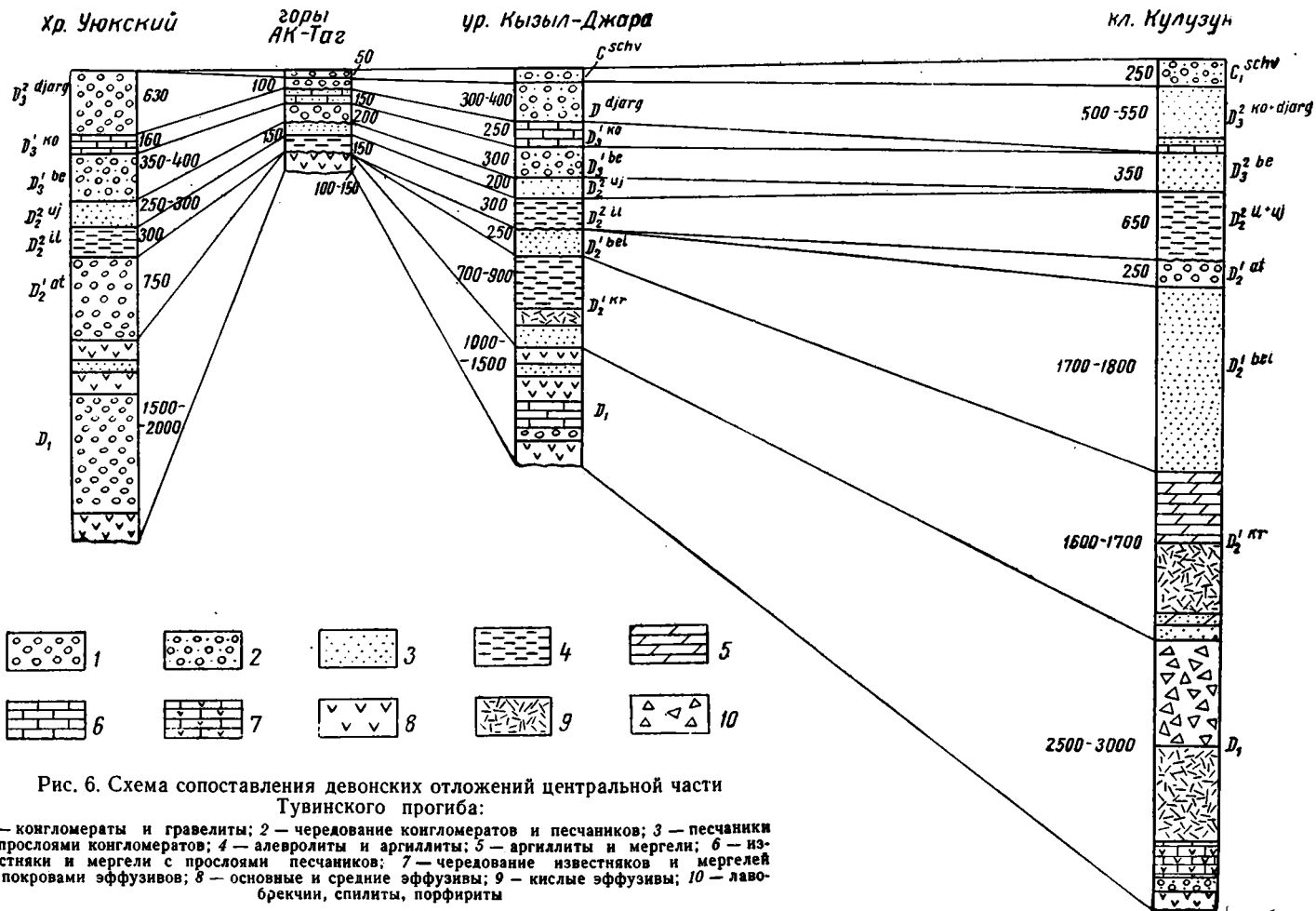
Последовательность пород в разрезе и находки спор папоротникообразных показывают, что атакшильская свита Уюкского хребта в возрастном отношении соответствует красногорской и байбулунской свитам, а возможно и части оттыхташской свиты левобережья р. Улуг-Хем (рис. 6). Красноцветные конгломераты, подстилающие в районе урочища Бай-Булуи илеморовскую свиту живетского яруса, по всей вероятности, сопоставляются с самой верхней частью атакшильской свиты Уюкского хребта.

Таким образом, к югу и юго-западу от Уюкского хребта грубообломочная атакшильская свита очень быстро замещается более тонкими осадками (красногорская и байбулунская свиты). Еще далее к юго-западу, в хребте Западный Танну-Ола, в составе эквивалентных ей образований появляются известняки с типичной морской эйфельской фауной.

Такие резкие изменения в составе отложений произошли в связи со своеобразной историей развития центральной части Тувинского прогиба в девонском периоде.

В последнее время появились схемы стратиграфического расчленения эффузивно-осадочного комплекса девона Центральной Тувы, предложенные И. М. Варенцовым (1956), Я. С. Зубрилиным, А. И. Левенко. Из табл. 2, показывающей соотношение данных схем со схемой, предлагаемой автором, видно, что основные различия заключаются в трактовке границ между нижним и средним девоном, а также между эйфельским и живетским ярусами.

Граница между средним и верхним девоном в Центральной Туве И. М. Варенцовым, Я. С. Зубрилиным и А. И. Левенко проводится по



мере появления пестроцветных пород, содержащих редкие потоки порфириров, причем довольно мощную нижележащую толщу красноцветных песчаников и находящиеся в ней кварцевые альбитофиры указанные исследователи относят к нижнему девону.

Однако более целесообразно к основанию среднего девона отнести и толщу красноцветных песчаников, основываясь на том, что с нее собственно начинается мощная серия отложений, где основную роль играют породы осадочного происхождения, а вулканогенные образования имеют уже второстепенное значение. Правда, в районе урочища Бай-Булун между толщей красноцветных песчаников и вышележащими пестроцветными образованиями отмечены мощные потоки кварцевых альбитофиров, которые как бы обособляют толщу песчаников, но в западном направлении потоки альбитофиров исчезают и там красноцветная толща составляет с вышележащими пестроцветными породами единое целое.

Следует также отметить, что в районе урочища Кызыл-Джара в глинистых породах, залегающих внутри эффузивов, обнаружены споры эйфельского возраста (Зайцев, 1955), что подкрепляет представление об эйфельском возрасте альбитофиров и расположенной рядом красноцветной толщи песчаников.

Нельзя согласиться с проведением границы между эйфельским и живетским ярусами по подошве красноцветных конгломератов, подстилающих фаунистически охарактеризованную илеморовскую свиту.

Некоторые геологи (см. табл. 2) считают, например, эти конгломераты базальными для живетского яруса на том основании, что в районе оврага Чаанек они подстилают илеморовскую свиту и в свою очередь залегают несогласно на нижнедевонских эффузивах. Однако это несогласие носит узко локальный характер и приурочено к периферическим участкам положительных структур; по направлению к прогнутым участкам несогласие быстро исчезает и конгломераты вниз по разрезу постепенно сменяются гравелитами, а затем и красноцветными песчаниками байбулунской свиты. Таким образом, конгломераты не являются базальными, а их возникновение связано с разрушением длительно развивавшихся внутренних поднятий впадины.

Мощность и продолжительность формирования красноцветных конгломератов зависит от их структурного положения. В одних участках (например, в районе урочища Бай-Булун) они слагают только верхнюю часть эйфельского яруса, в других участках (хребет Уюкский) — весь эйфельский ярус, а отчасти и нижний девон. Это лишний раз подчеркивает нереальность установления границы между эйфелем и живетом по подошве конгломератов так называемой кулузунской свиты.

Правда, у нас пока недостаточно данных, чтобы с полной уверенностью говорить о положении нижней границы живетского яруса, но при современном состоянии изученности Тувы ее лучше проводить по подошве илеморовской свиты, так как нет других более надежных данных. Эта граница в Туве выражена повсеместно весьма отчетливо и подчеркивается сменой палеогеографических условий перед началом накопления пород илеморовской свиты. Эта смена произошла не только в Туве, но и в соседних Усинской, а отчасти и Минусинской впадинах. К основанию свиты приурочено также угловое несогласие, распространенное довольно широко.

В районе урочища Бай-Булун, с нашей точки зрения, нет надобности выделять новую свиту (кулузунскую) и усложнять и без того сложную стратиграфию девона Тувы. Скорее конгломераты верхней части

эффузивно-осадочного комплекса нужно отнести к атакшильской свите, но при этом необходимо отметить, что ее возрастной диапазон в районе урочища Бай-Булун меньше, чем в районе Уюкского хребта.

Краткая характеристика магматических образований

В строении разреза эффузивно-осадочного комплекса важную роль играют как основные, так и кислые эффузивы. В его нижней части преобладают диабазовые порфириды, в средней — появляются мощные толщи, близкие по составу к спилитам и кварцевым кератофирам. Самые верхи разреза сложены преимущественно осадочными породами, среди которых покровы основных и средних эффузивов имеют подчиненное значение.

Основные эффузивы, как правило, образуют покровы; для кислых эффузивов характерны крупные купола. Туфы основных пород имеют ничтожное распространение, тогда как кислые туфы развиты очень широко.

Многочисленные дайки диабазов, по-видимому, отчасти являются корнями основных эффузивов, так как по своему минералогическому составу и структуре породы даек очень мало отличаются от покровов диабазовых порфиритов.

Небольшие интрузии кварцевых порфиров, как это наблюдается в районе горы Кулбус-Даш, вероятно, являются неками девонского вулкана. Эти интрузии по своему химическому составу близки к развитым по соседству кератофирам (см. табл. 4, графа 5). Излияния здесь, вероятно, происходили через вулканические аппараты центрального типа, вокруг которых накопилось большое количество туфов и агломератов.

Интересен факт обнаружения эффузивных пород, которые по своему составу и структуре близко стоят к типичным спилитам и кератофирам. Впервые на региональную альбитизацию диабазов и порфиритов девона Центральной Тувы обратили внимание И. А. Ротараш и А. А. Чумаков (1955), которые выделили все эффузивные образования в спилитовую формацию. В дальнейшем нам удалось установить широкое развитие кератофигов. Однако едва ли можно говорить о типичной спилитово-кератофировой формации, так как для ее выделения требуется не только присутствие спилитов и кератофигов, но и наличие широко развитых шаровых лав, кремнистых и сланцевых пород.

В настоящее время считается, что спилитово-кератофировая формация характеризует начальные стадии развития геосинклиналей и формируется в морских условиях на дне морей глубиной в несколько сотен метров.

В Тувинском прогибе в среднем и верхнем палеозое типичные геосинклинальные условия уже отсутствовали; девонское время являлось временем отмирания геосинклиналей, когда формирование эффузивно-осадочных толщ происходило частью в неглубоких и засоленных лагунах, частью в наземных условиях.

Исходя из всего сказанного, по-видимому, нет оснований относить девонские эффузивные толщи к типичной спилитово-кератофировой формации, хотя для них и характерны некоторые ее свойства.

Живетский ярус

В составе живетского яруса выделяются две свиты: нижняя — илеморовская и верхняя — уюкская.

Илеморовская свита. В 1920 г. в низовьях р. Бий-Хем И. П. Рачковский выделил усть-уюкскую формацию, входящую в состав бий-хем-

ского комплекса. В 1950 г. В. С. Мелешенко сопоставил нижнюю часть усть-уюкской формации с илеморовской свитой юга Минусинской впадины.

Эта свита сложена зеленовато-серыми, серыми, реже лиловыми мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями серых и темно-серых аргиллитов, мергелей и известняков. В песчаниках широко развита косая слоистость, волно-прибойные знаки и разнообразные следы дна водоема. В породах встречаются многочисленные остатки *Phyllopora*, *Cirripedia*, кистеперых и панцирных рыб, растений, реже раковины лингул и брахиопод.

На подстилающих породах илеморовская свита нередко залегает с отчетливо выраженным угловым несогласием.

Отложения илеморовской свиты распространены по обоим бортам оврага Левый Кара-Суг, к северу от горы Поштаг, а также по склонам Уюкского хребта.

На левом берегу р. Улуг-Хем илеморовскую свиту по литологическим признакам трудно выделить из единой сероцветной песчано-аргиллитовой серии, соответствующей по возрасту всему живетскому ярусу. Поэтому разрезы в горах Бьерт-Даг и соответствующие сопоставления будут приведены после описания живетских отложений по правому берегу р. Улуг-Хем и в районе Уюкского хребта.

Полный разрез илеморовской свиты находится вблизи урочища Кызыл-Джара, где примерно в 1 км к северу от горы Поштаг на эффузивно-осадочных породах нижнего девона трансгрессивно и с резким угловым несогласием залегают мощные сероцветные отложения, для которых характерен следующий разрез (снизу).

1. Песчаники серые среднезернистые кварцево-полевошпатовые сильно известковистые, диагонально-слоистые, чередующиеся с отдельными линзами грубозернистых песчаников и гравийных конгломератов. Галька конгломератов состоит из слабо окатанных обломков кварца и розового полевого шпата. Мощность 1—1,2 м.

2. Песчаники зеленовато-серые, серые, розоватые мелкозернистые, переслаивающиеся с темно-зелеными алевролитами и аргиллитами. Реже встречаются отдельные прослои черных известняков. Песчаники образуют пласты по 0,5—1,0 м, в которых хорошо выражена тонкая косая слоистость. Мелкозернистые разности песчаников и алевролитов отличаются горизонтальной тонкой слоистостью. Песчаники состоят из зерен кварца, полевого шпата, темноцветных минералов и обломков эффузивных пород; цемент карбонатный, глинисто-карбонатный или железистый.

Аргиллиты образуют прослои по 0,3—0,5 м и встречаются преимущественно в нижней части разреза. При выветривании они рассыпаются на мелкие остроугольные обломки. Известняки прослеживаются в виде маломощных расставов по 0,1—0,4 м, которые, однако, не выдерживаются на больших расстояниях. Они характеризуются скрытокристаллической структурой, а в их составе имеется примесь глинистых частиц и органического вещества. При раскалывании известняки издают неприятный гнилостный запах. Битуминологические анализы (А. И. Левенко и др.) показали в них содержание битумов нефтяного ряда. В аргиллитах и алевролитах встречено три горизонта, содержащих остатки *Phyllopora*. Первый из них обнаружен на расстоянии 30 м от основания толщи. Из наших сборов определены: *Ulugkemia sajanensis* Navoj., *Euestheria tuvaensis* Navoj., *Pseudestheria extrema* Navoj., *P. plicata* Navoj. Кроме того, из сборов И. М. Варенцова определены *Ulugkemia minusensis* Navoj., *Ul. bobrovi* Navoj., *Euestheria consummata* No-

voj., *Pseudestheria tuvincorum* Novoj., *Ulugkemia obruchevii* Novoj.

В песчаниках и алевролитах содержатся многочисленные плохо сохранившиеся растительные остатки. В известняках и аргиллитах найдены чешуи рыб *Osteolepidae* sp. ind. и *Palaeniscoidae* cf. *Moythomasia* (опр. Д. В. Обручева). Мощность 120 м.

3. Песчаники розовато-серые, зеленовато-серые, красно-бурые среднезернистые и мелкозернистые, полимиктовые, тонкоплитчатые. Прослой известняков и аргиллитов встречаются редко. В песчаниках обнаружены чешуи рыб. Мощность 50 м.

4. Песчаники лиловые и темно-зеленые мелкозернистые и среднезернистые с прослоями темно-серых алевролитов, в которых содержатся обильные остатки *Phyllopora*, определенные как *Pseudestheria pogrebovi* (Litk.) *Ps. follax* Novoj., *Ps. tuvincorum* Novoj., *Asmussia covexdorsum* Novoj., *Sphaerestheria celsa* Novoj. Мощность 40—60 м.

В западном направлении наблюдается некоторое изменение в строении свиты. В районе оврага Левый Кара-Суг в ее составе появляются породы, окрашенные в красные тона. Особенно характерны сургучно-красные алевролиты и аргиллиты, придающие обнажениям пестрый вид.

В основании свиты прослеживается 0,5-метровый пласт черного пелитоморфного известняка, содержащего мелкие (0,5—1,0 см в поперечнике) гальки кварца, полевого шпата и кремня. Местами они скопляются и образуют линзы конгломерата. Этот пласт известняка характерен для основания свиты и прослеживается на расстоянии нескольких десятков километров.

В залегающих выше пестроцветных алевролитах и аргиллитах совместно с остатками листоногих обнаружена, по определению Е. И. Ивановой, створка *Spiriferidae*.

По северному склону горы Боя-Даг (район речки Барык) наблюдается резко сокращенный разрез илеморовской свиты. Он представлен красноцветными песчаниками и алевролитами.

1. На породах нижнего кембрия резко несогласно залегает темно-серый пласт микрозернистого известняка, содержащего мелкие гальки кварца, кремня и сланцев. Выше известняк переходит в гравелиты с черным известковистым цементом. Мощность 2—4 м.

2. Зеленовато-серая брекчия, состоящая из обломков кварца, розового полевого шпата и халцедона. Обломки прочно скреплены зеленоватым карбонатно-глинистым цементом. Мощность 0,5 м.

3. Песчаники красные, розовые, красно-бурые, реже зеленые, чередующиеся с алевролитами и аргиллитами такой же окраски. Крупнозернистые разности песчаников имеют подчиненное значение. Песчаники состоят из полуокатанных зерен кварца, полевого шпата, кремня и основных эффузивов. Зерна сильно корродированы и покрыты железистой пленкой. Цемент карбонатный или железисто-глинистый. Мощность 105 м.

Общая мощность илеморовской свиты 110 м.

По южному склону горы Куу-Даг наблюдается несколько иной разрез.

1. На красноцветных атакшильских конгломератах залегает пачка мелкогалечных конгломератов, окрашенных в серый и зеленовато-серый цвет. Гальки конгломерата состоят из кварца и кремня, реже основных и кислых эффузивов, серых известняков и песчаников. Размеры галек 1—4 см в поперечнике. Окатанность плохая или средняя. Цемент карбонатный. К основанию пачки приурочены линзы и стяжения темно-серых известняков. Мощность 7 м.

2. Песчаники зеленовато-серые и серые мелкозернистые и среднезернистые, чередующиеся с прослоями полосчатых алевролитов и темно-серых пелитоморфных известняков. В известняках встречены чешуи рыб, а в прослоях аргиллитов найдены раковины листоногих ракообразных. Мощность 200 м.

3. Песчаники желто-серые и темно-серые, средне- и крупнозернистые. Среди крупнозернистых разностей присутствует большое количество растительного детритуса и плохо сохранившиеся остатки флоры, из которых А. Р. Ананьев определил *Protolepidodendron* sp. cf. *P. scharyanum* Krejci. В зеленоватых аргиллитах встречены раковины листоногих ракообразных. Мощность 120 м.

Общая мощность свиты 230 м.

При сравнении описанных двух разрезов, расположенных друг от друга на расстоянии всего 7—8 км, намечается их существенное различие.

В разрезе горы Боя-Даг преобладают песчаники и алевролиты, окрашенные в красные тона. В районе горы Куу-Даг красноцветная окраска пород почти исчезает, а основную роль играют зеленовато-серые и желтые песчаники. Быстро изменяется и мощность свиты от 110 до 230 м.

Уюкская свита. К уюкской свите относится верхняя часть усть-уюкской формации, выделенной ранее И. П. Рачковским.

В типичных разрезах свита представлена красноцветными песчаниками и алевролитами, чередующимися с отдельными линзами мелкогалечных конгломератов. Породы окрашены в коричневато-лиловые и лиловые тона; серая и зеленоватая окраска пород наблюдается только в нижней половине разреза. Нижняя граница уюкской свиты проводится в той части разреза, где происходит постепенная смена сероцветных пород илеморовской свиты на красноцветные песчаники.

Отчетливый разрез свиты прослеживается к северу от урочища Кызыл-Джара, где он имеет следующий вид (снизу).

1. Песчаники лиловые и коричневые среднезернистые, чередующиеся с коричневатыми, зеленовато-серыми или шоколадными алевролитами, реже алевролитистыми аргиллитами. Песчаники состоят из зерен кварца, полевого шпата и темноцветных минералов с примесью большого количества плохо окатанных обломков эффузивов. Цемент карбонатный, сильно загрязненный железистыми примесями.

В тонкоплитчатых параллельно-слоистых алевролитах встречаются остатки листоногих, определенных, как *Asmussia murchisoniana* (Jones), *As. convexdorsum* (?) Novoj., а также *Sphaerestheria celsa* Novoj. *Pseudestheria tuvincorum* Novoj. Мощность 110 м.

2. Песчаники лиловые среднезернистые и крупнозернистые, диагонально-слоистые, чередующиеся с редкими прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность 90 м.

Общая мощность свиты 200 м.

Уюкская свита хорошо развита в районе речки Барык, но ее разрез там несколько отличается от описанного выше, так как он складывается в основном гравелитами и мелкогалечными конгломератами из гальки основных эффузивов, кремня, песчаников и кремнистых сланцев. В виде отдельных включений встречаются удлиненные стяжения темно-серых скрытокристаллических известняков с неровной ноздреватой поверхностью. Мощность 110 м.

В Уюкском хребте мощность свиты 250—300 м, причем в ее составе является значительное количество серых и зеленоватых песчаников и алевролитов.

Нерасчлененные илеморовская и уюкская свиты. В районе хребтов Западный Танну-Ола и Бьерт-Даг разделить живетский ярус на илеморовскую и уюкскую свиты не представляется возможным из-за преобладающей сероцветной окраски пород, хотя и прекрасно обнаженных южнее урочища Бай-Булун (рис. 7).

К югу и западу от ключа Кулузун разрез имеет следующий вид (снизу).

1. Непосредственно на красно-бурых конгломератах атакшильской свиты без следов углового несогласия залегают серые мелкогалечные конгломераты, переходящие выше в грубозернистые, а затем и мелкозернистые лиловато-серые полосчатые песчаники. Мощность 35 м.

2. Песчаники серые и зеленовато-серые, среднезернистые, карбонатные, чередующиеся с пластами зеленовато-серых и фиолетовых плотных известняков. Зерна песчаника состоят из кварца, полевого шпата, кремня, реже встречаются слабоокатанные обломки эффузивов. Известняки плотные с включениями зерен кварца и полевых шпатов. Мощность 20 м.

3. Песчаники красно-бурые, лиловые и фиолетовые средне- и крупнозернистые, чередующиеся с отдельными прослоями зеленовато-серых, серых и шоколадных алевролитов и аргиллитов. Песчаники образуют пласты по 20—30 см. Слоистость косая, обычно слои имеют вид небольших слабо изогнутых линз, обращенных выпуклостью вниз. Зерна песчаника состоят из кварца, полевых шпатов и эффузивных пород. Цемент карбонатный или кремнистый. Нередко вокруг зерен прослеживаются железистые пленки.

В основании толщи в алевролитах встречены редкие раковины листоногих, определенные Н. И. Новожиловым, как *Pseudestheria follax* Novoj., *Ps. plicata* (Lutk.), а также чешуи рыб *Osteolepidae* sp. Из растительных остатков А. Р. Ананьев определил *Barandainopsis Beliakovii* Krisht gen. et sp. nov. Мощность 120 м.

4. Известняк темно-серый пелитоморфный. При ударе издает неприятный запах. Остатки *Osteolepidae* sp. Мощность 10 м.

5. Песчаники зеленовато-серые и лиловато-серые мелко- и среднезернистые, косослоистые. Преобладает тонкая линзовидная слоистость. Зерна состоят из кварца, кремня, полевых шпатов и основных эффузивов. Среди песчаников встречаются отдельные слои (по 0,2—0,6 м) голубовато-серых пепловых туфов с тонкой параллельной слоистостью, а в виде прослоев по 10—15 см выделяются темно-серые известняки. Мощность 90—95 м.

6. Чередование желтовато- и зеленовато-серых и лиловых кварцевых известковистых песчаников, среди которых преобладают средне- и крупнозернистые разности. Хорошо развита грубая косая слоистость.

В песчаниках много растительного детритуса, значительно реже встречаются части стволов и ветвей растений. Из собранных остатков А. Р. Ананьев определил *Protolepidodendron* sp. cf. *P. scharyanum* Krejci — вид известный из живетских слоев Богемии, Шотландии, Китая и Минусинской впадины.

В верхней части толщи в прослоях зеленых алевролитов собрана фауна листоногих (опр. Н. И. Новожилов): *Ulugkemia minusensis* Novoj., *Ul. sajanensis* Novoj., *Ul. bobrovi* Novoj., *Ul. chini* Novoj., *Pseudestheria plicata* (Lutk.), *Ps. follax* Novoj., *Ps. pogrebov* (Lutk.), которая, согласно заключению Н. И. Новожилова, характерна для нижней половины живетского яруса (илеморовская свита). Мощность 200 м.

7. Переслаивание зеленовато-серых крупно- и среднезернистых песчаников с темно-зелеными алевролитами и аргиллитами. Песчаники тонкослонистые, на поверхностях напластования отмечаются знаки волновой ряби. Мощность пластов песчаников измеряется метрами, тогда как алевролиты и аргиллиты образуют прослой по 10—50 см.

По составу песчаники кварцево-полевошпатовые с примесью зерен эффузивов, кремня, халцедона и аксессуарных минералов. Цемент кремнистый или карбонатный. Мощность 180 м.

В нижней половине толщи встречен следующий комплекс фауны листоногих. *Asmussia membranacea* Pacht., *Erisopsis impedita* Novoj., *Pseudestheria plicata* (Lutk.), *Ps. pogrebovi* (Lutk.), в верхней половине — *Asmussia murchisoniana* (Jones), *As. vulgaris* (Lutk.), *As. membranacea* Pacht., *Pseudestheria pogrebovi* (Lutk.), *Pseudestheria* sp. *Sphaerestheria celsa* Novoj., *Brachystheria orbiculata* Novoj., *Erisopsis* sp., *Ulugkemia* sp.

Н. И. Новожилов считает, что данный комплекс указывает на принадлежность вмещающих его слоев к самым верхам живетского яруса или даже низам франского.

Из остатков растений А. Р. Ананьев определил условно вид *Archaeosigillaria primaeva* White.

8. Пачка зеленовато-серых, розоватых и светло-серых песчаников и окремнелых аргиллитов, хорошо выделяющаяся в рельефе в форме гряды.

Состав песчаников кварцево-полевошпатовый, сравнительно редко встречаются зерна эффузивов. Цемент кремнисто-карбонатный. В окремнелых аргиллитах обнаружены остатки листоногих *Asmussia* sp., *Pseudestheria* sp., *Ulugkemia* sp. Мощность 5 м.

Общая мощность разреза 600—650 м.

Для целей геологического картирования описанный нами разрез был разделен на следующие три толщи, которые отчетливо прослеживаются на значительном расстоянии.

1. Толща зеленых, серых и лиловых песчаников и алевролитов с прослоями известняков. Алевролиты содержат редкие остатки листоногих. Мощность 270—280 м.

2. Желто-серые песчаники с растительным детритусом. Мощность 200—210 м.

3. Чередование зеленых и серых песчаников и алевролитов, содержащих остатки листоногих. Мощность 180—200 м.

Состав и мощности большинства пачек изменчивы. Установлено, что прослой известняков не могут служить хорошими маркирующими горизонтами. Выделенные три толщи отчетливо прослеживаются в хребте Западный Танну-Ола.

Анализ фауны листоногих показывает, что в верхней части описанного разреза присутствуют представители рода *Asmussidae*.

Согласно представлениям Н. И. Новожилова, род *Asmussidae* характеризует верхи живетского яруса.

В районе хребтов Бьерт-Даг и Западный Танну-Ола выделить из разреза красноцветную уюкскую свиту нельзя, так как весь живетский ярус сложен здесь преимущественно сероцветными породами, в то же время возрастные аналоги илеморовской и уюкской свит можно наметить по фауне листоногих.

Верхний девон

Верхнедевонские образования на исследованной территории развиты широко. Они слагают осевую часть Уюкского хребта, склоны гор Кербес и вершины хребта Бьерт-Даг.

Впервые верхнедевонские отложения в Туве были выделены В. П. Масловым, который в 1947 г. в районе урочища Кызыл-Джара обнаружил остатки рыбы *Bothriolepis* sp.

Верхний девон представлен в основном красноцветными песчаниками и конгломератами; только его средняя часть сложена серыми и лиловато-серыми известняками и мергелями.

В составе верхнедевонских пород в Центральной Туве выделяются свиты (снизу): бегрединская, кохайская и джаргинская свиты.

Нижняя и верхняя границы отдела выражены недостаточно отчетливо. За его основание принимают пачку красноцветных конгломератов мощностью 20—50 м. Верхняя граница проводится в той части разреза, где происходит постепенная смена красноцветной окраски на сероцветную.

Бегрединская свита. Свое название свита получила по имени правого притока Бий-Хема — р. Бегреды. Свита сложена красно-бурыми и лиловатыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с отдельными редкими линзами пелитоморфных и песчаных известняков. До последнего времени в породах свиты не найдено каких-либо ископаемых органических остатков и к франскому ярусу она отнесена на основании стратиграфического положения.

Полный, но не во всех частях хорошо обнаженный разрез свиты прослеживается в урочище Кызыл-Джара в 3 км к северу от горы Поштаг, где непосредственно на песчаниках и гравелитах уюкской свиты залегают (снизу):

1. Конгломерат красно-бурый и красный мелкогалечный. Гальки плохо окатаны, величина их от 2 до 4 см в диаметре; состоят они из основных и кислых эффузивов, красных алевролитов, песчаников, известняков с остатками фауны силура, а также хорошо окатанного белого кварца, кремня, сланцев и других пород. Сортированность грубая, промежутки между гальками заполнены мелкими обломками пород и крупными песчаниками. Цемент песчано-известковистый, крепкий. Мощность 50 м.

2. Мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники красно-бурого цвета. Гальки имеют угловатую форму. Их размеры колеблются от 0,5 до 2,0 см в поперечнике. В составе галек преобладают эффузивные породы, сланцы и молочно-белый кварц. Сортированность слабая, иногда наблюдается неотчетливо выраженная косая слоистость. Конгломераты залегают в форме крупных линз и пластов, которые нередко прослеживаются по простираанию на расстоянии нескольких километров. Мощность 100—120 м.

3. Песчаники красно-бурые и красные крупно- и среднезернистые, толстоплитчатые, переслаивающиеся с отдельными пластами мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Породы карбонатны, местами появляются стяжения или маломощные прослои (по 10 см) голубоватых или серых известняков. Для песчаников характерно непостоянство состава, разномощность, плохая сортированность и присутствие обломков эффузивных пород. Мощность 110 м.

Общая мощность свиты 260—280 м.

По направлению к югу мощность свиты заметно возрастает, уменьшается количество прослоев конгломератов, основную роль начинают

играть песчано-гравелитовые породы. Далее к горам Ак-Таг свита сокращается по мощности еще более и затем выклинивается вовсе.

В Уюкском хребте свита сложена красно-бурыми конгломератами и кирпично-красными песчаниками. Ее мощность в районе речки Кызыл-Хак, по данным Я. С. Зубрилина, — 400 м, а в долине р. Береды 350—400 м.

Значительные изменения разреза происходят на левом берегу р. Улуг-Хем. Здесь из состава свиты почти совсем исчезают конгломераты и весь разрез состоит из однообразных среднезернистых песчаников, которые достаточно четко отделяются от подстилающих среднедевонских сероцветных отложений, но не имеют резкой границы с залегающими выше породами кохайской свиты. По южной окраине урочища Бай-Булун, в 1 км к северу от источника Кулузун, описанный нами разрез имеет следующее строение.

1. Песчаники лиловато-бурые и лилово-серые крупно- и среднезернистые грубокослоистые, полосчатые, с включениями галек бурых алевролитов. По составу песчаник кварцево-полевошпатовый с примесью темноцветных минералов. Цемент карбонатный или карбонатно-железистый. Мощность 130 м.

2. Песчаники аркозовые светло-желтые и розовато-желтые, крупнозернистые, сравнительно рыхлые. Кроме кварца и полевого шпата, присутствуют темноцветные минералы, зерна которых хорошо окатаны и скреплены карбонатным цементом. Среди песчаников встречаются отдельные прослои мелкогалечных конгломератов с галькой, состоящей из белого кварца, зеленых алевролитов и бурых песчаников. Размеры гальки от 1 до 2 см в диаметре. Мощность 50 м.

3. Песчаники лиловато-бурые мелкозернистые кослоистые с линзовидными скоплениями бурых галек алевролитов и песчаников. Цемент карбонатный. В верхней части пачки в серых песчаниках наблюдаются редкие прослои (1—2 см) и отдельные скопления черного углистого вещества. Мощность 90 м.

Общая мощность свиты 270—300 м.

Как видно из описанных разрезов, свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью на небольших расстояниях. На правобережье р. Улуг-Хем свита хорошо развита; в хребте Бьерт-Даг выделяется менее четко, а в хребте Западный Танну-Ола она не может быть опознана среди мощной серии однообразных песчаников верхнего девона — нижнего карбона. В горах Ак-Таг свита выклинивается, но в Уюкском хребте она появляется снова и достигает там большой мощности.

Кохайская свита. В 1947 г. В. П. Масловым в урочище Кызыл-Джара была выделена «пестроцветная толща», возраст которой на основании остатков рыб устанавливается как верхнедевонский. В дальнейшем В. С. Мелешенко и Я. С. Зубрилин сопоставили «пестроцветную толщу» с кохайской свитой Минусинской котловины.

Кохайская свита в Тувинском прогибе представлена перемежаемостью пестроокрашенных песчаников, мергелей, известняков и алевролитов. По своему составу она резко отличается от подстилающих и покрывающих отложений, хотя границы между ними недостаточно отчетливы.

Полные, хотя и недостаточно обнаженные разрезы, прослежены нами по правому борту речки Кызыл-Хак. По левобережью р. Улуг-Хем и в хребте Западный Танну-Ола свиту невозможно выделить из однообразной песчано-гравелитовой серии осадков верхнего девона — карбона.

В районе урочища Кызыл-Джара, в 3 км к западу от г. Кербес, прослеживается следующий разрез свиты.

1. На лиловых песчаниках бегрединской свиты совершенно согласно залегает 3-метровая пачка светло-серых и голубоватых мергелей с отдельными прослоями черного углистого вещества. Среди мергелей встречаются плохо сохранившиеся обуглившиеся растительные остатки. Мощность 3 м.

2. Известняки серые и темно-серые, реже черные, очень плотные, скрытокристаллические с раковинным изломом, чередующиеся с маломощными прослоями мергелей и алевролитов. Мощность пластов известняков колеблется от 20 до 40 см, а мощность разделяющих их мергелистых прослоев равна 5—10 см. В основании пачки обнаружено около 20 см черных углистых глин. Мощность пачки 16 м.

3. Переслаивание серых, лиловых и красно-бурых песчаников. Серые песчаники мелкозернисты и характеризуются тонкой полосчатой слоистостью. Лиловые и красно-бурые разности косослоисты и содержат включения галек эффузивов, кварца, кремня и других пород.

В отдельных прослоях серых известняков содержатся остатки рыб, среди которых из сборов Я. С. Зубрилина Д. В. Обручевым были определены *Dipterus martianovi* (Обр.). Мощность 105 м.

4. Известняки серые и светло-серые аналогичные известнякам пачки 2. Мощность 12 м.

5. Песчаники зеленовато-серые и бурые средне- и мелкозернистые, тонкополосчатые, чередующиеся с отдельными прослоями и линзами мелкозернистых конгломератов и гравелитов. Редкие прослои пластов серого известняка мощностью по 15—20 см. Мощность пачки 55 м.

6. Известняки светло-серые и зеленовато-серые. Аналогичные известнякам пачки 2. Среди них встречены ожелезненные остатки панцирных рыб *Bothriolepis sibirica* Обр., *Megistolepis klementzi* Обр. Мощность 8 м.

7. Песчаники серые, зеленовато-серые и красно-бурые с подчиненными линзами конгломератов. Встречено несколько пластов серых кремне-песчаников, содержащих ожелезненные остатки рыб *Bothriolepis sibirica* Обр., *Onychodus remotus* (Обр.).

В верхней части толщи прослежены прослои известковых брекчий, обломки которых состоят из серых пелитоморфных известняков. Мощность 70 м.

8. Известняк темно-серый с остатками *Bothriolepis* и *Megistolepis*. Мощность 6 м.

Общая мощность свиты 175 м.

В районе горы Джарга кохайская свита сложена серыми, лиловато-бурыми и бурыми конгломератами, чередующимися с мощными пачками серых известняков, содержащих обильные остатки листоногих рачков.

Общая мощность свиты 200 м.

В среднем течении речки Кызыл-Хак кохайская свита обнажена по правому борту долины и состоит из сероцветных известняков и песчаников, переслаивающихся с лиловыми и красно-бурыми песчаниками и гравелитами. Известняки содержат коричневатые и розовые прожилки кальцита. Для песчаников характерна грубая зернистость, плохая сортированность и включение отдельных крупных галек. Некоторые гальки, располагающиеся в серых сильно известковистых песчаниках, окружены оболочкой серого известняка с характерной концентрической слоистостью. Мощность свиты 250—300 м.

По восточному окончанию Уюкского хребта кохайская свита представлена темно-серыми и серыми известняками, мергелями, темно-корич-

невыми и зелеными алевролитами, мощностью около 200 м. Породы содержат многочисленные остатки листоногих ракообразных.

При сопоставлении отдельных разрезов свиты видно, что в районе горы Джарга разрез свиты представлен наиболее полно. Здесь преобладают сероцветные карбонатные породы. В направлении к горам Ак-Таг мощность свиты быстро сокращается и в ней появляются красноцветные породы. В Уюкском хребте кохайская свита вновь становится сероцветной. В хребте Западный Танну-Ола свита состоит из однообразных песчано-гравелитовых отложений.

Фаменский ярус

К фаменскому ярусу условно относится мощная серия красноцветных песчаников и конгломератов, расположенная между фаунистически охарактеризованными свитами франского яруса и нижнего отдела каменноугольной системы. Отложения довольно однообразны и описываются как единая джаргинская свита.

Джаргинская свита. Переход от кохайской свиты в Джаргинскую обычно происходит постепенно и только в районе гор Ак-Таг наблюдается ее несогласное залегание на более древних породах.

Разрез в районе урочища Кызыл-Джара (западный склон гор Хербес) имеет следующее строение (снизу).

1. Песчаники лиловые и розовато-серые; в нижней части мелкозернистые, крепкие, плитчатые, слабо полосчатые. Выше появляются светлоокрашенные средне- и крупнозернистые разности. По составу песчаники кварцево-полевошпатовые, часто с примесью обломков эффузивных пород и зерен темноцветных минералов. Цемент карбонатно-железистый. В грубозернистых песчаниках широко распространена косая слоистость, тогда как для мелкозернистых разностей обычно слабо выраженная параллельная слоистость, хорошо видная только на выветрелых поверхностях. Мощность 90—110 м.

2. Конгломерат красно-бурый среднегалечный массивный. Галька состоит из удовлетворительно окатанных кислых эффузивов, кремня, белого жильного кварца и розового халцедона. Цемент песчано-карбонатный. Сортированность материала слабая, иногда наблюдается ориентировка плоских галек. В основании пачки конгломерата отчетливо виден размыв подстилающих ее лиловых песчаников. Мощность 4 м.

3. Песчаники лиловые и красно-бурые мелко- и среднезернистые. Мелкозернистые разности очень крепкие, слегка окремневшие и образуют крупные плиты толщиной по 3—5 см. Подчиненное значение в разрезе имеют отдельные маломощные линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов, а также редкие прослои (по 10—20 см) голубовато-зеленых пелитоморфных известняков. Мощность 300 м.

4. Конгломерат мелкогалечный красно-бурый. Галька конгломератов окатана слабо и часто имеет резко угловатую форму. Почти не наблюдается какой-либо сортированности материала. Галька состоит из песчаников, кварца, кремня серого известняка и разнообразных эффузивов. Вверх по разрезу конгломерат постепенно переходит в лиловато-бурые гравелиты и крупнозернистые песчаники. Мощность 10 м.

5. Песчаники лиловые и красно-бурые, крупно- и среднезернистые, сходные с описанными в слоях 1 и 3. В средней части разреза толщи развито несколько проделов гравелитов, в состав которых входят обломки эффузивных и глинистых пород. Мощность 75 м.

Общая мощность свиты 480—500 м.

Разрез к северу от утеса Джарга имеет сходное строение, а его мощность колеблется от 350 до 400 м.

По южному склону гор Ак-Таг, в 8 км к западу от оврага Кара-Суг, непосредственно на породы кембрия ложится всего только около 8 м красно-бурых конгломератов с отдельными линзами грубозернистых ко-сослоистых песчаников, причем в составе галек здесь появляются плохо-окатанные обломки известняков с фауной силура, серых песчаников и зеленоватых алевролитов.

В Уюкском хребте джаргинская свита представлена чередованием среднегалечных конгломератов, гравелитов и грубозернистых известковистых песчаников. Характерной чертой является слабая окатанность галек, плохая сортированность материала и однообразный состав пород. Мощность свиты около 600 м.

В районе хребта Бьерт-Даг по литологическим признакам свиту выделить невозможно. Та часть разреза, которая по положению ей соответствует, литологически от нее резко отличается, так как представлена серыми и розоватыми песчаниками с отдельными прослоями гравелитов.

Нерасчлененные кохайская и джаргинская свиты. В районе хребтов Бьерт-Даг и Западного Танну-Ола разделить кохайскую и джаргинскую свиты невозможно, так как соответствующие им по возрасту породы сложены однообразными серыми и лиловатыми песчаниками и гравелитами.

В районе ключа Кулузун бегрединская свита вверх по разрезу сменяется серыми и лиловато-серыми песчаниками с прослоями и линзами известняков, брекчиевидных известняков (рис. 8) и конгломератов. Для этой части разреза характерно присутствие плохо сохранившихся растительных остатков. Мощность толщи 300 м.

Выше следует толща, сложенная лиловато-серыми и красно-бурыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В этой части разреза уже отсутствуют прослой известняков, известковистых брекчий и растительные остатки. Мощность 400—450 м.

Следует отметить, что в нижней толще еще сохраняются некоторые признаки кохайской свиты — серая окраска пород, прослой известняков, растительные остатки. Отдельные признаки джаргинской свиты можно найти и в верхней толще. Однако и они постепенно исчезают в западном направлении. Так, уже в хребте Бьерт-Даг части разреза, соответствующие по положению кохайской и джаргинской свитам, представлены однообразными розовато-серыми крупно- и среднезернистыми песчаниками с линзами конгломератов.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения на исследованной площади развиты довольно широко. Большую роль они играют и в строении некоторых других участков Тувинского прогиба. Литологически породы каменноугольного возраста достаточно резко отличаются от подстилающих их девонских образований тем, что в них почти исчезают красноцветные породы и появляется среди них большое количество тонкозернистых сероцветных отложений с примесью пеплового материала.

Их каменноугольный возраст устанавливается на основании редких находок рыб и флоры. Наиболее распространены отложения нижнего отдела; флористически охарактеризованные породы среднего и верхнего отделов появляются только в юго-западных районах Тувы (хребет Западный Танну-Ола).



Рис. 7. Обнажение пород живетского яруса по северному склону хребта Бьерт-Даг. Вдали видны гряды и сопки, сложенные эффузивными породами девона



Рис. 8. Известняковая брекчия в верхнедевонских породах

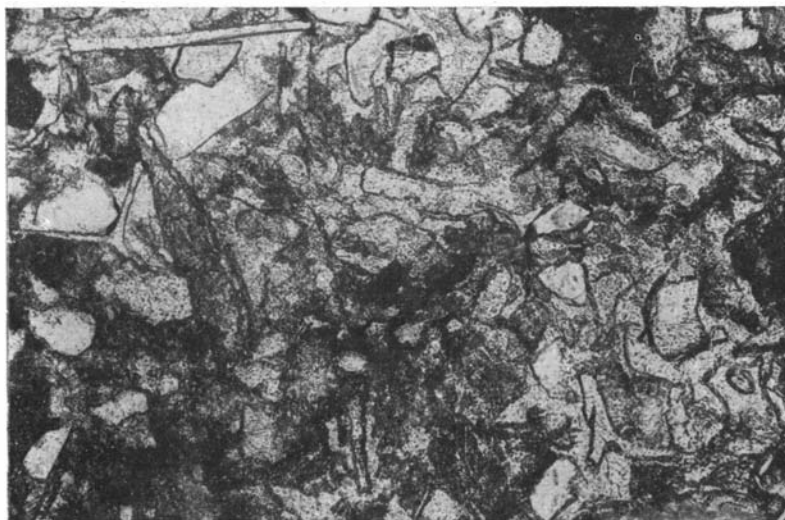


Рис. 9. Туфопесчаник из пород джарикской свиты. Видны угловатые и серповидные зерна анальцима, замещающие обломки вулканического стекла. Район гор Ак-Таг, обр. 65/1а, 1953, увел. 90 (без анализатора)

З. А. Лебедева и И. П. Рачковский (1938) выделили в верхней части бейкемского комплекса три крупные литологические формации (снизу вверх): шивеликскую, звенящую и джаргинскую. Такое подразделение, по нашему мнению, хорошо отражает строение верхнего палеозоя Центральной Тувы и, по-видимому, нет никакого смысла отказываться от этой простой и удобной схемы. В настоящей работе автор придерживается данного деления, с той лишь разницей, что название формация заменено на свиту (см. табл. 3).

Шивеликская свита. В шивеликскую формацию, согласно определению З. А. Лебедевой, объединялись красноцветные и сероцветные песчаники и конгломераты, лежащие в основании нижнекаменноугольных пород. В дальнейшем нижняя, преимущественно красноцветная, часть формации была выделена в самостоятельную свиту, а верхней сероцветной части Я. С. Зубрилин, А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский присвоили название суглугхемской свиты.

Мы считаем, что нет особой надобности вводить новые названия, а следует сохранить наименование, впервые предложенное З. А. Лебедевой.

Под шивеликской свитой мы понимаем верхнюю, преимущественно сероцветную, часть шивеликской формации, отличающейся от подстилающей джаргинской свиты своей серой окраской и составом слагающих пород. Нижняя, красноцветная часть шивеликской формации отнесена к верхам девона (джаргинская свита).

Шивеликская свита хорошо развита по западному склону гор Кербес, южному подножью гор Ак-Таг, ею сложены склоны хребта Бьерт-Даг. Наиболее характерные разрезы свиты прослеживаются вблизи устья речки Суглуг-Хем и в горах Кербес, где они уже неоднократно описывались рядом исследователей.

Нижняя граница свиты неотчетлива; она фиксируется по смене красноцветных осадков на серые и лиловато-серые. В большинстве случаев свита залегает согласно и только иногда в ее основании можно видеть угловое несогласие.

В районе гор Кербес разрез свиты в общих чертах имеет следующее строение пород (снизу).

1. Песчаники розовато-серые, средне- и крупнозернистые, косослоистые с линзами и прослоями среднегалечного конгломерата. Песчаники аркозовые, причем кварц составляет 60—70% всех зерен, зерна окатаны удовлетворительно, цемент карбонатный и карбонатно-глинистый.

Конгломерат залегает обычно в виде линз мощностью по 3—5 м. Галька хорошо окатана, по форме слегка уплощена. Она состоит из эффузивов, гранита, кремня, песчаников и сланцев. Преобладают кислые эффузивы, которые, по данным А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченского, составляют 60% общего количества галек. Мощность 250 м.

2. Песчаники лиловые, средне- и мелкозернистые, крепкие, зерна состоят из кварца, полевых шпатов и эффузивов. Цемент кремнистый, реже карбонатный. Внутри выделяется 20-сантиметровый прослой голубовато-серого скрытокристаллического известняка. Мощность 50 м.

Общая мощность свиты 300 м.

В районе Джаргинской антиклинали и у устья речки Суглуг-Хем разрез выглядит несколько иначе. Здесь появляется большое количество конгломератов и гравелитов. А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский выделяют 13 горизонтов конгломератов, чередующихся с кососло-

стыми желтовато-серыми песчаниками, причем в основании каждого горизонта они предполагают межформационный разрыв.

В верхах свиты располагается 10-метровый слой голубовато-серых пелитоморфных известняков, в котором И. В. Кузнецовым, А. И. Левенко и [С. К. Галдыкиным] были собраны остатки рыб, определенные Д. В. Обручевым, как *Strepsodus sibiriacus* Chab. и *Rhizodopsis savenkovi* Obg. Эти формы характерны для быстринской свиты нижнего карбона Минусинской впадины.

По западным отрогам хребта Бьерт-Даг шивеликская свита имеет сходные черты с ее разрезами в горах Кербес и утесе Джарга. Здесь на красноцветных верхнедевонских песчаниках лежат розовато-желтые и серые косослоистые крупнозернистые песчаники, конгломераты и гравелиты общей мощностью в 240 м.

Несколько иное строение имеет разрез шивеликской свиты в районе гор Ак-Таг; Суглугхемской антиклинали и к югу от урочища Тойлуг. В горах Ак-Таг по южному крылу Карасугской антиклинали непосредственно на песчаниках силура трансгрессивно и с резким несогласием залегают:

1. Грубозернистые кварцево-полевошпатовые косослоистые карбонатные песчаники лиловато-серого цвета. Мощность 6 м.

2. Песчаники лиловые мелкозернистые крепкие с кремнистым цементом. Мощность 9 м.

В этом разрезе мощность шивеликской свиты резко сокращена, а конгломераты и гравелиты из нее вовсе исчезли.

В ряде мест шивеликская свита отсутствует, а вышележащая звенящая свита карбона непосредственно залегают на более древних отложениях вплоть до кембрия. Такие соотношения прослеживаются в районе р. Тебек, в горах Куу-Даг и Боя-Даг, по среднему течению речки Сенек, по восточной окраине урочища Бай-Булуи и в районе р. Элегест.

Наиболее полные разрезы шивеликской свиты находятся в районе гор Кербес, утесе Джарга и хребта Бьерт-Даг. По направлению на север и запад мощность ее сравнительно быстро сокращается до 10—15 м, а в отдельных пунктах свита выпадает совсем.

Звенящая свита впервые была описана И. П. Рачковским и З. А. Лебедевой (1938) под названием «звенящей формации». В дальнейшем А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский разделили ее на две самостоятельные свиты — хербескую и актагскую. Такое деление является искусственным, так как отличия между нижней и верхней частью разреза сравнительно невелики и при геологическом картировании между ними трудно провести границу.

Звенящая свита в литологическом отношении довольно своеобразна. В ней сочетаются мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, тонкие туфы и туффиты. Для всех пород характерно присутствие пеплового материала и значительное окремнение. При движении по осыпи окремневшие плиты издают характерный звон, в связи с чем свита и получила свое название. В нижней половине разреза свиты обычно преобладают желтовато-серые и серые тона, а в верхней — зеленовато-серые.

Разрез звенящей свиты в районе гор Ак-Таг имеет следующее строение (снизу).

1. На лиловых песчаниках шивеликской свиты залегают зеленовато-серые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники, образующие плиты по 1—3 см. В состав песчаников входят отдельные рассеянные мелкие гальки (0,5—1,0 см) кремня, кварца и кремнистых сланцев. Цемент кремневый. Мощность 8 м.

2. Песчаники и алевролиты желтовато-серые, зеленовато-серые и светло-серые с прослоями тонких (0,2—0,3 м) кремовых и желтых туфов. Для песчаников характерна тонкая волнистая слоистость. В некоторых разностях мелкозернистых песчаников наблюдается тонкий крап — округлые желтые крапинки по 0,5—1,0 мм, отчетливо выделяющиеся на грязно-зеленом фоне породы.

Песчаники и алевролиты образуют слои толщиной по 1—3 см. На поверхности слоев часто можно видеть мелкие волноприбойные знаки и своеобразные иероглифы, в виде веретенообразных валиков, соединенных друг с другом в причудливые узоры, напоминающие сетку. Вероятнее всего, происхождение этих узоров следует объяснять растрескиванием дна водоема и последующим заполнением трещин тонким илистым материалом.

Среди желто-серых песчаников часто встречаются отпечатки обескороженных стволов древовидных растений, нередко с утолщением к основанию. Из собранных нами многочисленных отпечатков М. Ф. Нейбург определила *Lepidodendron* sp. и *Knorria*. Мощность 190 м.

Микроскопические исследования показали, что в состав песчаников входят зерна кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также небольшое количество эпидота, рудного минерала, хлорита и циркона. Окатанность удовлетворительная, но нередко встречаются и угловатые зерна. Цемент халцедоновый, глинистый и карбонатно-глинистый.

В некоторых разностях песчаников присутствует тонкий пепловый материал. Отдельные частицы пепла образуют тонкие иглоподобные и серповидные формы. Кремовые и фарфоровидные прослои туфов под микроскопом представляют тонко раскристаллизованный хлорито-халцедоновый агрегат, иногда наблюдается слабо заметная тонкая слоистость. Химический анализ туфа (в %) характеризует его кислый состав:

SiO ₂	74,22	FeO	0,52
TiO ₂	следы	MnO	0,01
Al ₂ O ₃	13,05	CaO	1,22
Na ₂ O	0,50	MgO	0,14
K ₂ O	8,84	H ₂ O+	0,17
P ₂ O ₅	0,41	H ₂ O-	0,10
Fe ₂ O ₃	0,69	CO ₂	0,82

100,69

3. Зеленовато-серые, серые и розовато-серые алевролиты и аргиллиты, образующие пласты по 30—40 см толщиной; слоистость выражена слабо, характерно сильное окремнение породы. Отмечаются отдельные прослои тонких туфов и туффитов. Мощность 60 м.

4. Зеленовато-серые, серые и темно-зеленые песчаники, алевролиты и аргиллиты с лиловыми разводами и пятнами. Подчиненное значение имеют серые песчанитые и глинистые известняки. Мощность 110 м. Для алевролитов и аргиллитов характерно присутствие тонких трубочек (диаметром 0,1—0,2 см), пронизывающих всю породу и выполненных кальцитом. При выветривании кальцит растворяется и порода приобретает пористый вид.

Состав кластического материала кварцево-полевошпатовый, обычна примесь тонких пепловых частиц. Туфовый материал нередко занимает 20—30% всего состава породы.

Общая мощность свиты 370 м.

Более полный разрез звянской свиты прослеживается в 8 км к юго-востоку от ключа Кулузун. В настоящей работе приводится его сокращенное описание по данным В. В. Волкова (снизу вверх).

1. Песчаники розовато-серые грубозернистые с редкой плохо окатанной галькой красных и красно-бурых кремней, зеленых алевролитов и разнообразных эффузивов. Местами песчаники переходят в мелкогалечные конгломераты с песчано-карбонатным цементом. Мощность 4 м.

2. Песчаники и алевролиты зеленовато-серые, светло-серые, реже фиолетовые и бурые. Породы тонкополосчатые, иногда крапчатые. На плоскостях напластования встречаются многочисленные нероглифы. Среди песчаников можно видеть обломки зеленых алевролитов.

К нижней половине описываемой части разреза приурочены прослой мощностью по 0,3—0,5 м светло-серых и белых фарфоровидных тонких туфов. Мощность 75 м.

3. Песчаники и алевролиты розовато-серые, мясокрасные, зеленовато-серые, желтовато-розовые мелкозернистые, плитчатые, крепкие. Слоистость песчаников тонкая, алевролиты характеризуются слабо выраженной слоистостью. Некоторые разновидности песчаников отличаются повышенной карбонатностью. Среди пород встречены отдельные прослой зеленых туффигов. Мощность 40 м.

4. Песчаники мелкозернистые зеленовато-серые с красноватым оттенком, плитчатые, крепкие тонкослоистые. Мощность 100 м.

5. Песчаники темно-розовые, мелкозернистые, плитчатые, крепкие, со слабо выраженной слоистостью. Мощность 158 м.

6. Чередование темно-серых песчаников и алевролитов с отдельными прослоями розовато-серых и красно-бурых песчаников. Песчаники и алевролиты известковистые с отчетливой тонкой волнистой слоистостью. Мощность 193 м.

Общая мощность 500—570 м.

Для разреза звенящей свиты хребта Бьер-Даг характерно присутствие несколько большего количества песчаников, чем в районе гор Ак-Таг, а также появление красноватых и розоватых окрасок.

Детальные петрографические исследования звенящей свиты, проведенные А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченским, показывают, что весь разрез свиты характеризуется многими общими чертами. Основными составными частями пород являются кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, реже обломки основных и кислых эффузивов, микрокварцитов, известняков. Обычны эпидот, рудный минерал, апатит, чешуйки слюды и хлорита, реже встречаются циркон, гранат и турмалин.

Цемент породы кремнистый, глинистый и известково-глинистый с примесью фосфатных минералов и цеолитов. Фосфат и цеолиты (анальцит) особенно часто присутствуют в известково-глинистом цементе, где фиксируются в виде неправильных по форме и незакономерно распределенных участков среди глинистой и известково-глинистой массы.

В верхней половине разреза звенящей свиты намечается заметное увеличение содержания фосфатов и карбонатов, часто встречается флюорит, обычен цеолитовый цемент, но общий состав и акцессорные минералы остаются те же, что и в нижней половине свиты. Такое сходство состава указывает, что единство свиты заключается не только во внешних признаках, но и в вещественном составе слагающих пород.

Ископаемые остатки в свите встречаются сравнительно редко. Чаще всего обнаруживаются отпечатки папоротникообразных растений. З. А. Лебедева отмечает находку раковин, напоминающих створки брахиопод.

В осыпи утеса Джарга А. Л. Лосев нашел остатки рыб, которые, по определению Д. В. Обручева, принадлежат к подсемейству *Palaeonis-*

coidae. В районе р. Тебек встречены отпечатки *Rhobdodenderma* sp., а вблизи урочища Кызыл-Джара А. Я. Осиповым были собраны остатки, отнесенные к роду *Elonichthyidae* sp.

Джарикская свита на исследованной нами площади используется сравнительно нешироким распространением. Неполный ее разрез прослеживается к югу от речки Тебек и по восточному склону гор Кербес. Кроме того, она обнажается в районе хребтов Бьерт-Даг и Западный Танну-Ола.

Свита представлена средне- и мелкозернистыми коричневато-бурыми и лиловато-бурыми песчаниками, чередующимися с отдельными прослоями алевролитов и песчаных известняков.

В горах Ак-Таг разрез свиты представлен лиловатыми среднезернистыми песчаниками с отдельными прослоями бордовых алевролитов. Песчаники образуют плиты толщиной по 2—5 см. Слоистость тонко полосчатая, с шириной полосок 0,3—0,5 см.

Кроме зерен кварца и полевых шпатов, присутствуют угловатые, а иногда и серповидные, изотропные зерна анальцима. Цемент песчаника анальцимовый (рис. 9). Большинство зерен покрыто железистой пленкой, благодаря которой угловатые очертания анальцима выступают особенно отчетливо. Можно полагать, что анальцим замещает обломки вулканического стекла. Видимая мощность 40 м.

В горах Кербес свита представлена среднезернистыми лиловыми полимиктовыми песчаниками. К верхней части разреза приурочены отдельные линзы песчаных известняков. Мощность 250 м.

К югу от ключа Кулузун джарикская свита сложена красно-бурыми песчаниками и алевролитами. Изредка встречаются прослойки загрязненных известняков. Мощность свиты 350—400 м.

Вообще для джарикской свиты характерно преобладание мелкозернистых и среднезернистых песчаников над алевролитами. Зерна кварца и полевых шпатов окатаны несколько лучше, чем в нижележащей звенящей свите. Для нижней половины разреза отмечается большое количество туфогенного материала. А. М. Данилевич и Н. Н. Предтеченский указывают на резкое уменьшение туфогенных пород вверх по разрезу.

В центральных районах Тувы джарикской свиты оканчивается разрез каменноугольных отложений. Однако в юго-западной части Тувы разрез надстраивается. В хребте Западный Танну-Ола над красноцветными джарикскими песчаниками залегает актальская свита, сложенная серо-зелеными песчаниками и алевролитами. Над ней залегают красноцветные осадки, объединяемые в молдыхемскую свиту. Возраст этих свит на основании растительных остатков определяется как нижнекаменноугольный.

Средне- и верхнекаменноугольные отложения

Отложения среднего и верхнего отдела каменноугольной системы установлены в Онкажинской мульде, но, по-видимому, их можно выделить и в соседней Актальской мульде. Все они объединяются в онкажинскую свиту, представленную разнообразными конгломератами, ржаво-серыми и серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и пластами каменного угля.

По данным А. Л. Лосева, в основании свиты залегает 100-метровая толща конгломерата, лежащего непосредственно на нижнекаменноугольных отложениях. Выше следует толща, состоящая из переслаивания ко-сслонистых песчаников, прослоев и линз алевролита, тонких пропластков аргиллита. В средней части этой толщи преобладают мелкозерни-

стые песчаники и алевролиты, в верхней и нижней — грубозернистые разности песчаников и прослой конгломератов. Угольные пласты рабочей мощности, количество которых достигает девяти, связаны с верхними и нижними частями толщи. Общая мощность онкажинской свиты составляет 380 м в западном направлении она сокращается до 330 м.

Ископаемая флора средних и верхних горизонтов свиты, по определениям М. Ф. Нейбург, представлена *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Noeggerathiopsis Theodori* Zal., *Angaridium* sp. и др. На основании анализа фауны М. Ф. Нейбург (1950) параллелизует онкажинскую свиту с нижнебалахонской подсвитой Кузнецкого бассейна, относящейся по возрасту к среднему и верхнему отделам каменноугольной системы.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения приурочены к центральной части Тувинской котловины, где их мощность составляет 1500 м. Небольшие площади развития юры прослеживаются в районе р. Элегест и рек Барык, Сенек, Онкаажа.

Юрские отложения почти повсеместно лежат трансгрессивно и со слабым угловым несогласием на различных горизонтах каменноугольной системы. Местами они переходят и на более древние образования, причем в таких случаях несогласие проявляется более отчетливо.

Породы юры литологически резко отличаются от подстилающих отложений. Они представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с отдельными пластами рабочего угля. Среди песчаников преобладают грубозернистые разности, широко развита косая слоистость.

Стратиграфическая схема юрских отложений Тувы была разработана А. Л. Лосевым (1955), который выделил четыре свиты (снизу вверх): элегестскую, эрбекскую, салдамскую, бомскую.

Элегестская свита выходит на поверхность только в районе устья речки Меджигей. Она сложена средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. К средней части свиты приурочен угольный пласт мощностью около 1,70 м.

Породы элегестской свиты залегают со слабым азимутальным несогласием на осадках нижекаменноугольного возраста.

Эрбекская свита широко развита вдоль периферии Кызыльской угленосной мульды. Осадками свиты также выполнены небольшие синклинали в районе рек Барык, Суглуг-Хем и Онкаажа. Эрбекская свита отличается непостоянством своего состава и мощности. На подстилающих породах карбона она повсеместно залегают со слабым азимутальным несогласием.

В западной части Кызыльской мульды (район речки Эрбек) свита слагается песчаниками, алевролитами и аргиллитами, среди которых прослеживаются до пяти пластов угля рабочей мощности. В ее основании лежит пачка зеленовато-бурых конгломератов, достигающая мощности в несколько десятков метров. Мощность свиты 350—430 м. В направлении к северу мощность свиты увеличивается и по северо-западной окраине мульды достигает 500—600 м. В ее основании залегают среднегалечный конгломерат мощностью около 200 м.

По восточной окраине мульды (район р. Каа-хем) мощность свиты равна 550 м, причем на долю базальных конгломератов приходится 250 м, а остальное на песчано-глинистые породы. В юго-западной части

бассейна (район р. Элегест) в нижних горизонтах свиты также присутствуют мощные пачки конгломератов.

В породах свиты найдены обильные растительные остатки, на основании которых В. Д. Принада сопоставляет ее с средне-юрскими осадками Кузнецкого бассейна.

Солдамская свита занимает значительную площадь Кызыльской мульды. Свита слагается мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями углистых аргиллитов, мергелистых и кремнистых известняков и углей. В породах свиты встречаются остатки пластинчатожабренных и споры.

Бомская свита развита только в центральной части Кызыльской мульды. На салдамской свите она залегает с небольшим угловым несогласием и базальным конгломератом в основании. Слагается разнообразными песчаниками и алевролитами; конгломераты играют незначительную роль. Органических остатков не найдено.

В 1958 г. П. П. Тимофеев, критически пересмотревший схему А. Л. Лосева, предложил выделить в составе юрских отложений Тувы всего лишь две свиты: нижнюю — улугхемскую и верхнюю — кызыльскую. Первая свита объединяет элегестскую свиту и нижнюю часть эрбекской (по А. Л. Лосеву), а вторая — остальную часть эрбекской и солдамскую свиту. Границу между улугхемской и кызыльской свитами он предлагает проводить непосредственно выше довольно мощного угельного пласта «Улуг». Согласно данным П. П. Тимофеева, улугхемская и кызыльская свиты имеют байос-батский возраст. Бомская свита, залегающая с размывом на кызыльской свите, не содержит ископаемых остатков, но учитывая, что уже в кызыльской свите появляются некоторые верхнеюрские виды спор и пыльцы, возраст бомской свиты им условно принимается в интервале верхняя юра—нижний мел.

Глава III. МОРФОЛОГИЯ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

ОБЩИЙ ОБЗОР ТЕКТОНИКИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Тувинский прогиб в тектоническом отношении представляет крупную герцинскую структуру, сформированную на каледонском складчатом основании. Его строение, история развития и происхождение имеют много общего с расположенной севернее группой впадин Минусинско-котловинной. Н. С. Шатский (1938), рассматривая структуру Казахской складчатой страны, отметил приуроченность герцинских впадин и прогибов к областям виргации каледонских складчатых систем. Одновременно он обратил внимание на связь впадин Минусинской котловинной виргацией каледонских структур Алтая-Саянской складчатой области. А. Д. Архангельский (1947) также отмечал приуроченность группы минусинских впадин к виргации складок Горной Шории и Западного Саяна.

Как видно даже на мелкомасштабной геологической карте, каледонские складчатые сооружения Горного Алтая и Горной Шории в восточном и северо-восточном направлениях образуют крупный виргирующий пучок складок, обращенный выпуклостью к северу. В Восточном Саяне, у южного края Сибирской платформы, его отдельные ветви сходятся вновь. Согласно с направлением складчатых дуг ориентированы и крупные (глубинные) разломы, выделенные для Алтая-Саянской складчатой области В. А. Кузнецовым (1948, 1954).

Джебашский, Куртушибинский, Восточно-Таннуольский, Батенский, Солгонский и Аргинский антиклинории являются отдельными ветвями этой виргации. Между ними заключены Тувинский прогиб, Усинская, Южно-Минусинская, Чебаково-Балахтинская и Назаровская впадины.

Форма межгорных впадин и их ориентировка в общем определяется структурой каледонского складчатого основания. Однако, внутренняя структура впадин относительно слабо отражает тектонику фундамента и характеризуются своеобразными чертами глыбовой тектоники. Поэтому впадины являются крупными наложенными структурами, которые с нижнепалеозойского складчатого фундамента наследуют только некоторые основные черты.

Тувинский прогиб по своему строению, характеру выполняющих пород и истории формирования заметно отличается от расположенных севернее впадин Минусинской котловинной. Он имеет вытянутую форму, ориентированную согласно с простиранием Западно-Саянской каледонской складчатой области, в то время как форма впадин Минусы приближается к изометричной.

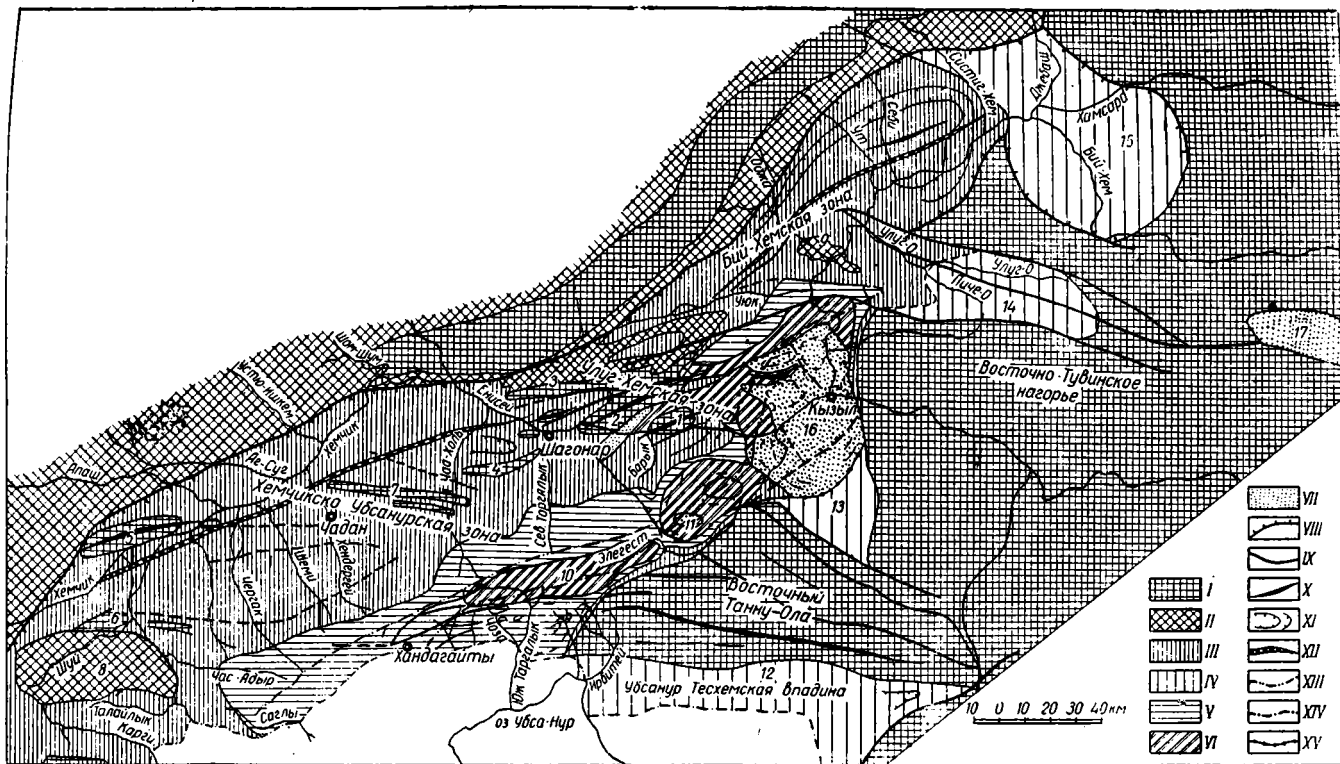


Рис. 10. Тектоническая схема Тувинского средне-верхнепалеозойского прогиба (составил Н. С. Зайцев, 1954 г.):

Породы фундамента прогиба: I — преимущественно нижнекембрийский (в геоантиклинальных поднятиях обрамления частью докембрийский) складчатый комплекс; II — верхнекембрийский (?) и ордовикский складчатый комплекс. Комплексы отложений, выполняющих прогиб: III — силур и эффузивно-терригенный комплекс нижнего и среднего девона; IV — силур и частично девон наложенных слабопрогнутых впадин; V — средний и верхний девон; VI — карбон; VII — средняя юра; VIII — зоны глубинных разломов; IX — прочие разломы; X — оси крупных антиклиналей; XI — условные структурные линии. Примерное положение зон максимального прогибания: XII — в силуре; XIII — в среднем и верхнем девоне; XIV — в карбоне; XV — границы Кызыльского мезозойского бассейна. Антиклинальные и горст-антиклинальные поднятия: 1 — Боянгольское; 2 — хр. Прибрежного; 3 — Буря; 4 — Аргылыктинское; 5 — Актовракское; 6 — Шуйское; 7 — Чаа-Хольское; 8 — Чингекатское; 9 — Оджинское. Мульды: 10 — Элегестинская; 11 — Онкажинская. Наложённые впадины: 12 — Убсанур-Тесемская; 13 — Меджигейская; 14 — Улуг — 0; 15 — Толжинская; 16 — Кызыльская; 17 — Серлигемская

Другой особенностью прогиба является большая мощность средневерхнепалеозойских отложений, достигающая в ее наиболее прогнутых участках 8 км. Следует также отметить то обстоятельство, что Тувинский прогиб был заложен раньше других впадин Алтае-Саянской складчатой области и испытал более длительную и более сложную историю развития.

Все указанные особенности побудили Н. С. Зайцева (1954, 1957) отнести крупную герцинскую структуру Тувы к категории межгорных прогибов, унаследованных от каледонского этапа развития Алтае-Саянской складчатой области. Им же дано общее описание структуры прогиба в целом.

С северо-запада Тувинский прогиб (рис. 10) обрамляется Куртушибинским антиклинорием, принадлежащим к системе Западного Саяна, на юго-востоке он граничит со складчатой областью Восточно-Тувинского нагорья и Восточно-Таннуольским антиклинорием; с северо-запада и юго-востока Тувинский прогиб отделен от своего складчатого обрамления сложной системой разломов, по-видимому, глубинного заложения. Общая длина прогиба на территории Советского Союза около 500 км, ширина 100—150 км. На северо-востоке, в районе рек Каа-Хем и Хамсара, происходит замыкание прогиба в юго-западном направлении он уходит в пределы Монголии.

Вдоль северо-западного борта Тувинского прогиба наблюдается совпадение простирааний его основных структур со структурами Западно-Саянской складчатой зоны. Кроме того, здесь возрастной интервал между породами фундамента и выполняющими прогиб отложениями сравнительно невелик, так как разрез начинается силурийскими, а местами и верхнеордовикскими отложениями, лежащими несогласно на резко дислоцированные и метаморфизованные нижнеордовикские и кембрийские породы фундамента.

Юго-восточный борт Тувинского прогиба не наследует простирааний структур обрамления, а наложен по отношению к ним почти под прямым углом. Возрастной интервал между породами фундамента и прогиба здесь значительно больше, чем вдоль северо-западного борта, так как выполняющие прогиб отложения, начинаются силурийскими образованиями, залегающими несогласно на нижнекембрийских породах фундамента. Следовательно, фундамент прогиба разновозрастен, а именно, вдоль северо-западного борта, он имеет ордовикский возраст, тогда как вдоль юго-восточного — нижнекембрийский.

На основании резких различий структурных планов, интенсивности дислокаций, степени метаморфизма, а также присутствия региональных перерывов и угловых несогласий в пределах прогиба все породы можно разбить на три структурных этажа.

Смятые в линейные складки, метаморфизованные и прорванные интрузиями гипербазитов нижнепалеозойские толщи образуют нижний структурный этаж. Это фундамент прогиба. Выполняющие прогиб породы среднего и верхнего палеозоя, в которых широко проявляется складчато-глыбовая тектоника, составляет средний структурный этаж. В сложении верхнего структурного этажа участвуют сравнительно просто дислоцированные юрские отложения, залегающие несогласно как на фундаменте прогиба, так и на выполняющих его породах.

В составе среднего структурного этажа дополнительно выделяются три подэтажа, комплексы пород которых отделены друг от друга угловыми несогласиями и несколько отличаются по структурному плану и интенсивности дислокаций.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

Строение Тувинского прогиба очень сложно и неоднородно, так как внутри него прослеживается ряд положительных структур глыбового характера, в ядрах которых на дневную поверхность выходят породы фундамента (рис. 11). Подобные крупные структуры, осложняющие прогиб, имеют характер горст-антиклинальных поднятий. Поднятия разделяют единый сложного строения межгорный прогиб на ряд крупных, но более простых, синклинальных прогибов, внутри которых мощность средне- и верхнепалеозойских образований различна.

На схеме тектонического районирования центральной части Тувинского прогиба (рис. 12) показаны некоторые важнейшие внутренние структуры и отражено их соотношение друг с другом.

Как видно из схемы, на северо-западе Тувинский прогиб ограничивается Куртушибинским антиклинорием; юго-восточное обрамление составляют Восточно-Таннуольский антиклинорий и складчатая область Восточно-Тувинского нагорья.

В центральной части прогиба (район хребет Прибрежный) располагается крупное и сложно построенное Центрально-Тувинское поднятие. Ядро поднятия, образованное сложно дислоцированными и метаморфизованными породами кембрия, облекается силурийскими, девонскими, каменноугольными и юрскими отложениями.

Между Центрально-Тувинским поднятием и Восточно-Таннуольским антиклинорием находится Западно-Таннуольский синклинальный прогиб, выполненный мощными толщами пород силурийского, девонского, каменноугольного и юрского возраста, а между Куртушибинским антиклинорием и Центрально-Тувинским поднятием Туранский синклинальный прогиб.

Внутри Центрально-Тувинского поднятия располагается крупная глыбовая структура — Уюкская грабен-синклиналь, выполненная красноцветными грубообломочными породами девона. Непосредственно на восточное окончание Центрально-Тувинского поднятия и Западно-Таннуольского синклинального прогиба, а также складчатую область Восточно-Тувинского нагорья наложена юрская Кызыльская мульда.

Между складчатой областью Восточно-Тувинского нагорья и Восточно-Таннуольским антиклинорием заключен Хадынский синклинальный прогиб, представляющий юго-восточную ветвь Тувинского прогиба.

После краткого общего обзора структур центральной части Тувинского прогиба и обрамления перейдем к более подробной их характеристике.

Куртушибинский антиклинорий представляет крупную структуру северо-восточного простираения, входящую в систему Западного Саяна. Его строение и состав слагающих толщ изучены еще недостаточно.

Осевая часть антиклинория сложена сильно рассланцованными карбонатно-эффузивными породами кембрия. Крупные линзовидные тела пироксенитов и габбро, ориентированные согласно со складчатостью, прорывают породы кембрия, вызывая метасоматическое окремнение карбонатной части разреза вплоть до появления выдержанных горизонтов силицилитов и линз яшмокварцитов.

Крылья Куртушибинского антиклинория сложены плейчатými зелено-фиолетовыми эпидот-хлоритовыми, кварцево-эпидотовыми, хлоритово-серцитовыми и другими сланцами с реликтами псаммитовой и псефитовой структуры. Сланцы рассечены множеством кварцевых и кальцитовых жил и испытали интенсивную складчатость. В настоящее время эти

метаморфические сланцы предположительно относят к верхнему кембрию — нижнему ордовику.

От Тувинского прогиба Куртушибинский антиклинорий отделен Саяно-Тувинским разломом, разграничивающим две принципиально-разнородные области: Западно-Саянскую, где широко развиты мощные толщи сланцев верхов кембрия — низов ордовика, ордовик и силур, и область Тувинского прогиба, где в зоне сочленения с Куртушибинским антиклинорием присутствуют средне- и верхнеордовикские породы, а южнее — силур, девон и карбон.

Серия разломов отделяет на северо-западе Куртушибинский антиклинорий от среднепалеозойской Усинской впадины, приуроченной к осевой части Усинского нижнепалеозойского синклинория.

Восточно-Таннуольский антиклинорий ограничивает Тувинский прогиб с юго-востока. Он представляет резко поднятый в рельефе хребет с выравненной, отчасти платообразной поверхностью и крутыми, обрывистыми склонами. Антиклинорий сложен породами нижнего кембрия, прорванными многочисленными интрузиями гранитов и гранодиоритов. Кембрийские породы представлены зеленокаменным комплексом, в составе которого преобладают основные эффузивы — андезитовые порфириты, пироксенитовые порфириты и связанные с ними туфы и туфокоагломераты. Вулканогенные породы чередуются с линзовидными телами рифмовых известняков, обычно мраморизованных, реже измененных до мраморов, а также с глинисто-карбонатными породами. Н. С. Зайцев считает, что в современной структуре антиклинорий представляет ряд крупных горстовых блоков, между которыми зажаты длинные, но обычно узкие грабены, выполненные местами красноцветными отложениями силура и девона. Преобладающее простирание разломов, а также образованных ими блоков северо-западное. С юго-запада и северо-востока антиклинорий отделен разломами, по которым и произошло его поднятие в кайнозойское время.

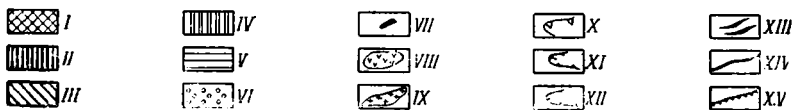
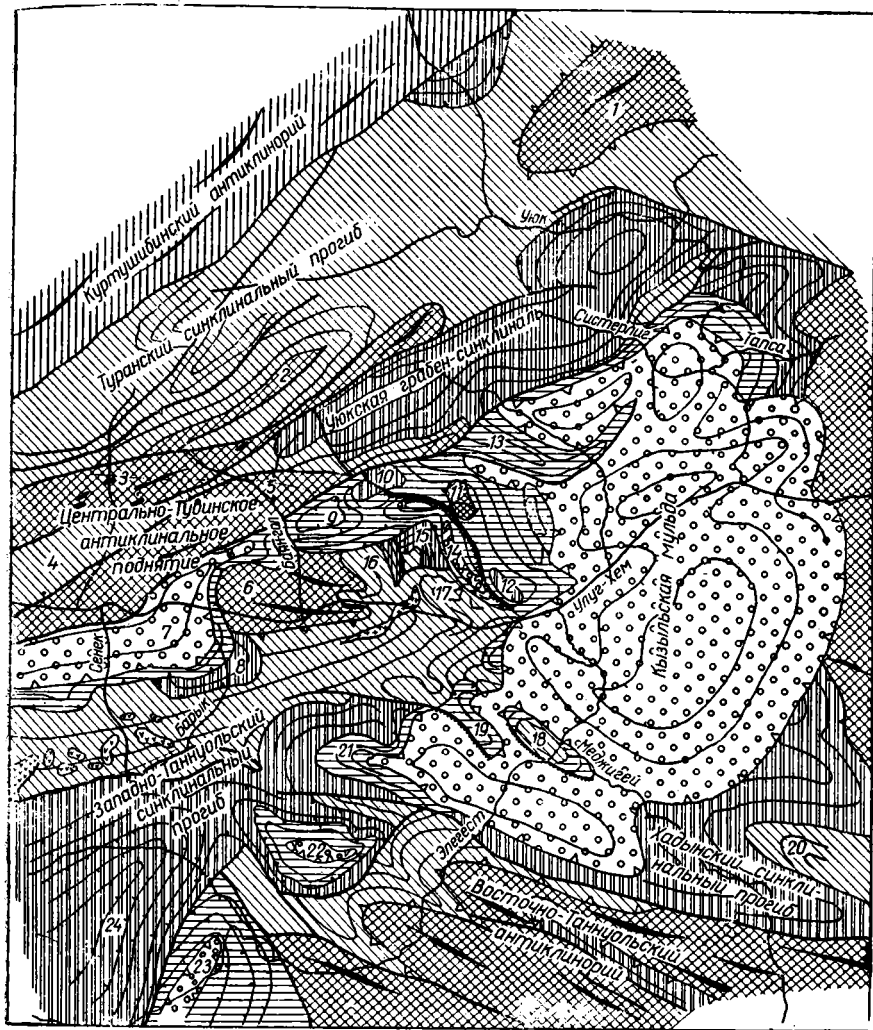
В северо-западном направлении антиклинорий постепенно погружается, но у борта Тувинского прогиба он резко, по сложной системе разломов, обрывается и сочленяется с приподнятой в рельефе (хребет Западный Танну-Ола) частью Западно-Таннуольского синклинального прогиба, ориентированного под тупым углом по отношению к Восточно-Таннуольскому антиклинорию. В зоне их сочленения у восточного борта прогиба возникли наложенные на кембрийский фундамент Актальская и Онкажинская мульды, между которыми располагается ряд сильно раздробленных, перемятых и ориентированных в различных направлениях небольших блоков.

Складчатая область Восточно-Тувинского нагорья, как и Восточные Танну-Ола, ограничивает Тувинский прогиб с юго-востока. В его строении первостепенную роль играют карбонатно-сланцевоэффузивные породы кембрия, прорванные и метаморфизованные огромными досилурийскими интрузиями гранитов и кварцевых диоритов, нередко занимающих площадь в десятки и даже сотни квадратных километров.

Достаточно широко здесь развиты и различные породы докембрия.

Силурийские и девонские образования встречаются в отдельных небольших узких грабенах, но как и в районе Восточно-Таннуольского антиклинория, имеют небольшие мощности и представлены терригенными красноцветными песчаниками и гравелитами.

Простирание складок и основных разломов нагорья северо-западное, т. е. ориентированное под прямым углом по отношению к общему простиранию Тувинского прогиба.



5 0 5 10 15 км

Рис. 11. Схематическая структурно-геологическая карта центральной части Тувинского прогиба.

Нижний структурный этаж: I — кембрийский складчатый комплекс; II — орловский складчатый комплекс. Средний структурный этаж: III — $S - D_2^1$ нижний подэтаж; IV — $D_2^2 - D_3$ — средний подэтаж; V — S_1+2 — верхний подэтаж; VI — J — юрский складчатый комплекс; VII — кембрийские интрузии ультрабазитов; VIII — девонские интрузии диабазов; IX — девонские интрузии гранитов и кварцевых порфиров; X — границы структурных этажей; XI — границы структурных подэтажей; XII — условные структурные линии; XIII — простираание пород нижнего структурного этажа; XIV — разломы; XV — флексуры

Отдельные структуры (цифры на карте): 1 — Оджинское антиклинальное поднятие; 2 — Чапкакский горст; 3 — Талиский горст; 4 — Пельорукский грабен; 5 — Эжимский горст; 6 — Боянгольская горст-антиклиналь; 7 — Инитальская синклиналь; 8 — Барыкская синклиналь; 9 — Актатская синклиналь; 10 — Тебекская антиклиналь; 11 — Сугдугхемская антиклиналь; 12 — Джаргинская антиклиналь; 13 — Эрбекская антиклиналь; 14 — Кербская синклиналь; 15 — Кызылджаринская антиклиналь; 16 — Карасусские складки; 17 — Поштагская синклиналь; 18 — Кочетовская антиклиналь; 19 — Совхозская антиклиналь; 20 — Меджигейская антиклиналь; 21 — Бьертдагская мульда; 22 — Онкажинская мульда; 23 — Актальская мульда; 24 — Хендергинская мульда (названия для ряда структур взяты из работ Н. С. Зайцева, Я. С. Зубрилина, В. А. Кузнецова, А. Л. Лосева, В. П. Маслова)

особенностью кембрия Центральной Тувы от районов Восточного Танну-Ола и Восточно-Тувинского нагорья является почти полное отсутствие предсилурийских гранитных интрузий и довольно широкое развитие небольших интрузивных тел гипербазитов, а также значительное преобладание терригенных пород.

На рассматриваемой территории располагается восточная часть поднятия, в котором можно выделить Боянгольскую горст-антиклиналь, а также Эжимский, Тэлиский и Чакпакский горсты. Между Эжимским и Тэлиским выступами фундамента заключен узкий Пельорукский грабен, переходящий на северо-востоке в Уюкскую грабен-синклиналь.

Породы кембрия внутри блоков смяты в линейные, нередко сжатые складки, крылья которых круто наклонены или стоят вертикально и во многих случаях осложнены разломами и зонами дробления. Большая часть структур кембрия в пределах поднятия простирается в северо-восточном направлении, однако в районе рек Боян-Гол и Суглуг-Хем, т. е. в южной части поднятия, простирания приобретают восточные и восток-юго-восточные направления.

Среднепалеозойские породы на выступах фундамента нередко отсутствуют совсем или их разрез по сравнению с другими участками Тувинского прогиба резко сокращен. Обычно в разрезе наблюдается большое количество местных перерывов и несогласий, а также выпадение отдельных свит, что приводит к необычайно сложным взаимоотношениям толщ.

Структуры, развитые в породах среднего структурного этажа поднятия, морфологически резко отличаются от структур фундамента. Для них характерны формы, находящиеся в прямой связи с разрывными нарушениями фундамента. Среди мелких структур Центрально-Тувинского поднятия выделяются: 1) угловатые и коробчатые складки; 2) резко асимметричные удлиненные антиклинали и синклинали; 3) асимметричные брахиантиклинали.

Анализ фактических данных показывает, что структурный план поднятия в течение среднего и верхнего палеозоя неоднократно подвергался существенной перестройке. На это указывают многочисленные перерывы и угловые несогласия, а также несовпадения или неполное совпадение простираний и очертаний структурных форм различных структурных подэтажей. Нередко мелкие структуры развиты только в пределах какого-либо одного комплекса или свиты пород и не выделяются в вышележащих толщах. Например, некоторые удлиненные асимметричные складки, прослеживаемые в породах нижнего структурного подэтажа ($S-D_2^1$) Боянгольской горст-антиклинали трансгрессивно и несогласно перекрываются красноцветно-терригенным девоном (средний структурный подэтаж $D_2^2 - D_3$), не находя в нем никакого отражения.

Интенсивность дислоцированности пород среднего и верхнего палеозоя вверх по разрезу постепенно уменьшается, соответственно упрощается и строение структур. Так, например, для нижнего структурного подэтажа характерны сложные коробчатые формы и удлиненные асимметричные складки, причем последние иногда наследуют не только простирание, но отчасти и форму структур фундамента.

В среднем и верхнем структурных подэтажах широко развиты более простые пологие коробчатые и угловатые формы, асимметричные брахиантиклинали, флексуобразные перегибы слоев. Несмотря на присутствие углового несогласия между средним и верхним подэтажами, они дислоцированы в общем по одному плану, и структуры, развитые

в верхнем подэтаже, отличаются от структур среднего подэтажа главным образом только более пологими формами и некоторыми второстепенными деталями.

Контуры Центрально-Тувинского поднятия с течением времени не оставались неизменными. Судя по мощности отложений, выполняющих соседний Западно-Таннуольский прогиб, и их фациальному составу, можно установить, что в силурийское и девонское время поднятие было несколько уже, чем в каменноугольное или юрское, когда к нему присоединилась северо-западная часть Западно-Таннуольского синклиналиного прогиба.

Уюкская грабен-синкинали, расположенная внутри Центрально-Тувинского поднятия, представляет собой сравнительно простую синклиналиную складку, вытянутую в северо-восточном направлении и ограниченную с северо-запада и юго-востока разломами. Длина структуры около 90 км, ширина — около 15—20 км. В средней части она слегка пережата, благодаря чему в ней можно выделить два участка: северо-восточный — бийхемский и юго-западный — тебекский, внутри которых сохранились наиболее высокие горизонты девонских отложений, выполняющих впадину.

По границе с разломами крылья грабен-синклинали стоят почти вертикально, а в отдельных случаях наблюдается и обратное падение.

Характер разреза среднепалеозойских отложений Уюкской грабен-синклинали (маломощные красноцветные породы силура и мощные накопления девонского возраста) свидетельствуют о том, что она интенсивно стала прогибаться только в начале девона, т. е. несколько позже таких крупных структур, как Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский и Туранский синклиналиные прогибы.

Четвертичные глыбовые движения приподняли Уюкскую грабен-синкинали, в связи с чем в настоящее время она выражена орографически в форме Уюкского хребта, возвышающегося до абсолютных отметок 1800—2000 м.

Западно-Таннуольский синклиналиный прогиб представляет крупную отрицательную структуру северо-восточного простирания, заключенную между Центрально-Тувинским поднятием и Восточно-Таннуольским антиклинорием, от которых он на значительном протяжении отделен крупными разломами. На северо-востоке прогиб перекрывается юрскими отложениями Кызыльской мульды. Его периклиналиное замыкание можно наблюдать в районе р. Тапсы, уже за границами мульды. В юго-западном направлении прогиб расширяется и уходит в пределы Монголии, где контуры ее пока еще недостаточно ясны.

Прогиб выполнен породами силура, девона, карбона и в немногих местах юры, общей мощностью около 10—12 км. Резкое увеличение мощности пород среднего и верхнего палеозоя по сравнению с Центрально-Тувинским поднятием происходит в основном за счет отложений девонского и каменноугольного возраста. Угловые несогласия и перерывы в осадконакоплении в осевой части структуры отсутствуют или выражены слабо. Мощности пород возрастают в юго-западном направлении, в том же направлении некоторые континентальные толщи замещаются лагунными и морскими образованиями.

Ориентировка Западно-Таннуольского синклиналиного прогиба не совпадает полностью с простиранием каледонских структур фундамента. Особенно хорошо это несоответствие видно вдоль юго-восточного борта прогиба, в зоне его сочленения с Восточно-Таннуольским антиклинорием. Вдоль северо-западного борта прогиба, наоборот, отчетливо выражено совпадение простираний.

Разломы, ограничивающие прогиб с юго-востока, хорошо прослеживаются вдоль его контакта с Восточно-Таннуольским антиклинорием, где намечается целая зона дробления, вдоль которой располагается ряд блоков, различно ориентированных по отношению к простираниям главнейших структур. Далее на северо-восток этот разлом не всегда выражен морфологически, но он прослеживается по резкой смене мощностей и фаций.

Северо-западная граница прогиба, судя по мощностям девонских отложений, располагалась на западе несколько к югу от долины р. Улуг-Хем, а затем от района урочища Кызыл-Джара шла на северо-восток через среднее течение речек Эрбек и Сестерлиг к р. Бий-Хем, где происходило замыкание прогиба. От соседнего Центрально-Тувинского поднятия прогиб отделяется резким флексурным изгибом силурийских и девонских пород, причем под флексурой в кембрийских породах располагается зона дробления и рассланцевания, по которой проникли интрузии гипербазитов.

Таким образом, ограниченный разломами или резкими флексурами Западно-Таннуольский прогиб представляет зону проседания земной коры, выполненную мощными толщами пород среднего и верхнего палеозоя.

Если судить о контурах прогиба, основываясь на закономерностях распределения мощностей и осадков каменноугольного возраста, а также принять во внимание современное очертание структур, то можно прийти к выводу, что в каменноугольное время прогиб замыкался где-то в районе р. Элегест, а его площадь заметно сократилась за счет присоединения северо-западного борта к Центрально-Тувинскому поднятию (см. рис. 12).

Несомненно, что в строении прогиба основную роль играли разломы северо-восточной ориентировки, обусловившие общую конфигурацию структуры; поперечные разломы, протягиваясь со стороны юго-восточного обрамления Тувинской впадины, нередко пересекают прогиб и уходят в сторону Центрально-Тувинского поднятия, но иногда они плавно изгибаются и принимают юго-западную ориентировку.

Дислоцированность пород внутри прогиба, по сравнению с районами Центрально-Тувинского поднятия, менее интенсивна. В прогибе развиты характерные овалы и чашеобразные мульды длиной 10—20 км при ширине в 8—10 км, отделенные друг от друга разломами или связанными с ними сжатыми асимметричными антиклиналями. Примерами подобных структур являются Онкажинская, Актальская, Бьертдагская и другие мульды.

Следует также отметить, что благодаря молодым движениям большая часть синклинали прогиба, как и Уюкской грабен-синклинали, в настоящее время резко приподняты в рельефе. Однако вся его история в продолжение среднего и верхнего палеозоя, а также, по крайней мере, и части мезозоя свидетельствует о непрерывных нисходящих движениях, обусловивших накопление мощных осадочных комплексов. Перемена знака движений произошла только в последнее время, причем эти движения существенно не изменили более древней морфологии структур, а только приподняли их по сравнению с соседними участками.

Туранский синклинали прогиб до последнего времени остается сравнительно слабо изученным участком Тувинского прогиба, так как коренные породы на значительном протяжении скрыты здесь под четвертичным покровом. С северо-запада, от Куртушибинского антиклинория, сложенного кембро-ордовикскими отложениями, он ограничен

Саяно-Тувинским разломом. Серия крупных разломов северо-восточной ориентировки отделяет прогиб от Центрально-Тувинского поднятия.

Прогиб выполнен слабометаморфизованными породами верхнего ордовика, силура и эффузивно-осадочного комплекса девона, достигающими мощности в 5—6 км. Средний и верхний отделы девона, а также карбон сохранились только в отдельных участках и представлены маломощными красноцветными осадками. Породы ордовика развиты по северо-западной окраине прогиба, где они вдоль Саяно-Тувинского разлома контактируют с зелеными сланцами кембро-ордовика.

Ряд разрывов северо-восточного простирания разделяет синклинальный прогиб на несколько блоков, внутри которых отчетливо прослеживаются сравнительно пологие брахиструктуры. Особенно хорошо блоковое строение наблюдается в западной части прогиба, где он довольно резко сужается и выклинивается.

В восточном направлении прогиб несколько расширяется, а в районе хребта Донгул-Тайга Оджинским поднятием разделяется на две ветви, которые следуют в Тоджинскую часть Тувинского межгорного прогиба.

Юго-восточная ветвь образует Донгул-Тайгинскую синклиналь, выполненную толщами верхнего силура и нижнего девона общей мощностью не менее 4—6 км.

Простирание Туранского синклинального прогиба наследует общее простирание структур фундамента и имеет Западно-Саянское направление.

Хадынский синклинальный прогиб в отличие от описанных выше, ориентирован по отношению к общему простиранию впадины почти под прямым углом. При этом следует отметить, что его ориентировка повторяет господствующее северо-западное простирания кембрийских пород фундамента, прослеживаемых в пограничных частях Восточного Танну-Ола и Восточно-Тувинского нагорья.

В юго-восточном направлении прогиб постепенно замыкается, а на северо-западе быстро расширяется и сочленяется с Западно-Таннуольским прогибом.

Прогиб заполнен сравнительно маломощными (1,5—2 км) грубо-обломочными красноцветными и вулканогенными породами силура и девона, внутри которых развиты связанные с разломами фундамента немногочисленные флексуры и брахискладки северо-западного направления, некоторые из которых быстро затухают у границ с Западно-Таннуольским прогибом. Из наиболее крупных структур следует отметить Меджигейскую антиклиналь и Кочетовскую брахиантиклиналь, ядра которых сложены терригенными и вулканогенными породами силурийского и нижнедевонского возраста.

По своему простиранию и строению выполняющих толщ Хадынский прогиб заметно отличается от Западно-Таннуольского прогиба, от которого он отделен разломом в фундаменте. В связи с этим разломом в районе урочища Бай-Булун происходит резкая смена мощностей и фаций отложений девона. В зоне сочленения происходит также быстрое затухание некоторых структур Хадынского прогиба.

Кызыльская мезозойская наложенная мульда выполнена мощными толщами среднеюрских отложений, достигающих мощности в 1500 м.

В строении восточной части мульды большую роль играют конгломераты. В западной части конгломераты имеют уже подчиненное значение; юрские отложения сложены там песчано-глинистыми угленосными образованиями. Мульда имеет плоскую чашеобразную форму.

слегка вытянутую в меридиональном направлении и наложенную на разновозрастные структуры Восточно-Тувинского нагорья, Центрально-Тувинского поднятия и Западно-Таннуольского прогиба. От Уюкской грабен-синклинали и Восточно-Таннуольского антиклинория мульда отделена разломами.

Внутри мульды выделяется несколько плоских овальных синклиналей, отделенных друг от друга удлиненными, обычно асимметричными, антиклиналями. Следует отметить, что структурные формы, развитые внутри Кызыльской мульды, в общих чертах повторяют тектонику верхнепалеозойских отложений, что видно на примерах Эрбекской и Кочетовской антиклиналей, Бьертдагской мульды и других структур. Таким образом, несмотря на то, что Кызыльская мульда в целом является наложенной структурой, в отдельных ее структурах можно отметить некоторые черты унаследования палеозойского этапа развития.

Боянгольская горст-антиклиналь. В огромной структуре Тувинского межгорного прогиба выделяются дополнительные тектонические формы более мелкого порядка, изучению морфологии и истории развития которых нами уделялось особое внимание.

К одним из них могут быть отнесены довольно крупные блоковые структуры, возникшие в конце силурийского — начале девонского периода, как, например, Боянгольская горст-антиклиналь, Тэлиский, Эжимский и Чакпакский горст, а также Пельорукский грабен, Уюкская грабен-синклиналь и др.

Следующую категорию составляют тектонические формы, осложняющие отдельные горсты и грабены. Некоторые из таких структур прослеживаются только в одном структурном этаже или даже подэтаже.

Детальные работы, проведенные в районе Центрально-Тувинского поднятия и соседних с ним районах Западно-Таннуольского и Хадынского прогибов, а также Кызыльской мульды и Уюкской грабен-синклинали показали, что в их строении исключительную роль играют разломы, расчленяющие изученную территорию на серию сложных блоков.

Примером блоковой структуры, испытавшей длительное и сложное развитие в течение среднего и верхнего палеозоя, может служить Боянгольская горст-антиклиналь, входящая в состав Центрально-Тувинского поднятия. Другие горстовые структуры поднятия обычно лишены средневерхнепалеозойских осадков и поэтому данных для понимания истории формирования структур района дают меньше.

Боянгольская горст-антиклиналь простирается вдоль широтного отрезка долины р. Улуг-Хем. Ее ядро, сложенное нижнекембрийскими породами, выходит в низовьях р. Боян-Гол. Основная часть горст-антиклинали приурочена к правобережью р. Улуг-Хем — вдоль левого берега реки находится только ее южное крыло.

Размер структуры в длину составляет около 75 км, в ширину 40—45 км. В восточном направлении горст-антиклиналь постепенно погружается и скрывается под юрскими отложениями Кызыльской мульды.

На севере она граничит с Уюкской грабен-синклиналью, отделяясь от нее субширотным разломом; к югу от Боянгольской структуры располагается Западно-Таннуольский синклинальный прогиб, на границе с которым (вдоль р. Улуг-Хем) происходит резкий перегиб (до 45°) девонских и каменноугольных толщ, связанный, очевидно, с широтной зоной дробления, пронизанной интрузиями гипербазитов, габбро, а также многочисленными дайками и штоками диабазов.

В поперечном сечении Боянгольская горст-антиклиналь резко асимметрична (см. рис. 3); так, с юга и востока породы кембрия, выступающие в ядре, последовательно облекаются силурийскими, девонскими,

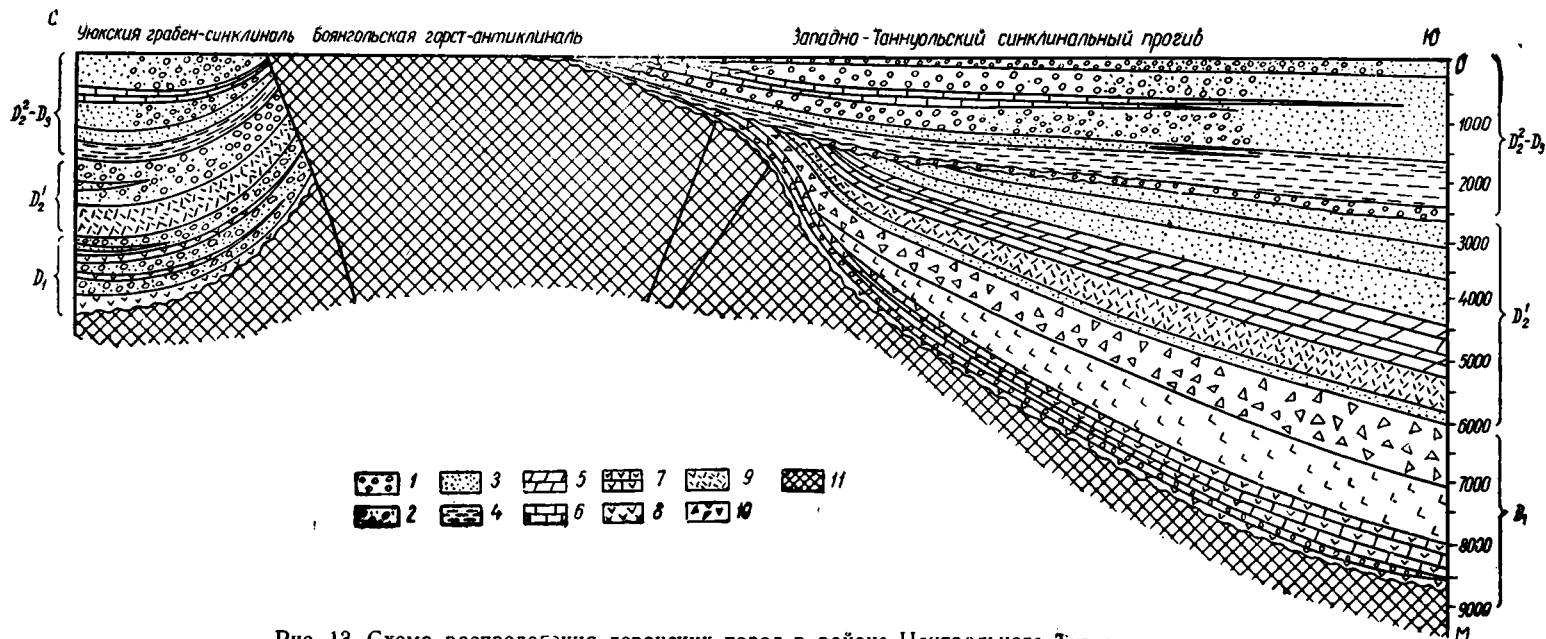


Рис. 13. Схема распределения девонских пород в районе Центрального Тувинского поднятия:

1 — конгломераты; 2 — гравелиты; 3 — песчаники; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — мергели и аргиллиты; 6 — известняки и мергели; 7 — чередование известняков, алевролитов и эффузивов; 8 — порфириты; 9 — кварцевые кератофиры; 10 — туфы и вулканические брекчии; 11 — додевонские породы

каменноугольными, а местами и юрскими отложениями, тогда как на северо-западе непосредственно на кембрие лежат каменноугольные и юрские образования.

Асимметрия хорошо обнаруживается и при рассмотрении изменений фаций и мощностей девонских отложений поперек структуры (рис. 13). Вдоль северного крыла девонские отложения отсутствуют или характеризуются сокращенными мощностями и грубообломочным составом, а внутри них прослеживается ряд перерывов и угловых несогласий. По направлению к южному крылу мощность отложений девона заметно возрастает, перерывы и угловые несогласия исчезают, уменьшается количество грубозернистых осадков. Ограничение Боянгольской структуры с северо-запада и юга крупными разломами придает ей форму горста, хотя в восточном конце его прекрасно видно периклинальное замыкание структуры благодаря последовательному облеканию ядра все более молодыми горизонтами. На этом основании данную тектоническую форму нам представляется лучше именовать горст-антиклиналью.

Кембрийские породы, образующие ее ядро, смяты в линейные сжатые складки запад-северо-западного простирания; их крылья, как правило, круто наклонены или даже стоят вертикально. Некоторые складки отделяются друг от друга разломами, ориентированными согласно с простиранием складчатости.

Кроме продольных, ядро структуры пересекается несколькими поперечными разрывами, быстро затухающими в северо-западном направлении. Следует отметить, что эти нарушения параллельны разломам, прослеживаемым в породах юго-восточного обрамления Тувинского прогиба и, по-видимому, тесно с ними связаны.

Дислокации, развитые в породах среднего структурного этажа, морфологически резко отличаются от структур фундамента. Для них характерны такие формы, которые находятся в прямой связи с разрывными нарушениями фундамента, а именно угловатые и коробчатые складки, а также резко асимметричные удлиненные антиклинали и синклинали, асимметрия которых непосредственно связана с разломами или флексурами.

Значительное количество прослеживаемых в разрезе угловых несогласий обусловило сложное соотношение между собой различных структур. В связи с этим тектонические формы отдельных структурных подэтажей нередко отличаются не только по степени дислоцированности, но и по своему плану и ориентировке. Так, например, некоторые складки, выраженные в нижнем структурном подэтаже Боянгольской горст-антиклинали, трансгрессивно и несогласно перекрываются терригенно-красноцветным комплексом девона, не находя в нем никакого отражения (см. рис. 2).

Морфология малых структурных форм

Степень дислоцированности пород среднего и верхнего палеозоя вверх по разрезу постепенно уменьшается, соответственно упрощается и строение структур. Так, например, для нижнего структурного подэтажа ($S - D_2^1$) характерны сложные коробчатые формы и удлиненные асимметричные складки, причем последние нередко наследуют не только простирание, но и форму структуры фундамента.

В среднем ($D_2^2 - D_2$) и верхнем (C) структурных подэтажах широко развиты более простые пологие коробчатые и угловатые формы, асимметричные брахиантиклинали, флексуриобразные перегибы слоев. Несмотря на наличие углового несогласия между средним и верхним подэтажами, они дислоцированы по общему плану, и структуры, разви-

тые в верхнем подэтаже, отличаются от структур среднего подэтажа, главным образом, более пологими формами.

Угловатые и коробчатые складки. Угловатые и коробчатые складки широко развиты как в породах среднего, так и верхнего структурного этажа. Они, как правило, приурочены к районам пересечения разломов нескольких направлений, в связи с чем вдоль бортов складок породы резко дислоцированы. К структурам подобного типа относятся Поштагская синклиналь и Кызылджаринская антиклиналь.

Поштагская синклиналь, сложенная породами эффузивно-осадочного комплекса, располагается в восточной части урочища Кызыл-Джара между сопками Поштаг и Суглуг-Бом (рис. 14).

Простираение синклинали приблизительно широтное; с запада, севера, а также, вероятно, и с востока синклиналь ограничена дизъюнктивными нарушениями. Крылья синклинали наклонены под углом в 40—50°, причем вблизи разрывов углы наклона слоев возрастают до 90°.

В ядре складки породы лежат почти горизонтально или испытывают наклон в 5—10°. С юга Поштагскую синклиналь ограничивает широтная антиклиналь, ядро которой размыто р. Улуг-Хем; крылья антиклинали от размыва сохранились и прослеживаются по обоим бортам долины.

Отпрепарированные денудацией отдельные покровы порфиритов отчетливо выделяются в рельефе и хорошо дешифруются на контактных аэрофотоснимках. Благодаря им можно ясно представить строение синклинали для различных ее участков. Наиболее сложное строение наблюдается вдоль северной окраины Поштагской синклинали, вдоль ее границы с разломом. Здесь прослеживается несколько синклинальных и антиклинальных складок меридионального простираения с причудливыми изгибами пластов. Нередко покровы эффузивов в наиболее интенсивно дислоцированных участках раздроблены или разорваны, в то время как заключенные между ними песчано-сланцевые породы смяты в сложные складки без разрыва сплошности. Характер пликвативных дислокаций некоторых покровов резко отличается от покрывающих и подстилающих их осадочных пород. Например, в 2,5 км к востоку от горы Поштаг (см. рис. 14) в районе источника один из эффузивных покровов образует пережатую складку шириной около 0,5 км в наиболее расширенной ее части и около 150 м в месте пережима. Подстилающие и покрывающие эффузивный покров осадочные породы почти не участвуют в строении этой складки.

В 4 км к востоку от горы Поштаг внутри одной небольшой складки происходит резкий изгиб пластов, причем один из покровов порфиритов разорван, амплитуда смещения по разрыву достигает 200—250 м. Вмещающие покров осадочные породы не испытывают подобного смещения.

По северной границе синклинали проходит зона разлома, где породы испытали сильное дробление и смятие. Покровы эффузивов здесь рассечены многочисленными трещинами, выполненными жильным белым кварцем, красноватым халцедоном или кальцитом; повсеместно видны разнообразно ориентированные плоскости скольжения.

Между Поштагской синклиналью и расположенными западнее Карасугскими широтными складками также находится участок дробления пород. Все толщи нижнего девона и эйфельского яруса разбиты на систему мелких складок и клиньев. Песчано-сланцевые породы образуют сложные мелкие складки, нередко пронизанные дайками и штоками диабазов (рис. 15). Для этой зоны характерна небольшая интрузия кварцевых порфиритов.

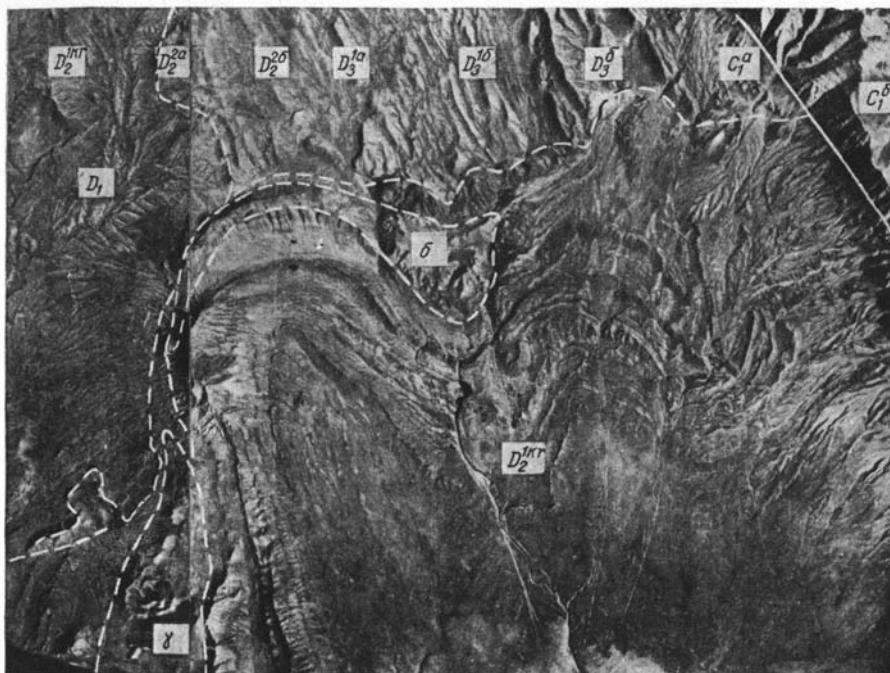


Рис. 14. Характер тектонического контакта между породами эффузивно-осадочного комплекса девона Поштагской синклинали и красноцветно-терригенными отложениями живетского яруса и верхнего девона Кызылджаринской антиклинали. В верхнем правом углу снимка видно, как звенящая свита карбона трансгрессивно перекрывает оба блока. Масштаб снимка $\sim 1 : 40\,000$:

D_1 — нижний девон; $D_2^{1кч}$ — красногорская свита; $D_2^{2а}$ — илеморовская свита; $D_2^{2б}$ — уюкская свита; $D_3^{1а}$ — бегрединская свита; $D_3^{1б}$ — кохайская свита; D_3^B — джаргинская свита; C_1^a — шивеликская свита; $C_1^б$ — звенящая свита; γ — кварцевые порфиры; δ — диабазы

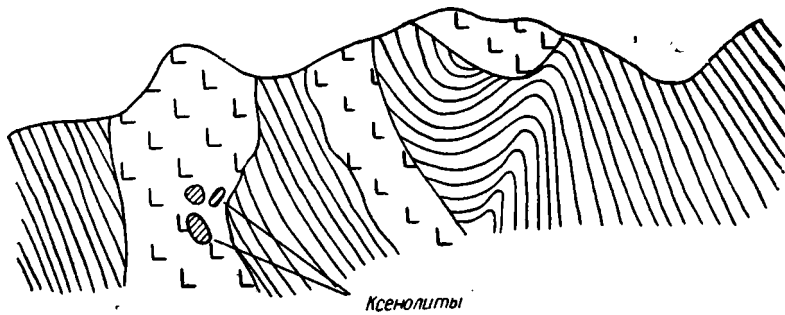


Рис. 15. Небольшие интрузии габбро-диабазов, прорывающие глинистые сланцы красногорской свиты. Обнажение в 900 м к западу от горы Кулбус-Даш

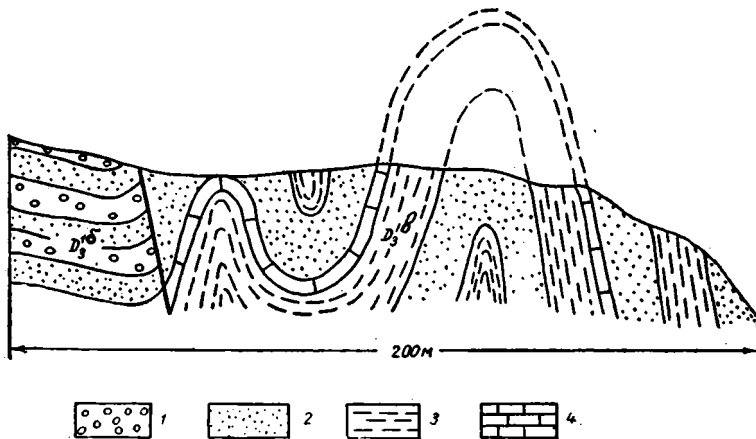


Рис. 16. Зарисовка складок в породах кохайской свиты (D_3^{16}), возникших вблизи тектонического контакта с джаргинской свитой (D_3^8):
 1 — красноцветные конгломераты; 2 — красные песчаники и алевролиты;
 3 — аргиллиты; 4 — известняки

К северу от Поштагской синклинали располагается своеобразная угловатая Кызылджаринская антиклиналь. Размер складки вдоль ее оси около 10 км, размах между крыльями достигает 12 км. Крылья антиклинали плоские, в замке они резко перегибаются под углом в 70—80°. Шарнир наклонен к северо-востоку под углом в 15—20°. Угол наклона крыльев колеблется от 20 до 30°. Антиклиналь осложнена несколькими более мелкими, обычно угловатыми складочками. Ядро антиклинали образовано отложениями верхней части эффузивно-осадочного комплекса и залегающими на нем трансгрессивно-красноцветными свитами живетского яруса и верхнего девона. С запада и юга ядро ограничено разломами.

Зона сочленения антиклинали с Поштагской синклиналью весьма своеобразна. Здесь восточное крыло Кызылджаринской структуры, простирающееся почти меридионально, отделено широтным разломом от Поштагской синклинали, простирающейся широтно. Подобный способ сочленения, как известно, является характерным для торцовых структур.

С запада антиклиналь ограничена разломом, протягивающимся от горы Кулбус-Даш до гор Ак-Таг; к северо-востоку от антиклинали располагается Кербесская асимметричная синклиналь, происхождение которой связывается с разломом северо-северо-западной ориентировки.

Небольшой разлом, приводящий в тектонический контакт известняки кохайской свиты с джаргинскими конгломератами, прослеживается и по северо-западному крылу антиклинали, вдоль подножья гор Кербес. В зоне контакта пласты известняков образуют мелкие правильные линейно-вытянутые приразломные складки северо-восточного простирания (рис. 16). Таким образом, описанная структура со всех сторон ограничена разломами.

Асимметричные удлиненные складки. Примером асимметричных удлиненных складок являются сопряженные между собой антиклиналь и синклиналь, расположенные в нижней части оврага Правый Кара-Суг (рис. 17, 18).

Первая из них представляет длинную и узкую складку примерно широтного простирания с очень крутым южным и несколько более пологим северным крылом. Ядро антиклинали образовано кембрийскими породами. Интенсивность дислоцированности пород увеличивается ближе к ядру, где они стоят почти вертикально, перегиб резкий; южное крыло осложнено мелкими складочками и взбросами с небольшой амплитудой смещения. Шарнир антиклинали погружается в восточном направлении под углом 5—8°.

Синклиналь, примыкающая к антиклинали с юга, представляет узкую, асимметричную структуру запад-северо-западного простирания с очень крутым (70—80°) северным и пологим (35°) южным крылом.

По направлению к северо-западу синклиналь замыкается, причем в наиболее периферической ее части центриклинальное окончание имеет сравнительно плавные формы, хотя ближе к центру ядра перегиб крыльев происходит более резко, под острым углом. В породах фундамента осевой части данной синклинали соответствует зона разлома, отделяющая друг от друга две кембрийские антиклинали.

Подобные складки развиты и по северо-западному борту Боян-гольской горст-антиклинали, где они обычно скрыты под отложениями каменноугольной системы и выходят на поверхность только в ядрах некоторых брахиантиклиналей. Наиболее резко связь удлиненных асимметричных складок с разрывными нарушениями проявляется в породах среднего и верхнего подэтажей. Как правило, одно крыло такой складки

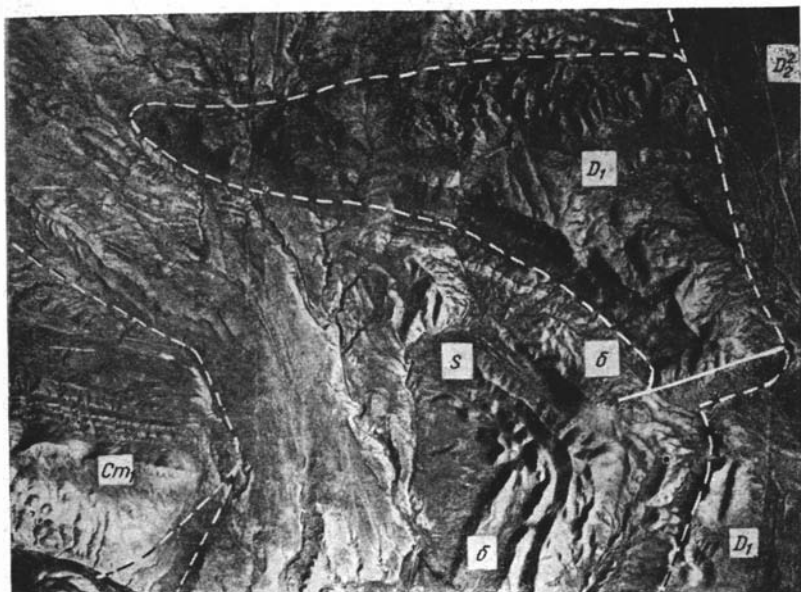


Рис. 17. Синклиальная складка в породах силура и эффузивно-осадочного комплекса девона. Одновременно видно трансгрессивное и несогласное перекрытие кембрийских пород силурийскими отложениями. Овраг Правый Кара-Суг. Масштаб ~ 1 : 40 000



Рис. 18. Складки в породах силура. В верхнем левом углу снимка видно трансгрессивное перекрытие силурийских пород отложениями каменноугольного возраста, δ — дайки диабазов. Правый борт овра. Правый Кара-Суг. Масштаб ~ 1 : 40 000

круто наклонено или даже оборвано, тогда как другое наклонено всего лишь под углом $5-10^\circ$.

Близкие по форме складки в литературе описаны как рубцовые, или флексурные, а И. В. Лучицкий (1956) называет их обратными флексурами.

На площади Центрально-Тувинского поднятия выделяются асимметричные складки двух направлений: северо-восточного и северо-западного. Складки северо-восточной ориентировки развиты в западной части поднятия; складки северо-западного направления характерны для восточной части поднятия, а также для Хадынского прогиба.

Примерами складок северо-восточного простирания являются Актагская и Инитальская синклинали, расположенные вдоль северо-западного борта Боянгольской горст-антиклинали. Первая из них приурочена к долине речки Тебек, другая начинается в 8 км выше устья р. Боянгол и уходит далеко на юго-запад. Актагская синклиналь (см. рис. 15) слагается породами звенящей свиты и только в ее ядре сохранились вышележащие джаргинские песчаники. В строении Инитальской синклинали, кроме звенящей свиты, принимают участие и среднеюрские образования. Обе синклинали наложены на более древние структуры кембрия, силура и эффузивно-осадочного комплекса девона.

Общим для обеих синклиналей является их асимметричная форма. Породы на север-северо-западном крыле стоят вертикально или даже немного подвернуты. Противоположное крыло имеет наклон, не превышающий $5-10^\circ$. Несомненно, что подобная асимметрия связана с ограничивающей синклинали с северо-северо-запада зоной разлома. Породы кембрия, находящиеся в тектоническом контакте с звенящей свитой карбона и верхней юрой, сильно перемяты, рассечены многочисленными трещинами, выполненными кальцитом и кварцем; метаморфизм их достаточно велик, так что не удается установить первичной слоистости и других текстурных признаков.

К юго-востоку от урочища Бай-Булун прослеживается резко асимметричная Совхозская антиклиналь, простирающаяся в северо-западном направлении.

Антиклиналь сложена отложениями звенящей свиты; более древние породы прослеживаются только в ее северо-западной части.

Северо-восточное крыло наклонено под углом $5-8^\circ$, вдоль юго-западного крыла проходит резкий флексуорообразный перегиб, породы звенящей свиты наклонены под углом $70-85^\circ$. На юго-востоке антиклиналь сравнительно плавно замыкается, а резкий флексуорообразный перегиб слоев постепенно затухает. На северо-западе антиклиналь заметно расширяется. По своей форме она напоминает типичный «структурный нос». На северо-западном продолжении антиклинали в породах эффузивно-осадочного комплекса отмечается ряд нарушений в виде отдельных вздутый и коленообразных изгибов.

Брахiantiклинали. Довольно близко по своей морфологии и происхождению к описанным асимметричным складкам стоит группа брахiantiклиналей, характерной чертой которых также является их асимметрия. Брахискладчатое строение особенно хорошо выражено в каменноугольных породах; более древние образования, слагающие ядра брахиструктур, сложно дислоцированы, причем нередко их простирание не совпадает с общей ориентировкой структуры.

Наиболее просто построена Джаргинская брахiantiклиналь, прослеживаемая в районе нижнего течения речки Суглуг-Хем к северу от утеса Джарга. Она простирается в северо-западном направлении, ее длина 7 км, ширина 3—3,5 км. Ядро образовано породами верхнего де-

вона, моноклинально падающими на юго-запад под углом в 30° ; покрывающие породы карбона на юго-западном крыле наклонены под углом в 25° , на северо-восточном — $5-10^\circ$.

Необходимо отметить своеобразное взаимоотношение шивеликской и звенящей свит с подстилающими отложениями верхнего девона. По юго-западному крылу наблюдается согласное залегание шивеликской свиты, мощность которой достигает 200 м, на красноцветных песчаниках и конгломератах джаргинской свиты. Однако по направлению к юго-восточному крылу шивеликская свита залегает на подстилающих породах уже резко несогласно, мощность ее сокращается до 20—30 м, а местами она отсутствует вовсе и тогда вышележащая звенящая свита несогласно перекрывает верхнедевонские отложения.

Следующая брахиантиклиналь — Суглугхемская (см. рис. 21) располагается в верховьях речки Суглуг-Хем в 15 км от ее устья. Длина ее 5 км, ширина 4 км. Простирание антиклинали северо-западное; по своим очертаниям она имеет овальную форму с уплощенной юго-западной стороной. Юго-западное крыло наклонено под углом в 35° , северо-восточное — в пределах $10-15^\circ$.

Суглугхемская антиклиналь, подобно Джаргинской, характеризуется асимметричной формой, однако внутреннее строение ее ядра значительно сложнее. Ядро структуры складывается нижним кембрием и среднепалеозойскими образованиями, причем метаморфизованный кембрий, обнажающийся в северной части ядра, поставлен на голову.

Внутри метаморфизованных кембрийских пород зажаты сильно перемятые, но не метаморфизованные песчаники и известняки, содержащие фауну силура.

С юга и юго-востока кембрийские отложения перекрываются нижне-девонскими вулканогенными образованиями, угол наклона которых колеблется около 30° . Примечательно, что изгиб эффузивных толщ девона подчинен общему плану строения Суглугхемской брахиантиклинали. По южной окраине антиклинали между шивеликской свитой и нижнедевонскими эффузивами располагается 150 м пачка красноцветных конгломератов джаргинской свиты, наклоненных на юг под углом в 20° .

Еще более сложно построена брахиантиклиналь, расположенная к югу от горы Тебек и урочища Тойлуг. Точнее она состоит из двух широтных брахиантиклиналей, несколько смещенных друг относительно друга и разделенных узкой перемычкой. Первая брахиантиклиналь, находящаяся непосредственно к югу от горы Тебек, имеет длину 6 км и ширину 4 км. Северное крыло осложнено разломом. Угол наклона южного крыла около 30° , восточное периклинальное окончание погружается под углом в $10-15^\circ$. Ядро структуры состоит из резко метаморфизованных пород кембрия, верхнего силура и нижнего девона. Верхнесилурийские породы, отделенные от кембрийских линией разлома, образуют сжатую антиклинальную складку, осложненную в свою очередь рядом более мелких коробчатых и угловатых складочек (рис. 19). Несогласно лежащие на силуре нижнедевонские образования (рис. 20) смяты в угловатую, синклинальную складку, быстро расширяющуюся в западном направлении.

Строение соседней брахиантиклинали, расположенной к югу от урочища Тойлуг, значительно проще. Она имеет овальную форму с длинной осью, простирающейся в восточно-северо-восточном направлении. Породы звенящей свиты, окаймляющие ее ядро, падают под углом

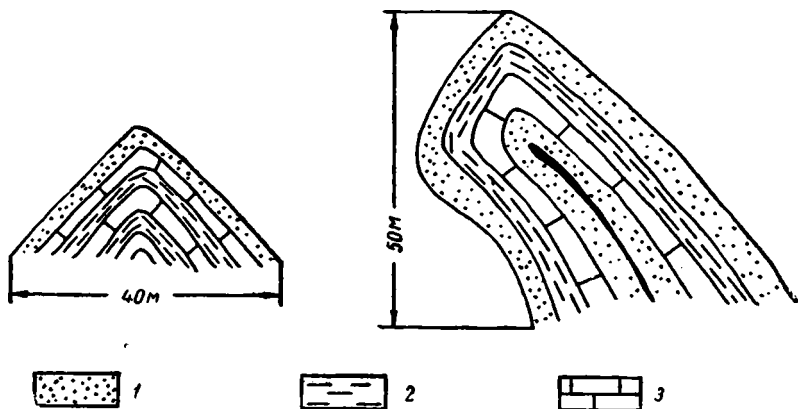


Рис. 19. Угловатые складки в породах силура, осложняющие антиклиналь к югу от горы Тебек:

1 — песчаники и алевролиты; 2 — аргиллиты; 3 — известняки

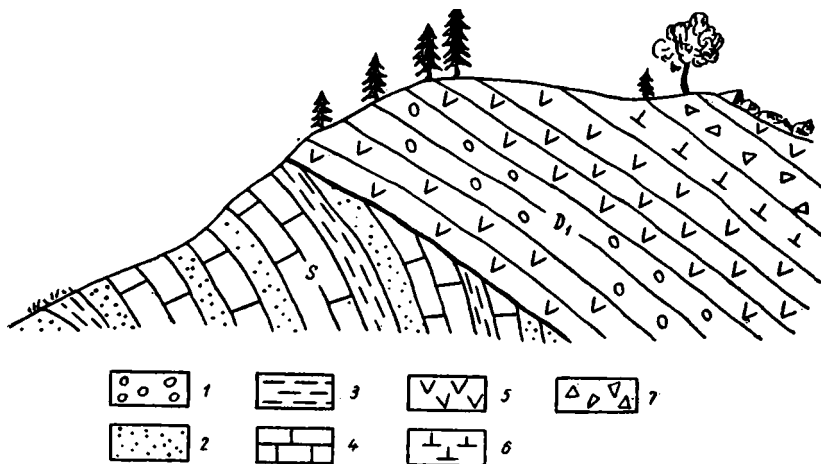


Рис. 20. Зарисовка, показывающая несогласное налегание эффузивов нижнего девона (D_1) на известняки силура (S) в районе Тебекской антиклинали:

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты и алевролиты; 4 — известняки; 5 — основные и средние эффузивы; 6 — туфы и туффиты; 7 — туфобрекчии

в 10—12°; только на юго-юго-восточном крыле наблюдаются углы в 20—25°. Ядро структуры представляет антиклинальную складку, простирающуюся которой в общем соответствует простираанию брахиантиклинали.

Между двумя описанными брахиантиклиналями находится узкая синклиальная складочка северо-западного простираания, сложенная породами звенящей свиты. Ее ширина всего около 500—1000 м, причем северо-западное крыло крутое (30—40°), юго-восточное значительно более пологое (10°). При рассмотрении строения ядер двух смежных брахиантиклиналей видно, что они разделены зоной разлома, вдоль которого произошло значительное смещение. В породах звенящей свиты разлом выразился в образовании узкой асимметричной синклинали, которая далее к юго-востоку переходит в флексуру.

Все описанные брахиантиклинали, собственно говоря, представляют осложнение одной крупной антиклинали, протягивающейся от северной окраины урочища Тойлуг до устья речки Суглуг-Хем. Она имеет дугообразно изогнутую форму с выпуклостью, обращенной к северо-востоку. Юго-западное крыло осложнено флексурой, северо-восточное более пологое, наклоненное под углом 5—15°. Общая длина антиклинали около 20 км при ширине в 4—6 км. На большом протяжении внешняя часть антиклинали сложена породами звенящей свиты, которая в районе развития брахискладок размыта и здесь обнажены более древние породы. Флексуобразное изгибание юго-западного крыла антиклинали, по всей вероятности, связано с разломом, скрытым под отложениями звенящей свиты. Достоверно его удалось установить только в районе Тебекской антиклинали, где он пересекает ее ядро на две части.

Близкие по строению брахиантиклинали прослеживаются в районе Хадынского прогиба, где они сочетаются с удлиненными асимметричными антиклиналями. Среди этих структур следует отметить Кочетовскую брахиантиклиналь, к юго-западу от которой располагается параллельная Совхозская антиклиналь.

Ядро Кочетовской антиклинали сложено вулканогенными и красноцветными образованиями девона; на крыльях той или другой принимают участие нижнекаменноугольные и юрские образования.

Кочетовская антиклиналь прослеживается на расстоянии 25 км от урочища Бай-Булун до д. Кочетовка. Ширина антиклинали колеблется от 6 до 8 км. По направлению к юго-востоку на ее продолжении появляется сходная структура, получившая название Меджигейской антиклинали. По-видимому, в данном случае мы имеем дело с ундуляцией шарнира одной и той же структуры. Каменноугольные и юрские отложения северо-восточного крыла Кочетовской структуры наклонены под углом 8—10°, вулканогенные породы эффузивно-осадочного комплекса под углом 12—15°. Юго-западное крыло значительно круче. Угол падения юрских пород достигает 60°, а звенящей свиты 70°; красноцветные толщи верхнего девона и живетского яруса, а также и вулканогенные образования стоят вертикально или даже имеют обратное падение. Перегиб пород происходит резко и несомненно может быть назван флексуобразным. В осевой части Кочетовской антиклинали отложения верхнего девона и живетского яруса отсутствуют, так как они размыты перед накоплением каменноугольных осадков. Мощность каменноугольных пород не превышает нескольких десятков метров, а местами они также размыты и тогда на эффузивно-осадочных толщах залегают юрские конгломераты.

Взаимоотношения отдельных свит трансгрессивные с отчетливо выраженными угловыми несогласиями, благодаря чему общее строение антиклинали сильно усложняется.

Овальные мульды. Внутри Западно-Таннуольского синклинали прогиба широко развиты овальные крупные мульды, разделенные между собой приподнятыми участками.

Мульды сложены отложениями живетского яруса, верхнего девона, карбона и юры. Самой большой является Хендергинская мульда, затем следуют Бьертдагская, Онкажинская и Актальская.

Наиболее полно нами была изучена Бьертдагская мульда. Она имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-западном направлении на 25—30 км.

Породы, выполняющие мульду, в западной ее части представлены атакмийской свитой, полным непрерывным разрезом живетского яруса, верхнего девона и карбона, достигающими общей мощности 2500 м. По направлению к юго-востоку мощности свит уменьшаются, карбон выклинивается нацело и появляется юра, залегающая трансгрессивно на различных свитах девона.

С северо-востока, а отчасти и с юго-запада мульда ограничена разломами, по которым контактируют породы живетского яруса с толщами эффузивно-осадочного комплекса. Вдоль разломов отложения, слагающие мульду, стоят вертикально, однако на расстоянии 2—3 км в сторону от разломов они приобретают падение равное 10—15°.

Северное крыло мульды в районе ключа Кулузун осложнено меридионально простирающейся угловатой, коробчатой антиклинальной складкой, разделяющей мульду на две части. Антиклиналь замыкается только на юге, в северном направлении она расширяется и ограничивается широтным разрывом. Вдоль ядра антиклинали протягивается разлом, ответвляющийся от широтного, с которым, по всей видимости, и связано возникновение Кулузунской складки.

Онкажинская мульда, расположенная к югу от Бьертдагской, несколько уступает ей по своим размерам (см. рис. 21). Она имеет полуовальную форму и обращена своей уплощенной стороной к северо-северо-востоку. Между Онкажинской и Бьертдагской мульдами располагается асимметричная антиклиналь, сложенная породами эффузивно-осадочного комплекса девона. Серия разломов полукругом окаймляет юго-западную часть мульды.

Общая длина структуры около 22—25 км, ее поперечное сечение в наиболее широкой части достигает 12 км. Несколько небольших антиклиналей северо-восточного простираения усложняют внутреннее строение мульды и придают ее очертаниям неправильную форму.

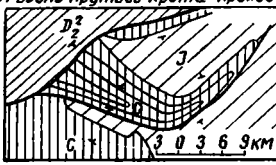
Мульда сложена живетскими, верхнедевонскими, средне- и верхнекаменноугольными образованиями, отсутствующими в более северных районах, и юрой.

Актальская мульда по своим размерам и очертаниям приближается к Онкажинской. Большая ее часть скрыта под аллювием р. Элегест и ее притоков. На поверхности можно наблюдать, и то далеко не полностью, ее северную половину. Общее простираение мульды северо-северо-восточное; с северо-запада, а также, очевидно, и с северо-востока от соседних структур она отделена рядом разломов. В строении мульды принимают участие живетские и верхнедевонские образования, а также породы всех трех отделов каменноугольной системы. В ядре структуры развита средняя юра и не исключено наличие пермских пород.

Рассмотрение мелких структур на площади Центрально-Тувинского поднятия (рис. 21) показывает, что среди них широко распространены

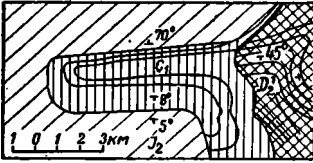
Положительные структуры

I Асимметричные удлиненные антиклинали
 А Вдоль крутого крыла проходит разлом



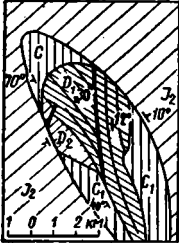
1

В Крутое крыло флексуобразно изогнута

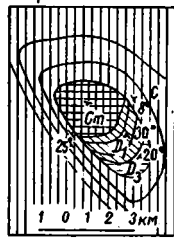


2

В Асимметричные брахиантиклинали с сложно построеным ядром

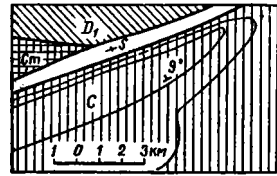


3



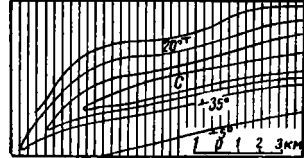
4

Отрицательные структуры
I Асимметричные удлиненные синклинали
 А Вдоль крутого крыла проходит разлом



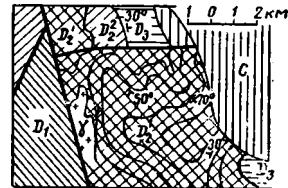
7

В Крутое крыло флексуобразно изогнута



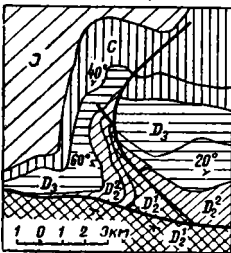
8

II Коробчатые синклинали, в строении которых принимают участие разломы нескольких направлений

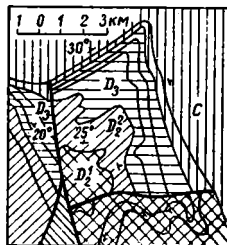


9

II Коробчатые антиклинали, в строении которых принимают участие разломы нескольких направлений

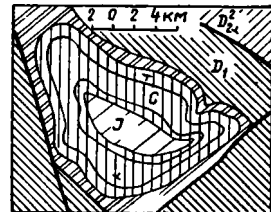


5



6

III Ограниченные разломами крупные авальные мульды



10

Рис. 21. Некоторые примеры складчато-глыбовых структур, характерных для центральной части Тувинского прогиба:

1 — Эрбекская антиклиналь; 2 — Совхозская антиклиналь; 3 — Кочетовская антиклиналь; 4 — Суглугхемская антиклиналь; 5 — Кулузуунская антиклиналь; 6 — Кызылджаринская антиклиналь; 7 — Актагская синклиналь; 8 — Кербеская синклиналь; 9 — Поштагская синклиналь; 10 — Онкажинская мульда

следующие три группы: 1) коробчатые и угловатые складки; 2) удлиненные асимметричные антиклинали и синклинали и 3) асимметричные брахиантиклинали с сложно построенным ядром.

Внутри Западно-Таннуольского синклинального прогиба развиты довольно крупные, ограниченные разломами овалыные мулды.

Разломы и их роль в тектонике

В строении Тувинского прогиба разломы играют исключительную роль. С ними связано происхождение ряда крупных и малых структурных форм, а также история развития и формирование прогиба в целом.

Среди большого количества разломов, прослеживаемых в центральной части прогиба, выделяются разломы северо-восточного и юго-восточного направлений, причем первые (продольные) преобладают и определяют общее строение прогиба. Разломы юго-восточной ориентировки господствуют вдоль юго-восточного его борта. На площади Центрально-Тувинского поднятия происходит пересечение разломов этих двух направлений.

Следует отметить, что большинство разломов, ограничивающих отдельные структуры, отличаются длительным развитием в течение среднего и верхнего палеозоя.

Все разломы могут быть подразделены на следующие три крупные группы: 1) разломы большой протяженности и возможного глубинного заложения; они ограничивают прогиб от Западно-Саянской складчатой зоны; 2) разломы, разделяющие крупные структуры друг от друга внутри прогиба; 3) прочие разломы.

Разломы первой группы прослеживаются вдоль северо-западной окраины прогиба и отделяют, как показали работы В. А. Кузнецова, Г. А. Кудрявцева, Н. С. Зайцева, В. В. Сажинной и др., метаморфические породы низов ордовика и кембрия, входящие в состав Куртушибинского антиклинория, от неметаморфизованных образований верхов ордовика, силура и девона. В плане эти разломы выделяются в виде сложной зоны дробления, состоящей из ряда мелких блоков, вытянутых в северо-восточном направлении. Эта зона в литературе известна под названием Саяно-Тувинского разлома.

В зоне сочленения Западно-Саянской и Тувинской структурных зон кембрийские породы прорваны интрузиями гипербазитов, которые встречаются, однако, на некотором удалении от основных разломов (осевая часть хребта Куртушибинского, хребта Бура).

Разломы второй группы ограничивают крупные внутренние структуры прогиба. Большинство из них имеет северо-восточное простирание, согласное с ориентировкой Саяно-Тувинского разлома.

Наиболее хорошо были изучены разломы, ограничивающие Западно-Таннуольский синклинальный прогиб с северо-запада и юго-востока. С северо-запада разлом хорошо намечается внутри кембрийских пород, но в выполняющих впадину отложениях силура и девона он выражен, в основном, в виде флексурообразного перегиба слоев, а также находит отражение в изменениях фаций и мощностей.

Так, в зоне сочленения прогиба и Центрально-Тувинского поднятия на правом берегу р. Улуг-Хем между урочищем Отых-Таш и устьем. речки Барык на протяжении 8 км прослеживается полоса шириной в 1—2,5 км кембрийских песчаников, сланцев, конгломератов и граувакк, нарушенных большим количеством широтных разломов; породы в отдельных блоках смяты в мелкие напряженные складки; кроме того, в них повсеместно присутствуют плоскости скольжения и очень многочисленны трещины, выполненные кварцем, кальцитом и баритом.

Внутри этой сильно перемятой зоны располагается небольшая интрузия пироксенитов, вытянутая вдоль простирания. Интрузия в свою очередь прорвана несколькими штоками габбро и диабазов. Почти весь массив пироксенитов серпентинизирован и рассланцован.

Отложения силура, развитые к югу от полосы дислоцированных комбрийских пород, залегают на них трансгрессивно и наклонены на юг под углом в $35\text{--}50^\circ$. Особо следует отметить скачкообразное увеличение мощностей силура и эффузивно-осадочного комплекса к югу от этой зоны.

В районе урочища Кызыл-Джара разлом находит выражение в сложной перемятости и раздробленности пород девона. На геологической карте видно, как породы живетского яруса и верхнего девона, слагающие восточное крыло Кызылджаринской антиклинали и простирающиеся почти меридионально под прямым углом, подходят к широтно ориентированной Поштагской синклинали. Линия контакта в плане извилиста, но в целом направлена широтно. Подобное торцовое сочленение совершенно определено указывает, что структуры отделены друг от друга разломом. Амплитуда разлома у подножья гор Кербес достигает не менее $2\text{--}3$ км, так как здесь контактирует верхняя часть эффузивно-осадочного комплекса (вероятно эйфельского яруса) с шивеликской свитой нижнекаменноугольного возраста. По направлению к западу амплитуда смещения уменьшается, так как к северу от пластовой интрузии габбро-диабазов те же горизонты эффузивно-осадочного комплекса контактируют уже с илеморовской свитой живетского яруса девона. Породы живетского яруса, верхнего девона и шивеликской свиты северного крыла нарушения вдоль контакта резко изгибаются и становятся на голову. Однако подобную дислоцированность можно проследить только на расстоянии $40\text{--}50$ м в сторону от контакта.

Наоборот, в породах эффузивно-осадочного комплекса южного крыла вдоль разлома намечается полукилометровая зона дробления и смятия. Диабазы и диабазовые порфириты рассечены там большим количеством трещин, выполненных кварцем, халцедоном или кальцитом. Нередко встречаются отполированные до блеска плоскости скольжения с отчетливо выраженными бороздами.

Плоскость сбрасывателя хорошо видна в 2 км к северо-востоку от горы Поштаг, вдоль левого борта оврага, пересекающего интрузию габбро-диабазов. Здесь задранные кверху красноцветные песчаники бегрединской свиты отделены от шаровых лав спилитов прослоем тектонической брекчии, состоящей из плотносцементированных остроугольных обломков контактирующих пород. Плоскость сбрасывателя ориентирована широтно и под углом 85° наклонена на север. На правом борту оврага эффузивные породы располагаются непосредственно на мелкогалечных конгломератах бегрединской свиты. Плоскость сбрасывателя круто наклонена на юг. Волнистость линии сбрасывателя (см. рис. 14) в плане, а также наблюдения над характером контакта и приразломными дислокациями указывают, что плоскость сбрасывателя представляет волнистую поверхность, по всей вероятности, круто наклоненную к северу.

Оба крыла разлома трансгрессивно и несогласно перекрываются звенящей свитой, в которой разлом не находит никакого отражения. Таким образом, здесь точно фиксируется время прекращения движений по разлому.

Разлом, отделяющий Западно-Таннуольский прогиб от своего обрамления с юго-востока, выражен менее отчетливо. В некоторых местах

девонские и каменноугольные отложения в зоне сочленения прогиба с обрамлением не испытали разрыва сплошности и о существовании погребенного разлома в фундаменте можно предполагать только по резкому изменению мощностей и фаций в силурийских и девонских отложениях.

Так, например, район урочища Бай-Булун находится на продолжении зоны дизъюнктивных нарушений, отделяющей Восточно-Таннуольский антиклинорий от Западно-Таннуольского синклиналичного прогиба. Как видно на геологической карте, там на поверхности не наблюдается каких-либо разломов северо-восточного направления. В связи с этим создается впечатление, что прогиб здесь не ограничен разломом и имеет расплывчатые очертания.

Однако в зоне сочленения Западно-Таннуольского и Хадынского синклиналичных прогибов происходит резкое изменение мощностей и фаций девона, что может свидетельствовать о длительном развитии разлома на глубине. Фациальные изменения силурийских отложений в зонах разломов дают возможность предполагать, что они заложены в конце ордовика — начале силура, когда начал формироваться Тувинский прогиб.

К третьей группе разломов относятся такие, которые расчленяют основные структурные элементы на ряд более мелких блоков. Эта группа разломов отличается от только что описанной меньшим протяжением и более поздним заложением, однако интенсивность дислокаций в зонах контактов блоков нередко достаточно велика, амплитуды смещений значительны, а для ряда разломов устанавливается и длительная история развития. Большинство разломов этой группы заложилось в конце силура — начале девона, т. е. позже ранее описанных разломов.

Примером подобных разломов являются нарушения, ограничивающие Уюкскую грабен-синклиналь, а также разломы, расчленяющие Западно-Таннуольский, Туранский и Хадынский синклиналичные прогибы на ряд вытянутых длинных блоков. От этих разломов, обычно, отходят дополнительные мелкие разрывы, осложняющие общее строение структур.

Разломы, ограничивающие Уюкскую грабен-синклиналь с северо-запада и юго-востока, на поверхности выражены довольно отчетливо. Оба они протягиваются в северо-восточном направлении в общем согласно со складчатостью фундамента. На юго-западе они заметно сближаются между собой, а на северо-востоке изгибаются и расходятся.

Подробно нами был изучен небольшой отрезок разлома, ограничивающего Уюкскую грабен-синклиналь с юго-востока вдоль долины речки Тебек, где на всем протяжении разлома каменноугольные, а местами и юрские отложения северо-западного борта Боянгольской структуры контактируют с кембрийскими или девонскими породами юго-восточного борта Уюкской грабен-синклинали. На границе с разрывом породы карбона и юры резко задраны кверху; в большинстве случаев они стоят вертикально, но иногда имеют и небольшое обратное падение.

Плохая обнаженность не дает возможности отчетливо проследить здесь взаимоотношения контактирующих между собой толщ. Отдельные выходы показывают, что контактирующие с каменноугольными отложениями более древние породы грабена сильно перемяты и раздроблены. Кембрийские сланцы и граувакки пронизаны сетью кальцитовых и баритовых жил, а верхнесилурийские песчаники и известняки перемяты до такой степени, что трудно выяснить их первичную слоистость. Проследить непрерывно плоскость сбрасывателя вдоль юго-восточной окраины грабена не представляется возможным, так как здесь существует

целая сложная зона дробления. Можно только отметить, что южный борт грабена взброшен в направлении Боянгольской горст-антиклинали. На это указывает дислоцированность каменноугольных и юрских отложений вдоль северного крыла Боянгольской структуры (см. рис. 2).

Силурийские отложения в районе разлома не испытывают существенных фациальных изменений, но в девоне влияние разлома ощущается очень отчетливо, что и заставляет предполагать, что он возник в конце силура или начале девона.

У подножья северного склона гор Бьерт-Даг прослеживается разлом широтного направления, осложняющий Западно-Таннуольский синклинальный прогиб. Он намечается в верховьях речки Сенек, откуда протягивается к урочищу Бай-Булуи, описывая при этом дугу, обращенную

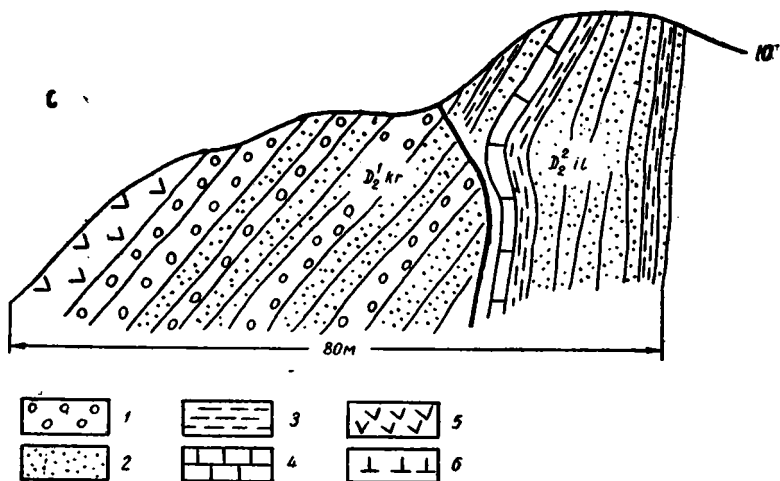


Рис. 22. Характер тектонического контакта между красногорской свитой (D_2^{kr}) эйфеля и илеморовской свитой (D_2^{il}) живета.

Зарисовка в 2,5 км к западу от ключа Кулузун:

1 — красно-бурые конгломераты; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — известняки; 5 — основные эффузивы; 6 — туфы

выпуклостью на север. По разлому контактируют байбулуиунская и красногорская свиты с атакилькой свитой, живетскими и верхнедевонскими образованиями. Амплитуда смещения достигает, по крайней мере, 1,5—2 км. Отложения живетского яруса и верхнего девона, слагающие южное крыло нарушения, вблизи контакта резко задраны кверху и стоят вертикально. Породы северного крыла разлома дислоцированы более интенсивно, раздроблены и смяты в мелкие складки.

В одном из оврагов к западу от ключа Кулузун можно видеть взаимоотношения контактирующих пород (рис. 22, 23). По правому борту оврага вертикально стоящие слои живетского яруса соприкасаются с круто падающими на север песчаниками и эффузивами красногорской свиты, причем плоскость сместителя ориентирована широтно со слабо заметным падением к северу (см. рис. 22).

По левому борту того же оврага (см. рис. 23) вдоль разлома породы разбиты на мелкие тектонические клинья. Один из клиньев, шириной в 200 м и длиной около 7 км, прослежен в 3,5 км в востоку от ключа Кулузун.

Как и для большинства других уже описанных разломов, это нарушение следует отнести к взбросу, северное крыло которого надвинуто на южное по очень крутой плоскости.

Разломы северо-западного направления, поперечные к общему простираению Тувинского прогиба, довольно широко развиты вдоль юго-восточного обрамления прогиба, а также на площади Центрально-Тувинского поднятия. В одних случаях они ответвляются от разломов северо-восточной ориентировки, а в других — пересекают их.

Поперечные разломы, прослеживаемые вдоль восточного окончания Центрально-Тувинского поднятия, особенно широко развиты в среднепалеозойских толщах. В большинстве случаев это небольшие быстро затухающие разрывы с амплитудой смещения в несколько десятков метров. Ни один из них не пересекает всего Тувинского прогиба.

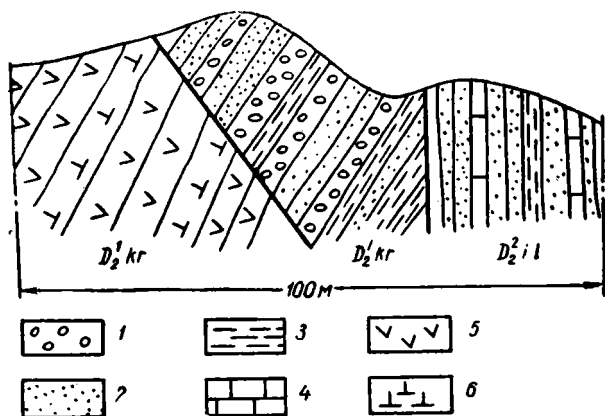


Рис. 23. Зарисовка тектонического контакта между красногорской и илморовской свитами. Овраг в районе ключа Кулузун. Условные обозначения те же, что на рис. 21.

Особенно большое количество их прослеживается к югу от урочища Оттых-Таш в породах силура, раздробленных на ряд мелких блоков, смещенных один относительно другого на несколько десятков, реже первых сотен метров (см. рис. 2).

Только некоторые разрывы пересекают образования эффузивно-осадочного комплекса целиком. Один из них протягивается от восточной окраины урочища Оттых-Таш до ключа Кулузун и, вероятно, участвует в строении Кулузунской антиклинали. Вдоль линии сброса дислоцированность пород невелика, но эффузивные породы в районе контакта испытывают значительную эпидотизацию, которая обуславливает их зеленую окраску. Эпидотизированная зона имеет ширину в 500—100 м и приурочена к эффузивам основного и среднего состава.

В районе урочища Кызыл-Джара восточнее оврага Левый Кара-Суг прослеживается еще одно нарушение, простирающееся в северо-северо-западном направлении на протяжении около 10 км. Оно отделяет угловатую Кызылджаринскую антиклиналь от примыкающей к ней с запада небольшой моноклинали. Нарушение устанавливается с трудом, так как смещение наблюдается внутри однообразных красноцветных свит живецкого яруса и верхнего девона. Только тщательное изучение стратиграфии позволяет обнаружить разлом и выснить истинные соотношения пород. В 300—500 м к северо-западу от сложного эффузивами ядра Кызылджаринской антиклинали видно надвигание среднедевонской илморовской свиты на кохайскую свиту верхнедевонского возраста. В породах присутствуют многочисленные и хорошо отполированные зеркала

скольжения с отчетливо выраженными бороздами скольжения, наклоненными на восток под углом в 40—60°. В зоне контакта наблюдается значительное дробление пород, а известняки кохайской свиты, участвующие в строении опущенного крыла, пронизаны многочисленными тонкими жилками кальцита.

Как показывают стратиграфические соотношения, восточно-северо-восточное крыло разлома приподнято, а западно-юго-западное — опущено. Плоскость сбрасывателя наклонена на восток-юго-восток под углом в 40—60°. Амплитуда смещения (стратиграфическая) достигает 400—600 м.

Этот разлом интересен тем, что время его возникновения и затухания можно определить. По обе стороны от разлома мощности и состав девонских пород и шивеликской свиты нижнего карбона одинаковы, так что даже при внимательном изучении не видно каких-либо фациальных различий, которые можно было бы связать с движениями по разлому в это время. Породы звенящей свиты трансгрессивно перекрывают оба смещенные крыла и не испытывают никакой дислоцированности на продолжении нарушения. Исходя из того, что звенящая свита трансгрессивно перекрывает нарушенную разломом шивеликскую, не испытывая при этом каких-нибудь смещений, следует считать, что разлом возник и развивался в течение небольшого промежутка времени, соответствующего перерыву между накоплением шивеликской и звенящей свит турнейского яруса.

При рассмотрении как крупных, так и мелких средне-верхнепалеозойских структур уже отмечалось, что они непосредственно связаны с разрывными нарушениями. Неоднократно наблюдалось как разломы, прослеживаемые в фундаменте прогиба или в породах эффузивно-осадочного комплекса девона, в покрывающем их чехле каменноугольных и юрских отложений проявляются в форме флексур или асимметричных складок.

Например, разлом, ограничивающий с севера Бьертдагскую синклинали, в районе урочища Бай-Булун изгибается на юго-восток и скрывается под породами звенящей свиты, в которых он находит отражение в виде флексурного изгиба юго-западного крыла Совхозской антиклинали (см. рис. 2).

Этот разлом привел в тектонический контакт отложения бай-булунской свиты эйфельского яруса с верхнеживетскими, а в отдельных местах и верхнедевонскими породами, что хорошо видно в северо-западной части Совхозской антиклинали. Плоскость сбрасывателя вертикальна или круто наклонена на северо-восток. Истинная амплитуда смещения пород девона по разлому не менее 900—1000 м, тогда как флексура, связанная с этим разломом, имеет амплитуду в 400—500 м, о чем можно судить по изгибу слоев основания звенящей свиты. Такая разница в амплитудах смещения может свидетельствовать о том, что разлом возник еще в докаменноугольное время. После накопления каменноугольных слоев вдоль него вновь произошли перемещения, что привело к образованию флексуры в породах карбона.

В заключение следует отметить, что для большого числа разломов Тувы обычно нельзя проследить отчетливо выраженную единую плоскость сбрасывателя, так как разломы представляют целую зону смятия и дробления пород, достигающие иногда в ширину до 2—5 км. Наибольшей дислоцированности подвергаются породы кембрийского возраста, которые в зонах разломов резко перемяты, расланцованы и прорваны интрузиями ультрабазитов. В вышележащих породах среднего и верхнего структурных этажей вдоль разломов также развиваются зоны дроб-

ления пород, представленные системой узких вытянутых блоков, ориентированных согласно с простираем нарушением. Смятие пород выражено менее отчетливо.

Изучение строения зон разломов вкрест простираения, а также степень дислоцированности пород вблизи разрывов (вертикальные или даже обратные падения пород опущенного крыла) приводят к заключению, что основную роль в строении района играют взбросы. Плоскости сбрасывателя там, где их можно проследить, круто наклонены или располагаются вертикально.

Прежние указания о присутствии в Центральной Туве пологих надвигов (Лебедева, 1938), в частности звенящей свиты нижнего карбона на кембрий, не подтвердились, так как здесь имеет место трансгрессивное налегание этой свиты, а не тектонический контакт ее с более древними породами.

Связь между средне-верхнепалеозойскими структурами и строением фундамента

Анализ отложений, выполняющих прогиб, и их структурных взаимоотношений с соседними зонами и подстилающим фундаментом показывает, что Тувинский межгорный прогиб заложился в конце ордовика на сложном складчатом основании. На север-западе он граничит с Западно-Саянской ордовикской геосинклиналью, от которой отделен глубинным разломом. Большая часть Тувы в верхнем кембрии и ордовике была поднята и являлась областью питания Западно-Саянской геосинклинали.

Структуры складчатого основания Тувинского прогиба вблизи Западных Саян имеют северо-восточное направление, но в районе Центрально-Тувинского и Оджинского поднятий они отклоняются к востоку и юго-востоку, намечая виргацию складок.

Основные разломы, обусловившие формирование Тувинского прогиба, вдоль северо-западной его окраины идут согласно со складчатостью обрамляющей зоны и пород фундамента, а на юго-востоке секут структуру основания почти под прямым углом.

Наряду с главными северо-восточными разломами, ограничивающими прогиб, значительную роль вдоль юго-восточной его окраины играют разломы северо-западного направления. В районах виргации структур фундамента происходит пересечение этих разломов, что и вызывает большую сложность глыбовой тектоники.

Разломы, заложенные в Алтае-Саянской складчатой области в средне-верхнепалеозойское время, вероятно, приспособлялись к структурному плану фундамента, поэтому там, где прямолинейная ориентировка складок фундамента выдерживается на значительном расстоянии, разломы направлены вдоль них или секут их под небольшим углом. Однако в участках виргаций и резких ветвлений складок фундамента разломы не следуют их простираениям, а пересекают структуры фундамента уже под значительными углами.

К средне-верхнепалеозойским структурам, развитым на линейно-вытянутом пучке каледонских складок, относится Туранский прогиб, Уюкская грабен-синклиналь, Усинская впадина и др. Внутреннее строение подобных структур сравнительно просто: их осложняет небольшое количество продольных разломов и связанных с ними флексур, асимметричных складок и брахиструктур.

Значительно более сложное строение имеют те средне-верхнепалеозойские структуры, которые приурочены к участкам виргации складок фундамента.

Многочисленные разломы северо-восточного и северо-западного направлений разделяют Центрально-Тувинское поднятие на ряд блоков, внутри которых выделяются очень сложные угловатые и коробчатые складчатые формы.

Разрез среднего и верхнего палеозоя на площади поднятия имеет сокращенную мощность, сложен, в основном, грубообломочными породами и сопровождается значительным количеством угловых несогласий. Отдельные структуры имеют различную ориентировку.

Сложность строения района Центрально-Тувинского поднятия, по-видимому, может быть объяснена тем обстоятельством, что в данном участке происходит сочленение структур фундамента северо-восточного и северо-западного направления. Это сочленение происходит, по-видимому, местами плавно путем заворота простирающихся и образования дугообразных изгибов, местами же оно сопровождается разрывами и различными направлениями приходят друг к другу в притык. Разломы, расколовшие в среднем палеозое фундамент на ряд дополнительных блоков, в районе таких сложных сочленений часто не повторяют структур фундамента, а пересекают их, в результате чего в выполняющих прогиб породах возникли своеобразно построенные угловатые и коробчатые структуры.

В восточной части Западно-Таннуольского прогиба, простираение которого также отчасти не совпадает с ориентировкой структур фундамента, в связи с большой мощностью средне-верхнепалеозойских пород на поверхности проявляются только наиболее крупные разломы фундамента, среди которых также выделяются разломы северо-восточного и северо-западного направления. Они иногда пересекают друг друга, но вместе с тем нередко наблюдается, как разломы северо-восточного направления плавно изгибаются и приобретают юго-восточное простираение, повторяя, по-видимому, ориентировку структур фундамента. Между отдельными ветвями разломов располагаются овальные мульды, заполненные девонскими и каменноугольными отложениями.

Несколько особое положение в общей структуре района занимает Кызыльская мезозойская мульда, неправильные очертания которой как будто находятся вне всякой связи с структурой фундамента. Однако, при внимательном рассмотрении выясняется, что мульда приурочена к району виргации нижнепалеозойских структур фундамента. Она заключена между северо-восточной и юго-восточной ветвями, расходящимися в районе Центрально-Тувинского поднятия, что и обусловило своеобразную форму мульды и даже ориентировку ее внутренних структур.

Выводы

1. Тувинский межгорный прогиб, как и расположенные севернее впадины Минусинской котловины, приурочены к виргациям нижнепалеозойских структур Алтае-Саянской складчатой области.

2. Внутреннее строение Тувинского прогиба неоднородно. В его центральной части выделяются крупные горстовые выступы фундамента, образующие поднятия и расположенные между ними участки длительного опускания — синклинальные прогибы. Поднятия имеют сложное строение и состоят из ряда горстов и заключенных между ними грабенных. Крупной наложенной структурой является мезозойская Кызыльская мульда.

3. На площади Центрально-Тувинского поднятия разрез среднего и верхнего палеозоя, по сравнению с прогибами, сокращен по мощности.

внутри него отмечается значительное количество угловых несогласий и перерывов, а структуры отличаются значительной сложностью. В прогибах разрез непрерывен и достигает большой мощности, внутреннее строение структур более простое.

4. Крупные поднятия и синклиналиные прогибы начали свое формирование одновременно с возникновением Тувинского межгорного прогиба (верхи ордовика — низы силура), горст-антиклинали и грабен-синклинали заложилась в девоне, когда дизъюнктивная тектоника достигла наивысшего напряжения. В мезозое возникла Кызыльская наложенная мульда.

5. Среди мелких тектонических форм, осложняющих крупные структуры, выделяются асимметричные удлиненные складки, коробчатые и угловатые антиклинали и синклинали, ограниченные разломами овальными мульдами, асимметричные брахиантиклинали.

6. Структуры Тувинского прогиба как крупные, так и мелкие непосредственно связаны с расколами в фундаменте. На это указывает морфология структур и резкие изменения мощностей и фаций среднего и верхнего палеозоя.

7. Разломы, возникшие в фундаменте в среднем и верхнем палеозое, в основном наследуют простираания его структур, но в районах резких изменений простирааний структур фундамента и их виргаций разломы секут их под различными углами. Вследствие этого в покрывающем фундаменте чехле образовались многочисленные угловатые и коробчатые складки.

8. Таким образом, можно заключить, что структуры фундамента оказывают существенное влияние на строение средне-верхнепалеозойских структур прогиба; при этом структуры, приуроченные к параллельному пучку складок фундамента, построены сравнительно просто. Для них характерен длительный, унаследованный характер развития.

Средне-верхнепалеозойские структуры, приуроченные к районам виргации складок фундамента, построены особенно сложно.



Глава IV. ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУР ТУВЫ

ИЗМЕНЕНИЯ МОЩНОСТЕЙ И ФАЦИИ ПОРОД СРЕДНЕГО И ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ИХ СВЯЗЬ С РАЗВИТИЕМ НЕКОТОРЫХ КРУПНЫХ СТРУКТУР

Анализ распределения мощностей и фаций одновременно с прослеживанием перерывов и угловых несогласий показывает, что развитие таких структур, как поднятия и прогибы, началось с силура и продолжалось в девоне и карбоне.

Изменения мощностей и фаций в них особенно отчетливо наблюдается вкрест простирающихся структур, что хорошо видно на примерах строения Западно-Таннуольского и Туранского синклинальных прогибов и Центрально-Тувинского поднятия.

Так, наиболее полный разрез силура приурочен к Западно-Таннуольскому прогибу, где он сложен в основном песчано-карбонатными породами общей мощностью до 5—6 км. В Туранском прогибе мощность силура достигает 4—4,5 км. На площади Центрально-Тувинского поднятия мощность силурийских отложений сокращается до 1,5—2 км, а сероцветные карбонатные породы, широко развитые в соседних прогибах, замещаются красноцветными песчаниками и алевролитами.

Силурийские породы развиты местами и на площади обрамления прогиба, но их мощность повсеместно не превышает 400—600 м, причем представлены они преимущественно красноцветными песчаниками и гравелитами.

Сходные закономерности распределения мощностей характерны для отложений девонской системы. Наибольшие мощности девонских толщ развиты в Западно-Таннуольском и Туранском прогибах; на площади Центрально-Тувинского поднятия разрез девона резко сокращен и сопровождается значительным количеством локальных перерывов и угловых несогласий. Так, в Западно-Таннуольском прогибе мощность девонских отложений местами достигает 5—6 км, причем в их строении наряду с вулканогенными и лагунно-континентальными породами участвуют и морские.

В Туранском синклинальном прогибе развита только нижняя, вулканогенная часть разреза девона, однако, ее мощность нередко превышает 3—4 км.

На площади Центрально-Тувинского поднятия девон сложен преимущественно красноцветными грубообломочными породами. Общая мощность его сокращается до 1,5—2 км.

Мощность каменноугольных отложений в Западно-Таннуольском прогибе превышает 1500 м; разрез непрерывен и охватывает, нижний..

средний и, по-видимому, верхний карбон. В районе Центрально-Тувинского поднятия присутствуют только нижнекаменноугольные породы общей мощностью не свыше 600—800 м, причем в их основании выделяется два местных угловых несогласия.

Эти общие данные свидетельствуют о том, что развитие основных внутренних структур прогиба происходило в течение длительного времени. Наиболее интенсивное опускание наблюдалось в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе, в котором в течение среднего и верхнего палеозоя накопилось около 8—10 км мощности пород.

Туранский синклинальный прогиб начал свое формирование с верхнего ордовика, но к началу живецкого времени интенсивность прогибания резко замедлилась, а затем прогибание в нем совсем прекратилось.

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ И ФАЦИЙ В РАЙОНЕ БОЯНГОЛЬСКОЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛИ И ЕЕ РАЗВИТИЯ В СРЕДНЕМ И ВЕРХНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

В целях выяснения общего характера развития блоковых структур Тувинского прогиба была детально изучена и проанализирована Боянгольская горст-антиклиналь, входящая в состав Центрально-Тувинского поднятия.

При рассмотрении пространственного расположения отдельных свит силура выясняется, что некоторые из них отсутствуют на площади Боянгольской горст-антиклинали. Так, например, самая нижняя, пестроцветная свита по направлению к северо-западному борту Боянгольской структуры выпадает из разреза. При этом происходит не постепенное уменьшение мощности и стратиграфическое выклинивание свиты, а полный ее размыв и перекрытие следующей, конгломератовой свитой.

Далеко не повсеместно развита и самая верхняя — красноцветная свита силура. Она присутствует только внутри Западно-Таннуольского синклинального прогиба, где она сохранилась от преднижнедевонского размыва.

В районе Боянгольской структуры красноцветной свиты нет, хотя трансгрессивное налегание нижнедевонских пород на силур вообще видно в ряде мест.

Литологический состав и мощности других свит силура, распространенных более широко, даже на сравнительно небольшой площади претерпевают существенные изменения. Так, песчано-алевролитовая и известняковая свиты северо-западной окраины Боянгольской структуры сложены красноцветными крупнозернистыми песчаниками и алевролитами.

По направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу красная окраска пород быстро сменяется на зеленовато-серую и среди них появляются многочисленные прослои сланцев, содержащих значительное количество чешуек слюды, возрастает роль известняков. На плоскостях напластования сланцев развиты различные иероглифы, оплывины, следы ползания червей и морских животных и т. д. Глинисто-сланцевые породы закономерно чередуются с пластами грубозернистых песчаников.

Таким образом, судя по литологическим признакам, можно сказать, что по направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу появляются относительно более глубоководные осадки, нежели на площади Центрально-Тувинского поднятия. Некоторые закономерности наблюдаются и в распределении органических остатков. На значительной части Боянгольской структуры кораллы, морские лилии и брахиоподы формируют целые пласты органогенных известняков. Колонии кораллов

имеют здесь форму плоских лепешковидных образований, достигающих в поперечнике 20—50 см и в высоту от 5 до 20 см.

В Западно-Таннуольском прогибе из ископаемых форм преобладающими являются брахиоподы, тогда как другие палеонтологические остатки хотя и встречаются довольно часто, но не могут считаться породобразующими.

Все приведенные фактические данные показывают, что Центральнo-Тувинское поднятие и Западно-Таннуольский прогиб в силурийское время уже существовали и развивались.

Значительно больше выводов можно сделать, анализируя фациальные изменения, мощности, перерывы и угловые несогласия в девонских отложениях. Для этого рассмотрим схему изменения фаций девонских пород вкрест простираения Уюкской грабен-синклинали, Боянгольской горст-антиклинали и Западно-Таннуольского синклинального прогиба (см. рис. 13).

Эта схема построена на основе сопоставления ряда разрезов центральной части Тувинского прогиба (см. рис. 6). Наибольшие мощности девонских отложений сосредоточены в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе. Разрез девона здесь непрерывен, угловые несогласия и перерывы в осадконакоплении отсутствуют или выражены недостаточно отчетливо. По направлению к Боянгольской горст-антиклинали мощности пород сокращаются, изменяется их фациальный состав, причем наиболее резкие изменения происходят у границы между горст-антиклиналью и синклинальным прогибом, где имеют место не только сложные фациальные переходы, но и выпадение отдельных свит из разреза, а также появляются перерывы и угловые несогласия. Северо-западный борт Боянгольской горст-антиклинали лишен девонских отложений и на фундаменте здесь ложатся породы звенящей свиты. В девоне здесь, по-видимому, не происходило осадконакопления, а если и было, то, вероятно, в незначительном количестве и впоследствии еще до отложения карбона осадки были быстро размыты.

В Уюкской грабен-синклинали отложения девонского возраста представлены мощными (4000—4500 м), в основном грубообломочными породами, внутри которых отсутствуют перерывы и угловые несогласия.

Особенно существенные изменения происходят вкрест простираения Боянгольской структуры в отложениях нижнего девона. В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе нижнедевонские отложения представлены мощными покровами вулканогенных пород, чередующихся с красноцветными и сероцветными песчаниками, сланцами и известняками, содержащими остатки остракод и растений. Вулканогенные породы представлены альбитизированными порфиритами (спилитами), кератофирами, диабазовыми порфиритами и разнообразными туфами.

По направлению к Боянгольской горст-антиклинали уменьшается мощность свиты и заметно меняются фации. Так, например, светло-серые известняки и известковистые песчаники с остракодами и остатками растений, развитые в районе урочища Оттых-Таш (северный борт Западно-Таннуольского прогиба), по направлению к урочищу Кызыл-Джара (Боянгольская горст-антиклиналь) замещаются на красноцветные песчаники и алевролиты. Пласты известняков, содержащие раковины остракод, окрашены в черный цвет и отличаются небольшой мощностью. Остракоды встречаются как в известняках, так и в красно-бурых алевролитах, сохранность их очень плохая, нигде не было обнаружено крупных хорошо развитых раковин.

Мощные покровы эффузивных пород, в основном, приурочены к бортовым частям Западно-Таннуольского синклинального прогиба; у границ

с Боянгольской горст-антиклиналью некоторые из них резко сокращаются по мощности или выклиниваются. Частое чередование эффузивов с прослоями осадочных пород, в которых сохранились многочисленные псевдоморфозы по каменной соли, трещины усыхания и знаки волновой ряби, свидетельствуют о том, что накопление вулканогенных пород совершалось в мелководных условиях. Однако опускание дна водоема происходило несомненно весьма быстро, так как в противном случае трудно представить, что в постоянно поддерживаемых условиях мелководья за сравнительно короткий срок могли бы накопиться мощные толщи вулканогенно-осадочных пород.

Существенно отличный разрез наблюдается в районе Уюкской грабен-синклинали. Нижний девон сложен здесь преимущественно красочувствыми грубообломочными породами, среди которых большое значение имеют конгломераты и гравелиты. Вдоль юго-восточной границы грабена (гора Тебек) встречены мощные толщи валунных конгломератов, галька которых состоит из пород силура и расположенных выше них эффузивов. Глыбы и обломки, входящие в состав породы, совершенно не окатаны и не отсортированы. Общее строение этих грубообломочных накоплений свидетельствует о том, что мы имеем дело с типичными конгломератами, образовавшимися у подножья древних обрывистых склонов. И действительно, в 1—2 км севернее горы Тебек располагается северо-западный борт Боянгольской горст-антиклинали, лишенный девонских осадков.

Несомненно, что глыбы известняков с фауной силура и обломки эффузивов в Уюкскую грабен-синклиналь поступали именно отсюда. Горизонт среднегалечных конгломератов с галькой пород силура и основных эффузивов прослеживается и по южному борту Боянгольской структуры, но его мощность не превышает 50—70 м. По-видимому, на юг древняя поверхность Боянгольской горст-антиклинали была наклонена более равномерно и не обрывалась резким уступом, как на северо-запад.

Фациальные изменения нижнедевонских пород показывают, что Западно-Таннуольский прогиб и Уюкская грабен-синклиналь в нижнедевонское время интенсивно опускались и заполнялись разнообразными отложениями. В первом отлагались сероцветные и красочувствительные песчаники, алевролиты и даже известняки совместно с разнообразными продуктами вулканической деятельности, во второй — красочувствительные грубообломочные породы, образовавшиеся за счет разрушения окаймляющих грабен приподнятых участков Центрально-Тувинского поднятия.

Боянгольская структура в это же время представляла крупный положительный блок, более приподнятый на северо-западе и менее на юге, и соответственно поставлявший разнородный грубообломочный материал в Уюкский грабен и менее грубый в Западно-Таннуольский прогиб.

Разлом, отделяющий Боянгольский горст с юга, в современном рельефе приходится на долину р. Улуг-Хем. Именно к югу от нее наблюдается быстрое возрастание мощностей осадков и появление ряда новых вулканогенных толщ. Устанавливается также, что вдоль долины реки располагается зона, где кембрийские породы испытали резкое дробление и пронизаны нижнепалеозойскими интрузиями габбро и ультрабазитов, а также многочисленными дайками и штоками среднепалеозойских диабазов и кварцевых порфиров.

Эйфельские отложения Западно-Таннуольского синклинального прогиба достигают мощности в 3500 м. Они начинаются охарактеризованными морской фауной мергелями, сланцами и песчаниками, чередующимися с покровами основных и кислых эффузивов; выше сменяются

красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами. На южном крыле Боянгольской горст-антиклинали карбонатно-глинистые породы замещаются красноцветными песчаниками и алевролитами, появляются псевдоморфозами по каменной соли и растительные остатки, морская фауна исчезает, а в верхах яруса прослеживается угловое несогласие.

В Уюкской грабен-синклинали весь разрез эйфельского яруса представлен только атакшильской свитой, сложенной красноцветными конгломератами и песчаниками, достигающими мощности 700—800 м. Галька конгломератов состоит, в основном, из пород эффузивно-осадочного комплекса девона.

Следует отметить, что атакшильская свита присутствует и в северо-восточной части Западно-Таннуольского синклинального прогиба, но там она соответствует самым верхам, а не всему эйфелю, как в Уюкской грабен-синклинали. Например, по юго-восточному борту синклинального прогиба (Кочетовская антиклиналь) атакшильская свита залегает несогласно на нижнедевонских породах (причем гальки конгломератов состоят из обломков подстилающих кварцевых порфиров и порфириров), а в осевой его части (см. рис. 6) атакшильские конгломераты лежат согласно на байбулунской свите.

Такие взаимоотношения пород и изменения их состава показывают, что в эйфельское время, как и в нижнем девоне, Боянгольская структура испытывала непрерывное поднятие, в процессе которого ее северо-западный борт резко возвышался, размывался и поставлял в соседние структуры грубообломочный материал. Последний поступал сюда также и со стороны юго-восточного обрамления Тувинского прогиба.

Отложения живетского яруса в центральной части Тувинского прогиба слагаются сероцветной илеморовской и красноцветной уюкской свитами. В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе и Уюкской грабен-синклинали углового несогласия в основании яруса не наблюдается, тогда как на площади Боянгольской горст-антиклинали отчетливо прослеживается несогласие. Мощность пород живетского яруса в Уюкском грабене 550—600 м, Западно-Таннуольском прогибе 650—700 м, на площади Боянгольской структуры от 0 до 400 м.

По направлению к осевой части Западно-Таннуольского прогиба в составе живетских отложений намечаются заметные изменения: красноцветная грубообломочная Уюкская свита, развитая на площади Боянгольской структуры, замещается сероцветными песчаниками и аргиллитами, которые от подстилающей илеморовской свиты отличаются только фаунистически.

Во время накопления отложений живетского яруса Боянгольский горст по-прежнему оказывал существенное влияние на процессы осадконакопления. Его северо-западный борт приподымался и поставлял обломочный материал. Размыву подвергались не только породы эффузивно-осадочного комплекса девона, но и силурийские отложения.

Особенно интенсивное прогибание происходило в районе Западного Танну-Ола. В этом районе в составе живетских отложений присутствуют кварцево-полевошпатовые песчаники с размерами зерен в 1—2 мм в поперечнике. Эти песчаники, по-видимому, являются продуктами разрушения гранитов, расположенных где-то на юге. Они не могли находиться на севере или востоке, так как в этих направлениях кварцево-полевошпатовые песчаники быстро исчезают из разреза и замещаются песчаниками, в состав которых входят зерна основных эффузивов. Скорее всего источником сноса служило юго-восточное обрамление синкли-

нального прогиба и, в частности, Восточно-Таннуольский антиклинорий, в строении которого большую роль играют гранитные интрузии.

Те же закономерности, что и в отложениях живетского яруса, намечаются и для верхнедевонских осадков. Все три свиты верхнего девона — бегрединская, кохайская и джаргинская, подобно илеморовской и уюкской, по направлению к Западно-Таннуольскому прогибу сливаются в единую мощную однообразную серию песчаных пород, которую некоторые исследователи именуют таннуольской свитой. Мощность верхнедевонских пород в прогибе 800—1000 м, на площади Боянгольской горст-антиклинали сокращается до 300 м, в Уюкской грабен-синклинали мощность возрастает до 900—1100 м.

Бегрединская и джаргинская свиты в Уюкской грабен-синклинали и на площади Боянгольской структуры сложены красноцветными грубообломочными породами. Среди отложений бегрединской свиты выделяются горизонты конгломератов, галька которых окатана плохо и состоит из разнообразных пород, в том числе основных и кислых эффузивов, а также известняков с фауной силура. Наиболее грубообломочные породы расположены вблизи северо-западного борта Боянгольской горст-антиклинали (горы Ак-Таг). В районе гор Ак-Таг в основании джаргинской свиты отмечается местное угловое несогласие. Несомненно, что северо-западный борт Боянгольской структуры временами был приподнят в рельефе и поставлял грубообломочный материал.

Своеобразные изменения претерпевает и кохайская свита. В Уюкской грабен-синклинали она представлена сероцветными осадками, в состав которых входят серые известняки, известковистые песчаники и алевролиты. Линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов имеют подчиненное значение. Среди известняков характерно присутствие обломков кварца, кремня и роговиков. Крупные рассеянные гальки разнообразных пород встречаются и среди других тонкозернистых осадков. Это указывает на постоянное поступление грубого материала, но он терялся в общей массе карбонатных и тонкообломочных пород.

По северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинали кохайская свита, возможно, не отлагалась, так как по направлению к горам Ак-Таг она быстро сокращается в мощности, а все горизонты известняков приобретают лиловую окраску, фауна листоногих и рыб в них исчезает, а затем они нацело замещаются песчаниками и алевролитами.

По направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу наблюдается увеличение мощности и изменение литологического состава свиты. В районе ключа Кулузун ее невозможно выделить из верхнедевонских толщ вообще. Здесь выше красноцветных песчаников, относимых к бегрединской свите, располагается 300-метровый разрез, представляющий чередование серых и розовато-серых песчаников с прослоями брекчии известняков. Только в 4 км к юго-востоку от ключа Кулузун прослежен 8-метровый слой известняка, который в юго-западном направлении выклинивается нацело. В хребте Бьерт-Даг, соответствующем осевой части Западно-Таннуольского прогиба, уже не встречено каких-либо следов кохайской свиты. Она целиком замещается песчано-гравелитовыми породами, которые образуют среднюю часть таннуольской свиты.

Следует отметить, что если распределение мощностей кохайской свиты на площади показывает дальнейший рост Боянгольской горст-антиклинали, то ее фациальные изменения, на первый взгляд, противоречат этому выводу. И действительно, на большей части поднятия развиты сероцветные известняки и мергели, красноцветные породы появляются

только в горах Ак-Таг. В то же время, в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе, где опускание было наибольшим, накопились мощные толщи косослоистых песчаников с подчиненными прослоями конгломератов и гравелитов. Такую картину можно объяснить почти полным погружением горста под уровень кохайского бассейна, вследствие чего местные источники сноса обломочного материала оказывали меньшее влияние на ход осадконакопления. Одновременно Западно-Таннуольский синклинальный прогиб испытывал особенно интенсивное опускание, которое быстро компенсировалось накоплением песчаных толщ дельтового типа, материал для формирования которых поступал с юга и юго-востока, со стороны Восточного Танну-Ола.

О развитии структур Центральной Тувы в карбоне у нас имеется меньше данных. Как известно, разрез карбона начинается с сероцветной шивеликской свиты, которая по своему составу несомненно сходна с подстилающими ее красноцветными джаргинскими отложениями. Наибольшие мощности свиты приурочены к району гор Бьерт-Даг (Западно-Таннуольский прогиб). Вдоль северо-западного борта Боянгольской структуры разрез шивеликской свиты сокращен до нескольких десятков метров, либо она отсутствует вовсе. На юго-востоке карбона нет совсем.

На площади Боянгольской горст-антиклинали в составе свиты преобладают грубозернистые песчаники с многочисленными прослоями гравелитов и конгломератов. Только в верхней части разреза встречен 10-метровый пласт серого микрозернистого известняка, содержащего остатки рыб. По направлению к осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба конгломераты и гравелиты постепенно сменяются грубозернистыми лиловато-серыми песчаниками с диагональной слоистостью, которые по внешнему виду невозможно отличить от подстилающих верхнедевонских осадков.

Вышележащая звенящая свита в районе Центрально-Тувинского поднятия залегает на подстилающих резко несогласно. В Западно-Таннуольском прогибе она лежит на шивеликской согласно.

Мощность звенящей свиты у северо-западного борта Боянгольской горст-антиклинали составляет 360—380 м, в северных районах хребта Западный Танну-Ола она равна 580—600 м, а по его юго-восточному борту — не превышает 300 м. Наряду с увеличением мощности к осевой части Западно-Таннуольского прогиба происходит также и некоторое изменение литологического состава пород. Если в горах Ак-Таг нижняя часть разреза, сложенная среднезернистыми и мелкозернистыми песчаниками с многочисленными отпечатками стволов лепидодендров измеряется 190 м, то в хребте Бьерт-Даг она сокращается до 120 м, причем остатки стволов растений из разреза совсем исчезают. По простирацию на юг среднезернистые песчаники частично замещаются алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Вообще наибольшее количество растительных остатков приурочено к периферической части площади, занятой отложениями звенящей свиты. Мощность лежащих выше зеленых и зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и окремневших туфов в горах Ак-Таг около 170 м, в хребте Бьерт-Даг она возрастает до 450 м.

Мало известно об изменениях состава и мощностей пород джарикской свиты. В районе Хакской мульды ее мощность равна 400 м; примерно такую же мощность она имеет в хребте Западный Танну-Ола. В центральных районах Тувинского прогиба джарикской свиты оканчивается разрез карбона. Однако, в хребте Западный Танну-Ола над джарикской свитой залегают еще серо-зеленая — акталская, которая выше сменяется второй красноцветной — молдыхемской свитой; кроме того,

в Онкажинской и Актальской мульдах выделяются отложения среднего и верхнего отделов каменноугольной системы. Таким образом, наиболее молодые породы карбона встречены только в самых центральных частях Западно-Таннуольского синклиналиного прогиба. По его периферии они, вероятно, не отлагались, а если и отлагались, то не везде и небольшой мощности, затем были размыты еще до отложения юры.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что уже в силурийское время Центрально-Тувинское поднятие и Западно-Таннуольский синклиналиный прогиб развивались по-разному.

С юга поднятие от прогиба было, по-видимому, отделено разломом, обусловившим достаточно резкую смену фаций и мощностей.

Блоковый характер развития структур особенно отчетливо проявился в девонском периоде, когда Центрально-Тувинское поднятие раскололось на ряд крупных блоков, среди которых наметились такие блоки, как Боянгольский горст, Уюкский грабен и др.

Боянгольский горст в девонском периоде испытывал непрерывное, но неравномерное относительное поднятие, связанное с его перемещением вдоль длительно живущих разломов. Одновременно он являлся местным источником сноса и поставлял грубообломочный материал как в Уюкский грабен, так и в Западно-Таннуольский синклиналиный прогиб.

Боянгольский горст развивался асимметрично, что нашло свое отражение и в его современной морфологии. Северный борт блока приподымался несравненно быстрее, чем южный, в результате чего он и размывался интенсивнее.

Наиболее интенсивными эти движения были в течение нижнего девона — эйфеля, когда они сопровождались активной вулканической деятельностью. За это время Боянгольский горст приподнялся относительно дна Западно-Таннуольского прогиба, вероятно, не менее чем на 7000—8000 м.

Во второй половине девона интенсивность движений несколько уменьшилась, вулканическая деятельность прекратилась, размах рельефа также стал меньше и временами на площади горста возникали мелководные бассейны, в которых накапливались сравнительно тонкие осадки.

В каменноугольном периоде блоковые движения заметно ослабли, однако развитие таких структур, как Центрально-Тувинское поднятие и Западно-Таннуольский прогиб, продолжалось.

ДЛИТЕЛЬНОСТЬ РАЗВИТИЯ НЕКОТОРЫХ МЕЛКИХ СТРУКТУР И ИХ СВЯЗЬ С ПРОЦЕССАМИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Длительный характер развития устанавливается и для более мелких структур, осложняющих крупные блоки. Это хорошо прослеживается на примере асимметричной Кочетовской брахиантиклинали (см. рис. 2, 3). Вдоль круглого (юго-западного) крыла этой структуры отмечены угловые несогласия между девонскими и каменноугольными, а также между каменноугольными и юрскими породами, причем угол наклона пород, отделенных друг от друга несогласием, вверх по разрезу уменьшается. Так, например, угол падения пород среднего и верхнего девона 90° (в ряде мест они имеют обратное падение), каменноугольных — 70° , а юрских отложений — $40-50^\circ$.

На схематическом поперечном профиле (рис. 24) показано строение Кочетовской и Совхозской асимметричных антиклиналей, возникших в связи с разломами в более древних толщах.

Историю их формирования можно представить в следующем виде. Разломы северо-западного направления рассекли часть территории впа-

дины на ряд параллельных и сравнительно узких блоков. Юго-западное крыло каждого блока в течение, по крайней мере, среднего и верхнего палеозоя и мезозоя, испытывало поднятие и надвигание на соседнее опущенное крыло. На площади опущенного крыла накапливались более мощные толщи, несогласия или не возникали, или проявлялись слабее, чем на приподнятом крыле. Такое длительное перемещение блоков друг относительно друга и обусловило своеобразную морфологию структур.

По-видимому, сходные условия образования обусловили появление ряда других асимметричных форм, например Кербесской синклинали, расположенной в районе гор Кербес.

На профиле *ВГ* (см. рис. 3) отражено резкое возрастание мощностей ряда свит восточного крыла по направлению к осевой части син-

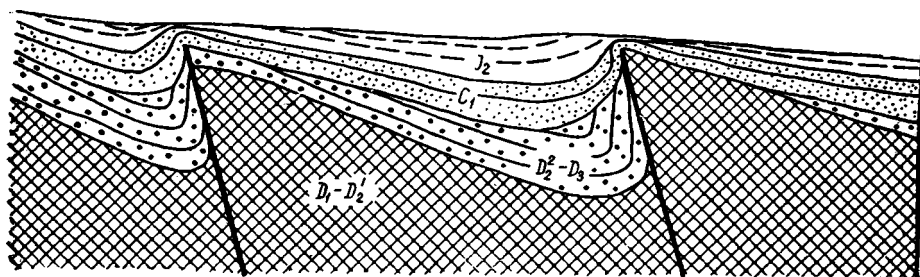


Рис. 24. Схема поперечного строения асимметричных антиклиналей

клинали, что хорошо видно по изменению джаргинской и шивеликской свит. Так, например, разрез шивеликской свиты в верховьях речки Суглуг-Хем измеряется 150 м, в то время как (судя по разрезу в районе гор Кербес и Джарга) в осевой части синклинали ее мощность должна превысить 600 м. Близкая картина наблюдается и на профиле *ДЕ*. Таким образом, асимметрия Кербесской синклинали проявляется не только в ее геометрической форме, но и в распределении мощностей верхнедевонских и каменноугольных свит. Подобное распределение мощностей и асимметрия вызваны блоковой тектоникой. Кербесская синклинали приурочена к опущенному крылу блока северо-северо-западного простирания. Приподнятое крыло соседнего блока располагается к северо-востоку от Кербесской синклинали. Зона разлома между блоками в породах каменноугольного возраста выражена в виде флексуриобразного перегиба, протягивающегося от устья р. Суглуг-Хем до урочища Тойлуг.

Имеются и другие длительно развивавшиеся разломы, к числу которых относится, например, разлом, отделяющий Кызылджаринскую антиклиналь от Поштагской синклинали. Его развитие во времени можно проследить по изменению фаций пород живетского яруса и верхнего девона в северном крыле. Здесь в породах этого возраста вблизи разлома появляются отдельные прослой брекчий, обломки которых состоят из диабазовых порфиров, шаровых лав и других пород, нормально залегающих в южном крыле разлома. Отдельные обломки достигают 10 см в поперечнике. К северу от нарушения размеры обломков постепенно уменьшаются, а на расстоянии 2—3 км от контакта прослой таких инородных образований выклиниваются нацело.

Эти факты указывают на то, что перемещение вдоль зоны разлома продолжалось, по крайней мере, в течение верхней половины среднего и всего верхнего девона, причем район Поштагской синклинали временно приподымался и поставлял материал в соседние относительно опущенные участки, расположенные севернее.

Время заложения разлома точно определить трудно, но, по всей вероятности, он возник до живетского времени, так как в илеморовской свите уже встречаются прослой с обломками шаровых лав. Значительно точнее фиксируется время полного затухания движений по разлому, которые прекратились, очевидно, непосредственно перед отложением звенящей свиты, т. е. в начале каменноугольного периода.

Однако наряду с длительно живущими разломами имеются и такие разломы, развитие которых протекало в течение сравнительно короткого промежутка времени и не сказывалось на процессах осадконакопления.

К ним, например, следует отнести взброс, ограничивающий Кызылджаринскую антиклиналь с запада, а также многочисленные разрывы в районе урочища Оттых-Таш и др. Все они представляют сравнительно небольшие нарушения, так или иначе связанные с более крупными разломами.

ПЕРЕРЫВЫ В ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ И УГЛОВЫЕ НЕСОГЛАСИЯ

Перерывы в осадконакоплении и угловые несогласия на территории Тувинского прогиба развиты очень широко. На сравнительно небольшой площади можно наблюдать в палеозое и мезозое в общей сложности не менее 10 разновозрастных перерывов и угловых несогласий. Анализ некоторых особенностей перерывов и несогласий дает возможность выявить закономерности их распределения как в пространстве, так и во времени, наметить связь с длительной и сложной историей формирования отдельных структур прогиба.

Почти все несогласия не только ясно видны в целом ряде обнажений, но и отчетливо вырисовываются и прослеживаются при детальном геологическом картировании.

Ясно выраженные угловые несогласия установлены в основании следующих свит: 1) свиты пестроцветных песчаников (готландий?); 2) конгломератовой свиты (готландий); 3) эффузивно-осадочного комплекса (нижний девон — эйфель); 4) атакшильской свиты (эйфель); 5) илеморовской (средний девон); 6) джаргинской (верхний девон); 7) шивеликской (нижний карбон); 8) звенящей (нижний карбон); 9) элегестской (средняя юра); 10) эрбекской (средняя юра).

Несогласия и перерывы в силуре. На исследованной территории в силуре выделяется два крупных несогласия: 1) в основании свиты пестроцветных песчаников и 2) в основании конгломератовой свиты. Оба несогласия в хороших обнажениях прослеживаются как по правому, так и по левому берегу р. Улуг-Хем. Ввиду того, что свита пестроцветных песчаников в центральных частях района обычно отсутствует, наиболее часто удается наблюдать трансгрессивное и несогласное перекрытие кембрийских образований конгломератовой свитой готландия. Величина углового несогласия между слоями силура и кембрия достигает 60—70°, азимутальное несогласие чаще не превышает 10—15°, хотя в отдельных структурах доходит до сочленения под прямыми и даже тупыми углами.

Перерыв в осадконакоплении занимал длительный отрезок времени. Как известно, в районе речки Боян-Гол из разреза выпадает весь средний и верхний кембрий, а также и ордовик, и силур ложится непосредственно на нижний кембрий. Если предположить, что средний кембрий здесь размыт (отдельные его выхода встречены на правобережье Улуг-Хема против города Шагонара), то и в этом случае перерыв в осадконакоплении будет очень велик, так как он охватывает весь верхний кембрий и ордовик.

Несогласие и перерыв в основании эффузивно-осадочного комплекса приурочены к площади Центрально-Тувинского поднятия, так как в юго-

западной части Тувинского прогиба переход от фаунистически охарактеризованных силурийских пород к эффузивно-осадочным образованиям совершается, как правило, постепенно.

Несогласие между силуром и эффузивно-осадочным комплексом в Центральной Туве хорошо улавливается при геологическом картировании, но далеко не всегда видно непосредственно в обнажениях. Отчетливое угловое несогласие нами прослежено по северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинальной структуры (см. рис. 2, 20), где эффузивно-осадочные породы девона резко несогласно перекрывают не только нижние свиты силурийской системы, но и нижнекембрийские образования. По направлению к Западно-Таннуольскому синклиналичному прогибу эффузивные образования постепенно переходят на более молодые горизонты силура, а в осевой части прогиба угловое несогласие между фаунистически охарактеризованным силуром и эффузивно-осадочным комплексом отсутствует.

Чаще всего в основании эффузивно-терригенного комплекса присутствует 5—8-метровый прослой грубообломочного, плохо отсортированного конгломерата, среди которого встречаются гальки из подстилающих пород силура. Хорошо видно, что конгломерат выполняет все неровности рельефа.

Как велик по времени был перерыв, точно установить трудно, так как пограничные слои силура палеонтологически плохо охарактеризованы. Наиболее молодыми породами, подстилающими девон, являются породы красноцветной свиты верхнего силура, возраст которой, по-видимому, является лудловским или, по крайней мере, не древнее уэнлока. Вышележащие породы эффузивно-осадочного комплекса, судя по находкам растительных остатков, имеют кобленцкий возраст. Таким образом, из разреза выпадает весь жединский ярус. Возможно, что перерыв в осадконакоплении захватил не только жединский век, но местами также и часть силура. Длительность этого перерыва, вероятно, не всюду была одинаковой. На площади Центрально-Тувинского поднятия продолжительность его была более значительна, в Западно-Таннуольском синклиналичном прогибе менее; здесь он далеко не везде прослеживается.

Несогласие в основании нижнего девона отмечается многими исследователями и в других районах Тувы, а также на смежных территориях.

В Минусинской впадине, например, эффузивно-осадочная чиланская свита, расположенная в основании нижнего девона, залегает несогласно на подстилающих ее кембрийских отложениях (пород силура там нет). По данным В. С. Мелешенко (1953), по восточной окраине Кузнецкого Ала-тау имеет место последовательное несогласное наложение на кембрийские отложения различных свит нижнего и среднего девона.

Для Тувинского прогиба следует отметить, что, несмотря на длительность перерыва в осадконакоплении между силуром и девоном, структурный план, по которому происходило развитие области в силуре, в течение нижнедевонского времени не претерпел существенных изменений. В связи с этим не всегда возможно в отдельном обнажении увидеть несогласие, что и привело некоторых геологов к представлениям о постепенном переходе от силура к девону на всей площади Тувинского прогиба.

Внутри эффузивно-осадочных отложений девона нигде не было отмечено какого-либо заметного несогласия, хотя локальные перерывы в осадконакоплении и имелись особенно в районах некоторых положительных структур. Здесь следует указать на присутствие горизонта конгломерата в 100—250 м от основания описываемого комплекса в районе

урочища Кызыл-Джара. Галька конгломерата состоит из плохо окатанных подстилающих пород силура и пород самого эффузивно-осадочного комплекса.

Несогласие и перерыв в атакшильской свите. Несогласное залегание атакшильской свиты на подстилающих породах не имеет широкого распространения. Оно прослежено только по левому берегу р. Улуг-Хем в районах урочища Бай-Булун, по северному склону хребта Бьерт-Даг и в бассейне речки Барык.

Состав развитой здесь атакшильской свиты свидетельствует о том, что ее образование происходило за счет размыва подстилающих эффузивно-осадочных пород девона. Источниками размыва служили породы приподнятых в рельефе положительных структур внутри прогиба или структур обрамления.

Соотношение атакшильской свиты с подстилающими отложениями эффузивно-осадочного комплекса прекрасно видно по северо-западному окончанию Кочетовской антиклинали, где на различные горизонты диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров ложатся красно-бурые конгломераты, галька которых состоит из подстилающих вулканогенных образований.

По юго-восточному крылу Кочетовской антиклинали, в 5 км к юго-западу от горы Элегест на небольшой площади юрские отложения размыты и в образовавшемся таким образом «окне» видно непосредственное соотношение атакшильской свиты с подстилающими ее кварцевыми порфирами. Порфиры вблизи контакта рассечены многочисленными трещинами, которые разделяют породу на ряд отдельностей. Выше по разрезу раздробленные таким образом порфиры постепенно переходят в красно-бурую брекчию, обломки которой не окатаны, имеют плитчатую форму и скреплены прочным песчано-железистым цементом. Залегающие еще выше бурые среднегалечные конгломераты состоят из основных эффузивов; кислые породы имеют в них подчиненное значение. Мощность брекчий кварцевых порфиров достигает 30—35 м. Несомненно, что в данном обнажении мы имеем случай, когда контакт между двумя несогласно лежащими толщами неотчетлив. Сами брекчии являются продуктом разрушения расположенных рядом крупных покровов кварцевых порфиров. Прекрасно видно соотношение атакшильской свиты с подстилающими ее нижнедевонскими толщами в районе р. Барык (рис. 25).

По правому берегу р. Улуг-Хем в центральной части Боянгольской структуры отложения атакшильской свиты отсутствуют. Вероятнее всего, что во время ее образования здесь происходил размыв, т. е. существовала местная область питания. Севернее, в Уюкской грабен-синклинали, несогласия в основании свиты не доказано. Наоборот, имеются данные, свидетельствующие о постепенном переходе от эффузивно-осадочного комплекса к атакшильской свите. Таким образом выясняется, что несогласие в основании атакшильской свиты имеет местное значение, т. е. оно выражено только на периферических участках Центрально-Тувинского поднятия. Наиболее приподнятые части этой структуры во время отложения свиты размывались, а во впадинах, испытывавших длительное прогибание, происходило накопление осадков без признаков перерыва и несогласия. И действительно, в юго-западной части прогиба, судя по работам И. М. Варенцова (1955), весь разрез девона непрерывен, угловые несогласия внутри его не прослеживаются. Таким образом длительность перерыва в осадконакоплении перед отложением атакшильской свиты в различных частях Тувинского прогиба была не одинакова.

Несогласие и перерыв в основании илеморовской свиты. Несогласное залегание илеморовской свиты на кембрийских и силурийских породах имеет место в центральной части Боянгольской структуры; по направлению к Западно-Таннуольскому синклинальному прогибу отмечается несогласное перекрытие ею более молодых толщ, т. е. нижнего девона и эйфеля.

Особенно ясно несогласие проявляется вдоль правого борта оврага Левый Кара-Суг, где слои илеморовской свиты, простирающиеся приблизительно меридионально и наклонные на восток под углом 18—20°, трансгрессивно кроют широтные структуры силура и нижнего девона. В основании свиты располагается 0,5—1,0 м пласт черного воющего известняка с включением галек кварца, кремня и других пород.

По левому берегу р. Улуг-Хем угловое несогласие выражено в ряде пунктов также довольно отчетливо. В районе речки Барык, вдоль северного подножья горы Бая-Даг, мелкогалечные конгломераты и гравелиты с черным известковистым цементом, которые относятся к основанию илеморовской свиты, лежат на сложно дислоцированных песчаниках, сланцах и эффузивах кембрия. Далее в обнажениях по восточной окраине Барыкской синклинали илеморовская свита залегает уже на различных свитах силура и нижнего девона. В небольшом обнажении примерно в 7 км к юго-востоку от устья р. Барык хорошо видно, как в основании илеморовской свиты залегают около 0,5 м известняковых песчаников, которые по составу близки к подстилающим песчаникам силура и отличаются от них только более рыхлым сложением. Несомненно, что перед отложением илеморовской свиты здесь происходил размыв пород силура, причем часть материала унесена не была. Несколько южнее, в районе горы Куу-Даг и у устья оврага Чаанек, свита перекрывает красноцветные атакшильские конгломераты. Хотя между свитами и наблюдается видимое согласное залегание, литологическая граница, отделяющая их, очень отчетлива и обнаруживается без труда.

По юго-западному крылу Кочетовской антиклинали илеморовская свита залегает на кварцевых порфирах эффузивно-осадочного комплекса. В ее основании находится пласт черного известняка, переполненного остроугольными обломками подстилающих кварцевых порфиров. Кварцевые порфиры, представляющие, очевидно, мощный покров, вблизи контакта рассечены трещинами, выполненными черным известняком. Несомненно, что в начале накопления свиты здесь происходило разрушение эффузивов, обломки которых вошли в состав основания илеморовской свиты.

В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе илеморовская свита (или ее аналоги) на атакшильских конгломератах залегают согласно, в ее основании иногда находится 0,5—3,0 м зеленовато-серого конгломерата, галка которого скреплена карбонатным цементом; иногда среди конгломератов прослеживаются небольшие линзы серых песчанитых известняков. В Уюкской грабен-синклинали илеморовская свита контактируется с атакшильской также согласно, но там в ее основании лежит пласт темно-серого, нередко брекчиевидного известняка, по которому и проводится ее нижняя граница.

Прослеживая несогласие в основании илеморовской свиты, пространственно можно заключить, что оно резко выявляется в определенном районе, охватывающем урочище Кызыл-Джара, р. Барык, Сенек, т. е. в районе, который выделен под названием Центрального Тувинского поднятия. К этому же поднятию приурочены и наложенные структуры живетского яруса, которые мало сходны со структурами основания.

Совсем иной характер контакта в синклиналях или грабен-синкли-



Рис. 25. Несогласное налегание атакшильской свиты (D_2^{1at}) на породы нижнего девона (D_1). Район р. Барык у устья овра. Чаанек



Рис. 26. Характер контакта при трансгрессивном несогласном налегании гравелитов основания звенящей свиты на крутопадающие алевролиты живетского яруса. Юго-восточная окраина урочища Бай-Булун

налях, где несогласие с подстилающими отложениями не ощущается или проявляется очень слабо. Почти полное отсутствие ископаемых остатков в подстилающих илеморовскую свиту атакшильской и байбулунской свитах не дает возможности определить достаточно точно длительность перерыва в осадконакоплении. В тех частях прогиба, где отложения атакшильской свиты не происходило, перерыв был значительно длительнее по сравнению с районами ее накопления. Вероятнее всего, что он был приурочен к концу эйфельского и началу живетского ярусов.

Несогласие и перерыв внутри верхнедевонских отложений. В районе южного крыла Боянгольской горст-антиклинальной структуры в берединской свите галька конгломератов состоит из плохоокатанных обломков эффузивов и известняков с остатками фауны силура, что свидетельствует о близко расположенных источниках сноса.

Незначительно распространенные по площади несогласия в основании джаргинской свиты отмечаются вдоль северо-западного крыла Боянгольской горст-антиклинали, где она перекрывает сначала различные толщи девона, а затем силур и даже кембрий.

Внутри джаргинской свиты в основании отдельных слоев часто обнаруживаются местные размыты.

Несогласие и перерыв в основании шивеликской свиты. Несогласие как и в основании джаргинской свиты, имеет очень небольшое развитие и приурочено к Боянгольской горст-антиклинали. Несогласное залегание свиты отмечается у устья р. Суглуг-Хем, по северо-восточному крылу Джаргинской антиклинали, а также в горах Ак-Таг. По левобережью р. Улуг-Хем, в Уюкском хребте, и в горах Кербес свита залегает согласно.

Несогласие и перерыв в основании звенящей свиты. Звенящая свита на значительной площади залегает на подстилающих с перерывом и угловым несогласием. Несогласное залегание особенно четко проявляется на площади Центрально-Тувинского поднятия, где звенящая свита трансгрессивно перекрывает сложные складчато-глыбовые среднепалеозойские структуры. Почти повсеместно нижняя граница свиты отчетлива и намечается без труда. Только иногда породы основания звенящей свиты настолько тесно связаны с подстилающими их отложениями, что поверхность несогласия наметить не всегда легко. Такой контакт между алевролитами живетского яруса и гравелитами основания звенящей свиты был обнаружен в районе урочища Бай-Булу (рис. 26).

Перерыв в осадконакоплении и несогласие в основании звенящей свиты отмечается и вдоль северного борта западно-Таннуольского синклинального прогиба. Например, по южному крылу Барыкской синклинали звенящая свита без видимого углового несогласия залегает на уюкских красно-бурых песчаниках и конгломератах. В ее основании выделяется около 2 м плтносцементированного зеленоватого-серого мелкогалечного конгломерата. Хотя угловое несогласие здесь и не устанавливается — перерыв несомненен, так как из разреза выпадает весь верхний девон и шивеликская свита. Севернее, по восточному склону горы Боян-Даг, несогласие хорошо наблюдается.

По правому берегу речки Сенек, в 9 км от ее устья, на темно-зеленых порфиритах залегает около 30 см мелкогалечного конгломерата, гальки которого плохо окатаны и состоят из подстилающих эффузивов. Выше следуют типичные светло-зеленые песчаники звенящей свиты. Интересно, что среди конгломератов встречается большое количество слоев и линзочек, состоящих из чистого гематита.

В осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба звенящая свита согласно и, по-видимому, без перерыва в основании за-

легают на подстилающей таннуольской свите, но на юго-восточном борту прогиба несогласие появляется вновь.

Особенно четко несогласие выражено на контакте с кембрием, силуром или девонем по правобережью Улуг-Хема, где разница в углах падения достигает больших величин. Между звенящей и шивеликской свитами несоответствие их элементов залегания наблюдается реже, его можно видеть только вблизи зон разрывов или некоторых положительных структур.

Следует также отметить и тот факт, что на сравнительно небольшой площади прослеживаются самые разнообразны соотношения звенящей свиты с более древними породами. Так, например, по левобережью р. Улуг-Хем наряду с согласным залеганием звенящей свиты на шивеликской свите она трансгрессивно перекрывает нижний девон, силур и кембрий, причем переход от согласного залегания к несогласию нередко происходит резко.

Перерыв в осадконакоплении в начале каменноугольного периода продолжался в разных участках прогиба неодинаково длительно, так как в районах, где не отлагалась шивеликская свита, перерыв охватывал значительно больший промежуток времени по сравнению с участками, где происходило ее накопление. Таким образом, здесь имеется сходство с теми условиями, которые существовали перед отложением илеморовской свиты.

Перерыв и несогласие в основании юрских отложений. Этот перерыв отмечается на всей площади Тувинского межгорного прогиба. Почти повсеместно юрские отложения начинаются конгломератами эрбекской свиты и только по северо-восточному крылу Кочетовской антиклинали известны выходы более древней элегестской свиты.

Элегестская свита на звенящей лежит слабо несогласно; эрбекская свита трансгрессивно перекрывает элегестскую свиту, карбон, девон, силур, а в отдельных местах и кембрий.

По восточной окраине Кызыльской мульды мощные конгломераты эрбекской свиты кроют сложнодислоцированные нижнекембрийские породы и прорывающие их граниты, на юге мульды они лежат на различных толщах девона, на севере — свита повсеместно имеет стратиграфический контакт с нижним карбоном. В Онкажинской и Актальской мульдах юра залегает без видимого несогласия на отложениях среднего и верхнего карбона.

Наблюдения взаимоотношений звенящей и эрбекской свит показывают, что элементы их залегания отличаются на $1-3^\circ$, что практически можно заметить только при геологическом картировании. При залегании эрбекской свиты на более древних породах несогласие обнаруживается легко.

В отрицательных структурах юра залегает на наиболее молодых слоях карбона, но по мере приближения к положительным структурам можно видеть последовательное перекрытие более древних слоев.

Выводы

Обзор материала показывает, что региональное значение имеют перерывы и несогласия в основании силурийских и юрских отложений; эти перерывы выделяются не только на площади Тувинского межгорного прогиба, но и в соседних с ним участках Алтае-Саянской складчатой области. Остальные перерывы и несогласия являются местными и приурочены к периферии прогиба или к отдельным положительным структурам внутри него.

Особенно много разновозрастных угловых несогласий развито на площади Центрально-Тувинского поднятия. В отрицательных структурах — синклинальных прогибах и грабен-синклиналях количество несогласий заметно уменьшается. Например, внутри девонских образований на площади Боянгольской горст-антиклинали насчитывается, по крайней мере, три несогласия, в то время как в осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба и в Уюкской грабен-синклинали разрез непрерывен.

Распределение угловых несогласий и их характер в районе Боянгольской горст-антиклинали помогает понять некоторые особенности развития структуры во времени. Наибольшая продолжительность перерыва в осадконакоплении приурочена к северо-западному борту Боянгольской горст-антиклинали, где выпадают отдельные свиты и серии среднего и верхнего палеозоя. Здесь, например, отложения звенящей свиты (нижний карбон) залегают резко несогласно непосредственно на породах эффузивно-осадочного комплекса девона или даже на кембрийских образованиях. По направлению к южному борту структуры каменноугольные отложения перекрывают все более молодые отложения, а у границы с Западно-Таннуольским синклинальным прогибом отмечается их согласное залегание на верхнем девоне. То же можно сказать относительно взаимоотношений атакшильской и илеморовской свит с подстилающими породами эффузивно-осадочного комплекса девона. Характерно, что в районе северо-западного борта Боянгольской структуры появляется ряд перерывов, а местами и угловых несогласий, которые прослеживаются на очень ограниченной площади. Например, угловое несогласие в основании джаргинской свиты отмечается только вдоль северного склона гор Ак-Таг.

Распределение угловых несогласий на площади Боянгольской структуры подтверждает выводы о ее асимметричном развитии, сделанные на основании анализа мощностей и фациальных изменений.

Отсутствие ряда несогласий в соседнем Западно-Таннуольском синклинальном прогибе и Уюкской грабен-синклинали свидетельствует о непрерывном погружении, которое испытывали эти структуры в течение длительного времени.

Длительность одного и того же перерыва в осадконакоплении для различных участков прогиба не была постоянной. В одних случаях, как, например, между кембрием и силуром или карбоном и юрой, перерыв охватывал несколько эпох или даже периодов, в других случаях он продолжался в течение части века.

Наибольшие величины угловых несогласий отмечаются между силуром и кембрием, где они достигают 80—90°. В распределенных выше по разрезу несогласиях несоответствие элементов залегания между контактирующими свитами или толщами заметно меньше.

Большинство перерывов и угловых несогласий имеют местное значение и приурочено к положительным структурам внутри прогиба. Они отражают длительное, но неравномерное развитие структур и вряд ли могут быть связаны с универсальными фазами складчатости.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ БАЗАЛЬНЫХ ГОРИЗОНТОВ ТРАНСГРЕССИВНЫХ СЕРИЙ

В заключение следует несколько остановиться на литологической характеристике пород в зонах контакта при трансгрессивном и несогласном налегании их друга на друга.

На рис. 27 показаны различные породы, возникающие в зонах контакта в случаях трансгрессивного несогласного залегания отдельных

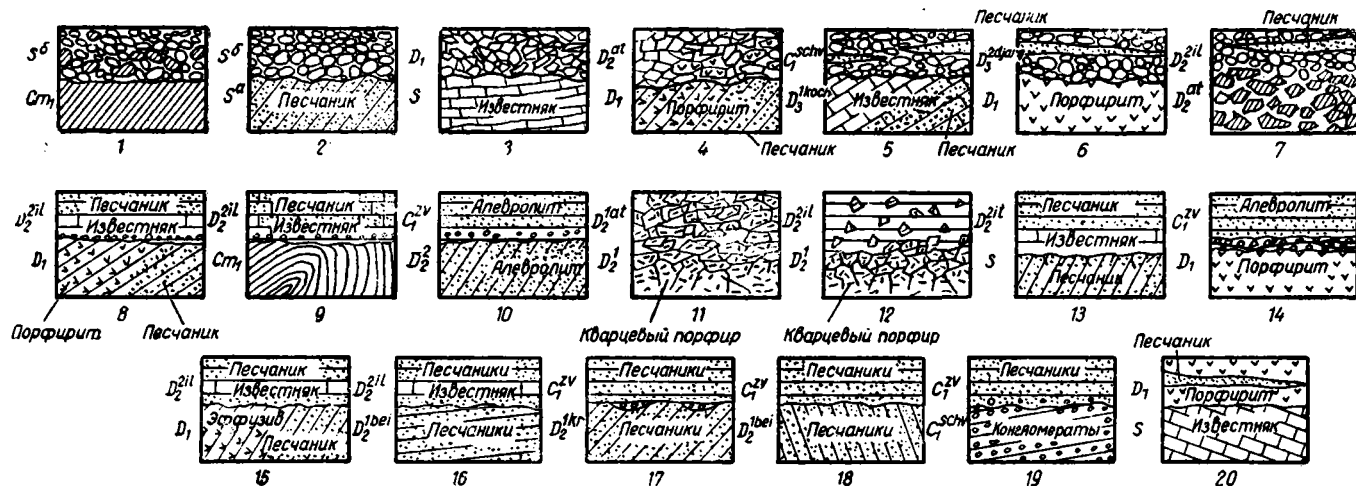


Рис. 27. Литологическая характеристика базальных горизонтов при трансгрессивном несогласном залегании; районы наблюдавшихся несогласий:

Конгломерат с галькой (1, 2 — с хорошо окатанной; 3, 4 — с плохо окатанной) из пород основания: 1 — урочище Оттых-Таш; 2 — урочище Кызыл-Джара; 3 — овраг Правый Кара-Суг; 4 — р. Барык. Конгломерат с галькой, по составу чуждой подстилающим породам; 5 — устье р. Суглуг-Хем; 6 — верховье р. Суглуг-Хем; 7 — ключ Кулузун. Пласт гравелита мощностью 0,5–2,0 м; 8 — овраг Левый Кара-Суг; 9 — гора Боя-Даг; 10 — урочище Бай-Булуи. Кора выветривания подстилающих пород: 11 — 12 — Кочетовская антиклиналь; 13 — гора Боя-Даг; 14 — р. Сенек. Песчаники или эффузивы (грубообломочный материал отсутствует); 15 — 16 — Кызылджаринская антиклиналь; 17 — горы Кербес; 18 — урочище Бай-Булуи; 19 — в 3 км к востоку от устья р. Суглуг-Хем; 20 — устье оврага Правый Кара-Суг

свит или серии. Все примеры взяты из полевых наблюдений в Центральной Туве. По литологическим признакам можно выделить следующие основные типы.

1. В основании несогласно лежащей серии располагается базальный конгломерат 1, 2, 3 и 4. Подобные конгломераты залегают в приконтактовой зоне верхнего силура, эффузивно-осадочного комплекса, атакшильской свиты и верхней юры. Галька конгломерата может быть хорошо окатана, как, например, в основании морской серии силура и средней юры, или иметь угловатую форму. Конгломераты с хорошо окатанной галькой, состоящей из подстилающих пород, свойственны для морских отложений или для осадков больших пресноводных бассейнов. Наиболее крупные гальки располагаются у самой границы контакта, тогда как вверх по разрезу обычно наблюдается постепенное уменьшение их размеров.

В основании эффузивно-осадочного комплекса и атакшильской свиты галька конгломератов окатана плохо и состоит из подстилающих эти свиты пород. Образование конгломератов происходило в континентальных условиях в непосредственной близости от источника сноса. Базальный конгломерат с плохо окатанной галькой в основании несогласно лежащей свиты или серии в структурном отношении обычно приурочен к крыльям антиклинальных структур, в их сводовых частях он отсутствует, а по направлению к отрицательным формам конгломерат сменяется песчано-гравелитовыми породами.

2. В основании несогласно лежащей свиты нередко залегают конгломераты, галька которых состоит из пород, не свойственных подстилающим толщам (рис. 27, 5—7). Такая картина наблюдается в зоне контакта илеморовской, джаргинской, шивеликской и звенящей свит. Гальки испытали длительный перенос и хорошо окатаны. Образование конгломератов происходило на первых этапах существования крупных водоемов лагунно-морского или пресноводного характера.

Подобный тип контакта прослеживается внутри синклинальных форм. В сводовых частях положительных структур в основании свит конгломераты обычно отсутствуют или замещены песчано-гравелитистыми породами.

3. Залегающая несогласно та или иная свита может начинаться 0,5—2,0-метровым слоем гравелита. Такие соотношения неоднократно встречаются в нижней части илеморовской и звенящей свит (см. рис. 27, 8—10). Хорошо окатанные обломки состоят из кварца, кремня или полевых шпатов. В основании илеморовской свиты они сцементированы прочным известковистым цементом, а в основании звенящей — песчано-алевролитовым. Подобный характер контакта наблюдается в сводовых частях положительных структур, хотя и не в самых их высших точках. По направлению к синклинальным формам гравелиты по простиранию переходят в конгломераты, галька которых состоит из пород, не свойственных подстилающим толщам.

4. В основании свиты сохранилась кора выветривания. Кора выветривания встречается не слишком часто. Ее можно видеть в основании атакшильской, илеморовской или звенящей свит (см. рис. 27, 11—14). Ее образование в основном связывается с физическим выветриванием, причем продукты выветривания остались на месте или испытали незначительный перенос. Только в районе речки Сенек в зоне контакта между эффузивно-осадочными породами нижнего девона и звенящей свиты встречен маломощный прослой, состоящий из мелких остроугольных обломков и сильно измененных частиц, подстилающих звенящую

свиту основных эффузивов. Среди прослоя располагается большое количество стяжений и линзочек гематита.

5. Очень часто трансгрессивная серия начинается без каких-либо грубообломочных пород или остатков коры выветривания. Такие контакты можно проследить в основании нижнедевонских толщ, илеморовской и звенящей свит (рис. 27,15—20). Подстилающие породы у контакта совершенно свежие, так как непосредственно перед осадконакоплением они были срезаны эрозией. Подобный характер несогласного залегания прослеживается только на наиболее поднятых участках положительных структур. Например, звенящая свита на Центрально-Тувинском поднятии и на некоторых других мелких структурах обычно залегает на выравненной поверхности с мелкозернистыми песчаниками или алевролитами в основании. Сходная картина наблюдается в зоне контакта илеморовской свиты с подстилающими силурийскими отложениями в районе гор Ак-Таг.

При анализе различных типов пород, возникающих при различных контактах, обнаруживается существование определенной зависимости между этими типами и структурой района. Так, например, на наиболее поднятых участках положительных структур грубообломочные породы и продукты выветривания нередко отсутствуют совсем, тогда как на их крыльях появляется кора выветривания и грубые продукты разрушения ядра структуры. В синклиналиях и грабенах несогласно залегающая свита часто начинается песчано-гравелитистыми породами.

В случае, если в основании несогласно лежащей свиты располагаются отложения, по своему составу чуждые подстилающим их породам, наблюдается противоположная картина. Наиболее грубообломочные осадки приурочены к синклиналиям, на крыльях антиклиналей и в сводах структур конгломераты сменяются гравелитами, в самых высших точках положительных структур наблюдается несогласное прилегание. В первом случае накопление пород началось еще, по-видимому, в условиях резко расчлененного рельефа, когда наиболее приподнятые участки положительных структур разрушались, а грубые продукты их разрушения накапливались вдоль бортов поднятий.

Во втором случае породы отлагались на относительно выравненном рельефе. Хорошо окатанные гальки и гравий приносились в центральную часть впадины реками, вероятно, со стороны обрамления и накапливались в отдельных водоемах, приуроченных к синклинальным прогибам и грабенам. Поднятия в это время являлись участками слаборасчлененной суши и не служили районами осадконакопления.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Зарождение Тувинского межгорного прогиба следует отнести к концу ордовика, когда Западно-Саянская складчатая зона начала оформляться как горное сооружение. Именно в это время вдоль северо-западного борта прогиба отложились в основном песчано-гравелитовые толщи, содержащие остатки морской фауны верхнего ордовика.

В силуре площадь впадины заметно увеличилась. С северо-запада и, очевидно, с юго-востока от своего складчатого обрамления она была отделена разломами, заложившимися еще в конце нижнего палеозоя. В образовавшуюся впадину со стороны Монголии проникли воды морского бассейна с своеобразной фауной брахипод, кораллов, мшанок, трилобитов и ортоцератит.

Рельеф впадины перед морской трансгрессией в силуре был достаточно расчлененным, на что указывают развитые в ряде районов

валунные конгломераты, состоящие из подстилающих пород кембрийского возраста. Резкая расчлененность рельефа была связана, очевидно, с тектоническими движениями, которые имели место перед накоплением пород силура и привели к возникновению Тувинского прогиба в целом и отдельных внутренних его структур.

Для разреза силурийских отложений Тувы характерен постепенный переход от грубообломочных образований к известковисто-алевритовым осадкам. Только в самой верхней части разреза появляются красноцветные песчаники и алевролиты с отдельными прослоями конгломератов.

Резко расчлененная поверхность была довольно быстро сnivelирована, поступление грубообломочного материала постепенно уменьшалось и во время накопления известняково-сланцевой свиты силура почти совсем прекратилось. В конце силура произошло поднятие и частично отступление моря, что обусловило накопление красноцветных песчано-гравелитовых образований. В дальнейшем имел место перерыв в осадконакоплении, захвативший по времени верхи силурийского периода и жединский век нижнего девона.

В начале силура, если не раньше, зарождаются такие крупные внутренние структуры Тувинского межгорного прогиба, как Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский и Туранский синклинальные прогибы. На это указывают уже описанные выше изменения мощностей и фаций силурийских отложений.

На значительной части Центрально-Тувинского поднятия в силуре накапливались сравнительно маломощные красноцветные песчаники и алевролиты, содержащие незначительное количество ископаемых организмов, а отдельные районы поднятия в виде островов выступали из-под уровня моря и поставляли обломочный материал в соседние с ними синклинальные прогибы. Однако синклинальные прогибы в основном загружались материалом, поступавшим со стороны северо-западного и юго-восточного обрамления Тувинского прогиба.

Пока еще мало данных, чтобы судить о роли разломов в этот период истории формирования структур. По-видимому, продолжали свое развитие некоторые разломы, существовавшие еще в нижнем палеозое. В частности, об этом свидетельствует достаточно резкое изменение мощностей и фаций отложений в зоне между Центрально-Тувинским поднятием и Западно-Таннуольским синклинальным прогибом, разделенных разломом, заложившимся еще в нижнем палеозое.

В конце силура — начале девона начался новый этап развития Тувинского прогиба, характеризующийся интенсивным проявлением глыбовой тектоники и сменой морских условий осадконакопления на континентально-лагунные. Глыбовая тектоника с этого времени начала играть ведущую роль в процессах осадконакопления и магматизма и связанной с ними металлогении.

В начале девона, а может быть и несколько ранее серия расколов расчленила площадь Тувинского прогиба на ряд крупных глыб, испытывавших длительное, но неравномерное перемещение друг относительно друга. Через образовавшиеся трещины в первой половине девонского периода излилось огромное количество лав, образовавших мощные покровы базальтов и андезитов. Вдоль разломов местами также располагались вулканы центрального типа, с которыми связаны кислые эффузивы и пирокластические породы.

Отдельные блоки в процессе развития резко приподымались в рельефе, разрушались и поставляли грубообломочный материал в соседние грабенообразные структуры. Такой ход осадконакопления вызвал по-

разительную пестроту фаций и крайнюю изменчивость мощностей девонских образований.

Разломы в какой-то части приспособлялись к структурному плану каледонского складчатого основания, поэтому там, где прямолинейная ориентировка складок фундамента выдерживается на значительном расстоянии, разломы направлены вдоль их простирания или пересекают их под небольшим углом. Однако, в участках виргаций и резких вентлений складок фундамента разломы не следуют их простиранию, а пересекают структуры фундамента уже под значительным углом, здесь же происходит пересечение разломов разных направлений.

Такие структуры, как Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский и Туранский синклиналильные прогибы, в девонском периоде продолжали свое развитие, но они состояли уже из ряда блоков, испытывавших неравномерные восходящие или нисходящие движения. Так, Центрально-Тувинское поднятие в девоне раскололось на ряд блоков, среди которых следует отметить Боянгольский, Чаклакский, Эжимский горсты, а также Уюкский и Пельорукский грабены.

В течение нижнего девона — эйфеля Западно-Таннуольский и Туранский синклиналильные прогибы испытывали опускание и быстро заполнялись вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами. Наибольшее опускание имело место в Западно-Таннуольском прогибе, где в продолжении нижнего девона — эйфеля накопилось в общей сложности около 6000 м эффузивно-осадочных толщ.

В непосредственной связи с расколами фундамента в девонском периоде началось формирование удлиненных резко асимметричных складок, а также угловатых и коробчатых антиклиналей и синклиналей.

Удлиненные асимметричные складки в основном появились в тех районах, где фундамент впадины был разбит серией параллельных разломов на ряд блоков, которые, испытывая длительные неравномерные движения, соответствующим образом деформировали перекрывающие их отложения силура и девона.

Угловатые и коробчатые складки возникали в районах пересечения разломов разных направлений, в результате чего формировались блоки, имеющие прямоугольные или треугольные очертания. Воздействии на такие блоки разнонаправленных сил в дальнейшем приводило к очень сложному их строению.

В нижнем девоне изливались лавы исключительно базальтового и андезитового состава, тогда как в эйфеле преобладали кислые излияния, а выделение основных лав вовсе не имело места. Наиболее интенсивная вулканическая деятельность проявилась в конце нижнего девона, в эйфеле намечается ее постепенное затухание. В среднем и верхнем девоне в центральных районах Тувы вулканических образований, за исключением прослоев пепла, — принесенного, очевидно, издалека, — нет совсем.

В конце эйфельского времени на большей части Центрально-Тувинского поднятия наступил перерыв в осадконакоплении, в течение которого происходил глубокий размыв не только нижнедевонских эффузивно-осадочных образований, но и силурийских и кембрийских пород. Материал разрушения поступал в Уюкскую грабен-синклиналь и Западно-Таннуольский синклиналильный прогиб, где продолжалось непрерывное накопление осадков.

Площадь Центрально-Тувинского поднятия значительно увеличилась за счет присоединения к ней некоторых участков Западно-Таннуольского синклиналильного прогиба.

К началу живетского века сильно расчлененный рельеф был сглажен и на выравненной поверхности началось отложение нового пестроцветного комплекса, образовавшегося в условиях мелководного и, вероятно, опресненного водоема.

Там, где в предживетское время происходило поднятие и слагающие его породы испытывали размыв, илёморовская свита, представляющая основание живетского яруса, залегает трансгрессивно и несогласно с горизонтом известняков в основании. В отрицательных структурах, где перерыва в осадконакоплении не происходило или он был непродолжительным, живетские осадки лежат согласно. Такие соотношения наблюдаются в Западно-Таннуольском прогибе и в Уюкской грабен-синклинали.

В продолжение живетского века и верхнего девона Центрально-Тувинское поднятие, Западно-Таннуольский прогиб и Уюкская грабен-синклинали продолжали свое развитие. Однако следует отметить, что скорость восходящих и нисходящих движений заметно уменьшилась. На это указывает сравнение мощностей отложений, накопившихся в поименованных структурах. Так, например, мощность живетских и верхнедевонских отложений в Западно-Таннуольском прогибе составляет 1500 м, тогда как мощность нижнего девона — эйфеля равна там 5--6 тыс. м.

В Туранском синклинальном прогибе в живетское время прекратилось дальнейшее погружение. На его площади отложились маломощные красноцветные толщи верхов девона, которые в дальнейшем были почти нацело уничтожены эрозией.

Центрально-Тувинское поднятие, распавшееся еще в нижнем девоне на отдельные блоки, продолжало сложное развитие. Уюкский грабен заполнялся грубообломочными толщами, поступавшими с приподнятых в рельефе блоков.

Боянгольский горст, ограничивающий Уюкский грабен с юга, по-прежнему, испытывал непрерывное поднятие. Его северный борт приподымался несравненно более быстро, чем южный, что нашло отражение на процессах осадконакопления. За счет материала, поступавшего от разрушения приподнятого крыла Боянгольского горста, сформировались бегрединская и джаргинская свиты. С восходящими движениями блока связано и несогласное залегание красноцветной грубообломочной джаргинской свиты по южной окраине гор Ак-Таг, которое имело узкое местное значение.

Наиболее быстро прогибание происходило в Западно-Таннуольском прогибе, где накопилась мощная сероцветная толща живетского яруса, а также красноцветные песчано-гравелитовые верхнедевонские осадки.

Снос материала в прогиб, по-видимому, происходил со стороны его юго-восточного обрамления, влияние же материала, поступавшего с Боянгольской структуры, наблюдается только в соседних с нею участках прогиба.

В предживетское время некоторые мелкие структуры, сформировавшиеся в породах эффузивно-осадочного комплекса, прекратили свое дальнейшее развитие (например, широтные складки района Кара-Суг) и были перекрыты живетскими отложениями, не находя в них никакого отражения. Однако, крупные разломы, заложившиеся в начале девона или несколько раньше, во второй половине девона продолжали свое развитие и оказывали существенное влияние на процессы осадконакопления.

Во второй половине девона на площади Центрально-Тувинского поднятия произошла перестройка структурного плана. Началось возникновение новых форм, не связанных или мало связанных со структурами нижнего девона, — эйфеля.

В формировании новых структур наряду с разломами северо-восточного и широтного простирания большую роль играли разломы северо-западной ориентировки, протягивающиеся со стороны юго-восточного обрамления впадины. Таким образом возникли Кызылджаринская антиклиналь, Кербесская, Барыкская синклинали и другие структуры.

В Западно-Таннуольском синклинальном прогибе в конце девона в связи с разломами появляются такие крупные овалы, как Онкажинская, Актальская и др.

В Хадынском прогибе продолжали свое развитие такие структуры северо-западного направления, как Кочетовская, Меджигейская, Совхозская и другие антиклинали.

Конец девона — начало карбона повсеместно ознаменовался интенсивным накоплением грубообломочных толщ, возникших за счет привноса речными потоками грубого материала как со стороны обрамления Тувинского прогиба, так и за счет разрушения блоковых структур Центрально-Тувинского поднятия.

В начале каменноугольного периода наступил новый этап развития, характеризующийся заметным ослаблением глыбовых движений и прекращением накопления грубых молассовых толщ.

Перед накоплением звенящей свиты карбона на значительной площади наступил перерыв в осадконакоплении. Только в осевой части Западно-Таннуольского прогиба продолжалось непрерывное отложение песчано-гравелитовых толщ.

Конгломераты и песчаники в шивеликское время заполнили все углубления в рельефе, отдельные выступы рельефа были сглажены, после чего центральная часть Тувинского прогиба стала представлять полого-холмистую равнину.

Звенящая свита, по нашему мнению, образовалась в условиях мелководного заболоченного пресноводного бассейна, по периферии которого произрастали лепидодендроны и другие виды каменноугольной флоры.

Отсутствие грубообломочного материала в разрезе звенящей свиты свидетельствует о спокойном тектоническом развитии района в это время. Перемещения по разломам прекратились или имели незначительные размеры. Наибольшее прогибание происходило в осевой части Западно-Таннуольского синклинального прогиба. По направлению к Центрально-Тувинскому поднятию мощности постепенно сокращаются. Уюкская грабен-синклиналь прекратила свое дальнейшее погружение, здесь, как и в Туранском синклинальном прогибе, только местами накопились маломощные осадки карбона.

Во всем разрезе звенящей свиты присутствует большое количество тонких пепловых частиц, нередко встречаются отдельные прослои туфов кислого состава. Однако каких-либо иных следов вулканической деятельности (покровы эффузивов, грубый вулканогенный материал, интрузивные тела) встречено не было. Это обстоятельство заставляет предполагать, что источники пеплового материала располагались на значительном расстоянии от районов Центральной Тувы.

В джаргинское время намечается некоторое погрубение материала — отлагаются краспоцветные песчаники и алевролиты, что, по-видимому, связано с обмелением водоема и установлением континентальных условий.

Более молодые свиты нижнекаменноугольного возраста актальская и молдыхемская отлагались только в наиболее опущенных частях Западно-Таннуольского синклиналичного прогиба. Они характеризуют спокойные условия накопления осадков.

В средне- и верхнекаменноугольную эпоху накопление осадков происходило только в Западно-Таннуольском синклиналичном прогибе. Здесь отлагались сероцветные песчаники и конгломераты, образованные в результате размытия нижнекаменноугольных осадков и подстилающих их пород. Временами накопление грубых осадков сменялось углеобразованием и осаждением тонкого материала. На остальной части прогиба имел место размыт, что связано с постепенными восходящими движениями.

В течение всего пермского и триасового периодов почти на всей площади Тувинского прогиба не происходило осадконакопления. Только в его наиболее прогнутых участках кое-где отлагались пермские образования. История тектонических движений в продолжение этого длительного отрезка времени пока остается недостаточно расшифрованной.

Характер залегания юрских отложений на подстилающих каменноугольных породах указывает, что некоторые структуры в течение перерыва испытывали развитие, унаследованное от среднего палеозоя. Так, в верхнем палеозое район Центрально-Тувинского поднятия испытывал воздымание, что привело к размытию не только каменноугольных, но и более древних пород. Одновременно происходило медленное развитие ряда мелких коробчатых складок, асимметричных антиклиналей и синклиналей и крупных овальных мульд.

Перед накоплением юрских отложений имело место некоторое оживление глыбовых движений, в связи с чем возник резко расчлененный рельеф. Продукты разрушения отдельных горстовых структур в дальнейшем сформировали базальные конгломераты средней юры.

По мнению П. П. Тимофеева (1955), в среднеюрское время на территории Тувы существовал единый водный бассейн, охватывающий не только центральную, но и западную часть Тувы. Грубообломочный материал поступал в него как из внутренних поднятых участков, так и со стороны северного, южного и восточного обрамления.

Для юрского времени характерно появление таких крупных наложенных форм, как, например, Кызыльская юрская мульда. Палеозойская тектоника нашла отражение в юрском чехле в виде резких флексур, асимметричных и угловатых складок, мульд и других структур, повторяющих в общих чертах некоторые палеозойские формы.

После среднеюрской эпохи на всей площади Тувы снова наступил длительный перерыв в осадконакоплении, продолжающийся до настоящего времени. В третичный и четвертичный периоды возобновились интенсивные глыбовые движения. Движения происходили, в основном, по оживившимся старым разломам, но вместе с тем появились и некоторые новые разрывы, с которыми местами связаны излияния молодых базальтов.

Следует отметить, что в третичное и четвертичное время движения по ряду крупных древних разломов приобрели иной знак. Например, в современном рельефе резко приподняты и образуют горные сооружения такие структуры, как Западно-Таннуольский синклиналичный прогиб и Уюкская грабен-синклиналь.

Заключение

Приведенный в работе материал дает возможность охарактеризовать морфологию своеобразных складчато-глыбовых структур, развитых в породах средне-верхнепалеозойского структурного этажа Тувинского межгорного прогиба. На основании изучения морфологии структур, анализа мощностей, фаций, а также перерывов и угловых несогласий удается понять основные закономерности развития глыбовых структур в пространстве и во времени, а также наметить их связь со строением фундамента.

Тувинский прогиб в тектоническом отношении представляет довольно крупную средне-верхнепалеозойскую структуру, сформированную на каледонском складчатом основании. История его формирования отражает последний, заключительный этап развития каледонид юга Сибири, связанный с постепенным их переходом в платформенное состояние, и может соответствовать стадиям развития вторичных и остаточных геосинклинальных систем, выделенных ранее А. В. Пейве и В. М. Синицыным (1950). Общее строение и история Тувинского прогиба имеют много общего с расположенной севернее группой впадин Минусинской котловины. Он, как и впадины Минусинской котловины, приурочен к району виргации каледонских структур Алтае-Саянской складчатой области, причем все впадины Минусинской котловины, Западного Саяна, Тувы, а также молодые впадины Монголии расположены как бы на одной оси, ориентированной в северо-северо-западном направлении и секущей структуры фундамента.

В составе средне-верхнепалеозойских отложений Тувинского прогиба выделяется несколько крупных литологических комплексов пород, отражающих основные стадии ее развития в палеозое:

1. Комплекс морских терригенно-карбонатных отложений силурийского возраста; в северо-западной части впадины в его состав также включаются неметаморфизованные верхнеордовикские образования. В основании комплекса располагаются конгломераты, сменяющиеся выше кварцево-полевошпатовыми песчаниками, а затем флишеидными толщами известковистых сланцев, алевролитов и органогенных известняков. Породы окрашены в серые и зеленовато-серые тона и только в верхах комплекса появляются красные окраски. Для комплекса характерно широкое развитие карбонатных пород; цемент песчаников и конгломератов обычно карбонатный. Комплекс охарактеризован довольно разнообразной морской эндемичной фауной, развитой и в соседней Монголии.

Мощность комплекса в центральных районах Тувы равна 1500—2000 м, в юго-западной части прогиба — превышает 5 км.

2. Эффузивно-осадочный комплекс ($D_1—D_2^1$) сложен чередующимися разнообразными вулканогенными образованиями с песчаниками, конгломератами и алевролитами, окрашенными обычно в красные и бурые тона. Вулканогенные породы в основании комплекса представлены диабазовыми порфиритами, в средней части комплекса появляются альбитизированные порфириты, спилиты и мощные экстрезии кварцевых кератофигов. В верхах комплекса вулканогенные породы играют резко подчиненную роль.

Из осадочных пород первостепенное значение имеют красные песчаники, конгломераты и алевролиты, формирование которых связано с разрушением внутренних поднятий прогиба. В составе песчаников присутствует большое количество пирокластических пород кислого, основного и среднего состава. В песчано-сланцевых породах развиты псевдоморфозы по каменной соли, следы усыхания дна водоема, волно-

прибойные знаки. Характерна крайняя фациальная изменчивость вулканогенных и осадочных толщ.

Мощность комплекса в ряде мест достигает 3—5 км.

Органические остатки (псилофиты, рыбы и остракоды), а также общий облик пород свидетельствуют о том, что формирование комплекса происходило в лагуно-континентальной обстановке.

3. Красноцветно-терригенный комплекс (D_2^2 — D_3) представлен осадочными породами; вулканогенные образования отсутствуют, исключая отдельные прослои туфов и туффитов. Преобладают песчаники, конгломераты и гравелиты, окрашенные в бурые и красные тона; подчиненное значение имеют отдельные не выдержанные по простиранию толщи сероцветных мергелей, пелитоморфных известняков и аргиллитов, содержащих остатки филлопод, рыб и растений.

Главными обломочными компонентами терригенных пород, наряду с кварцем и полевыми шпатами, как и в эффузивно-осадочном комплексе, являются пирокластические частицы, а также частицы метаморфических пород.

Для комплекса характерна повышенная карбонатность пород, что выражается не только в появлении прослоев и линз известняков и мергелей, но и в широком развитии песчаников с карбонатным цементом. Фациальная изменчивость пород весьма значительна, но несколько меньше, чем в подстилающем комплексе. Мощность достигает 1500—2000 м.

4. Туфогенный сероцветный комплекс (C_1) состоит из частого переслаивания окремневших песчаников, алевролитов, известняков и мергелей с туфами кислых эффузивов, туффитами и туфопесчаниками. Пепловый материал в виде иглоподобных и серповидных частиц, замещенных нередко анальцимом, присутствует в песчаниках, алевролитах и известняках. Пепловые частицы обычно не превышают в длину 0,1—0,2 мм, крупные пирокластические обломки отсутствуют. Все породы испытали значительное окремнение. Цемент песчаников опалово-халцедоновый, но нередко отмечается анальцимовый или даже фосфатный цемент. В отдельных разностях песчаников количество P_2O_5 достигает 8—10%. Помимо пепловых частиц, кварца и полевых шпатов, для песчаников характерно присутствие эпидота, апатита, циркона, граната и турмалина.

Повсеместно присутствуют остатки папоротникообразных растений и отпечатки рыб. Мощность комплекса 800—1200 м. Его формирование происходило в сравнительно спокойной обстановке, причем наибольшие мощности накопились в юго-западной части прогиба. Отсутствие покровов эффузивов и грубого кластического материала указывает, что тонкий пепловый материал принесен из соседних районов с активной вулканической деятельностью.

5. Угленосный комплекс (C_{2+3}), имеющий небольшое распространение, отражает последний этап развития Тувинского межгорного прогиба в палеозое. Он представлен сероцветными песчаниками, конгломератами и алевролитами, заключающими пласты угля рабочей мощности. Мощность комплекса до 350 м. Сходный ряд литологических комплексов, выделяемых в Тувинском прогибе, за исключением его нижнего члена, прослеживается и в Минусинском прогибе, где на складчатом фундаменте, сложенном преимущественно нижним кембрием, залегает эффузивно-осадочный комплекс нижнего девона — эйфеля. Эффузивные породы комплекса в нижней части представлены лабрадорowymi порфиритами, сменяющимися выше базальтами и диабазами. В юго-западном участке Минусинского прогиба присутствуют альбитизирован-

ные диабазы и спилиты, что характерно и для Западно-Таннуольского синклинального прогиба Тувы. Однако кислые эффузивы в Минусинском прогибе развиты слабо. Мощность достигает 3000—5000 м. В Усинской впадине, занимающей промежуточное положение между Тувинским и Минусинским прогибами, по нашим данным, внизу залегает комплекс морских терригенно-карбонатных пород силура общей мощностью около 800—1200 м, в составе которых, однако, развиты и красноцветные толщи. Он трансгрессивно перекрывает резко дислоцированные зеленые сланцы верхнего кембрия — ордовика осевой части Западно-Саянского синклинория.

Вулканогенный комплекс девона в Усинской впадине достигает мощности в 1500 м; в нижней части он сложен диабазовыми порфиритами, а в верхней части — кварцевыми порфирами. Осадочные образования в его составе отсутствуют.

Красноцветно-терригенный комплекс Минусинской котловины имеет заметное сходство с одноименным комплексом Тувы. Как и в Туве, по периферии прогиба и на его внутренних поднятиях комплекс залегает несогласно, тогда как в наиболее опущенных участках прогиба несогласие отсутствует. В составе комплекса выделяется ряд свит (илеморовская, кохайская), которые по литологическим признакам и содержащимся в них органическим остаткам могут отчасти соответствовать некоторым свитам Тувы. Однако, отдельные свиты не находят аналогов в Тувинском прогибе, как, например, бейская свита, содержащая остатки морской фауны. Мощность комплекса в Минусинском прогибе достигает 1500—2500 м.

В Усинской впадине мощность красноцветно-терригенного комплекса составляет 1200—1500 м, повсеместно на подстилающих породах комплекс залегает с угловым несогласием, а в его основании прослеживается 5—10-метровый пласт темно-серых окремнелых известняков. В составе комплекса преобладают красноцветные песчаники, гравелиты и конгломераты, сероцветные песчаники и известняки играют резко подчиненную роль.

В Минусинской котловине развит также туфогенный сероцветный комплекс карбона, мощность которого достигает местами 2000 м. В его составе присутствуют туфы, туффиты и туфопесчаники, чередующиеся с песчаниками и известняками. Породы комплекса претерпели окремнение, альбитизацию и окварцевание.

Угленосный комплекс в Минусинской котловине имеет более широкое распространение, чем в Туве. Его мощность составляет 1000—1200 м. Сложен он также песчано-глинистыми породами с отдельными пластами угля рабочей мощности.

Таким образом, в Минусинской котловине присутствуют те же комплексы, что и в Туве, за исключением самого нижнего. Мощность средне-верхнепалеозойских толщ, выполняющих впадины Минусинской котловины, местами достигает большой величины. Так, по данным комплексных геофизических исследований, мощность средне-верхнепалеозойского чехла в центральной части Южно-Минусинской впадины составляет около 5000—7000 м; в северном направлении его мощность заметно уменьшается.

В Тувинском прогибе следует ожидать еще больших мощностей, особенно в Западно-Таннуольском синклинальном прогибе, где, помимо девона и карбона, присутствуют мощные силурийские накопления. Однако едва ли будет правильно предполагать, как это иногда делают, исходя из суммарной мощности средне-верхнепалеозойских отложений, что в юго-западной части впадины фундамент погружен на глубину 15—20 км.

Недавние работы И. В. Лучицкого (1957, 1959) показали, что впадины Минусинской котловины в девонском периоде объединялись в единый меридиональный межгорный прогиб, осложненный приблизительно широтно ориентированными антиклинориями. По предположениям И. В. Лучицкого, прогиб на юге ограничивался Западно-Саянским антиклинорием. Однако большое сходство разрезов и органических остатков среднего и верхнего палеозоя Центральной Тувы и южных районов Минусинской котловины, а также отсутствие достаточно резких фациальных изменений некоторых девонских свит Южно-Минусинской впадины у своих южных границ и наличие довольно мощных вулканогенных морских и красноцветных толщ силура и девона в горных районах Западного Саяна заставляют предполагать, что Минусинский прогиб был связан с Тувинским прогибом через одновозрастные впадины и прогибы Горного Алтая.

Тувинский прогиб, как и Минусинский прогиб, являются в общем структурами, наложенными на каледонское складчатое основание, хотя многие черты тектоники фундамента в них проявляются весьма резко. Так, например, современная форма впадин и их ориентировка определяется структурой каледонского фундамента.

Элементы унаследованности, как подчеркивал Н. С. Зайцев (1954, 1957), от раннекаледонского этапа развития значительно более отчетливо проявляются в Тувинском прогибе. Вдоль его северо-западного борта наблюдается совпадение простираций основных структур прогиба со структурами Западно-Саянской складчатой зоны. Возрастной интервал между породами фундамента и выполняющими прогиб толщами здесь сравнительно невелик. Однако по юго-восточному борту структуры прогиба секут структурный план пород фундамента почти под прямым углом и накладываются на него. Возрастной интервал между породами прогиба и фундамента здесь значительно больше, чем вдоль северо-западного борта.

Формации, участвующие в строении отложений, выполняющих Тувинский прогиб, резко отличаются от формаций, образовавшихся в основную стадию развития каледонской геосинклинали Тувы. Так, для кембрия характерно исключительное развитие морских отложений, среди которых могут быть выделены формации граувакково-сланцевая, рифовых и пелитоморфных известняков, спилитовая. Все породы метаморфизованы и включают крупные батолитические тела гранитов.

В заключительные стадии развития каледонской геосинклинали Тувы произошло существенное изменение условий осадкообразования. В прогибах накопились мощные континентальные, лагунно-континентальные, прибрежно-морские и вулканогенные образования, осадочные толщи которых возникли почти исключительно за счет разрушения внутренних поднятий. Крупные интрузивные тела отсутствуют, характерны гипабиссальные и жильные тела гранитоидов, а также дайки основного состава. Здесь могут быть формации: терригенных прибрежно-морских известковистых пород; эффузивно-красноцветная, в нижней половине которой первостепенное значение имеют базальты, а в верхней — кварцевые порфиры; красноцветная формация лагунных и континентальных отложений и угленосная формация верхнего палеозоя и мезозоя.

Дислокации, развитые в породах средне-верхнепалеозойского структурного этапа, также морфологически заметно отличаются от структур фундамента. Для них характерны угловатые, коробчатые и флексуриобразные складки, т. е. такие морфологические формы, которые находятся в неразрывной связи с разломами, тогда как для фун-

даменты свойственны длинные, нередко линейные складки, происхождение которых, в конечном счете, тоже связано с разломами, но механизм и условия формирования совершенно иные. Если по морфологии структуры резко отличны друг от друга, то в ориентировке внутренних структур прогиба наблюдается некоторая унаследованность, заключающаяся в совпадении направлений средне-верхнепалеозойских разломов и связанных с ними тектонических форм с общим простираем дислокаций фундамента.

Таким образом, можно говорить о значительной унаследованности в ориентировке прогиба и его внутренних структур, но нельзя говорить об унаследованности тектонических форм и тектонических движений.

Глыбовая тектоника в Алтае-Саянской складчатой области проявилась в раскалывании каледонского складчатого основания на отдельные, нередко длинные и узкие блоки, обычно ориентированные согласно со складчатостью фундамента.

Средне-верхнепалеозойские и мезозойские толщи образуют складки облекания блоковых структур фундамента, причем границы отдельных блоков фундамента нередко выражаются без разрыва сплошности слоев, посредством флексур. Однако в Тувинском прогибе вследствие большой амплитуды перемещения отдельных блоков средне-верхнепалеозойские образования также нарушены разрывами.

Очень часто разломы затрагивают только породы эффузивно-осадочного комплекса, который является относительно более жестким, нежели вышележащие осадочные породы девона, карбона и юры, отражающие подобные разломы флексуобразными перегибами слоев.

Ряд структур характеризуется асимметричным строением, что связано с неравномерным движением отдельных блоков, когда одна из сторон блока оказывается приподнятой выше, чем противоположная.

Длительное развитие блоковых структур придает им сложное строение; так например, асимметрия структур выражается не только в их морфологии, но и в асимметричном распределении фаций, мощностей, а также перерывов и угловых несогласий.

Строение Тувинского прогиба неоднородно, так как внутри него прослеживается ряд положительных структур глыбового характера, в ядрах которых на поверхность выходят породы фундамента. Подобные крупные структуры, осложняющие прогиб, имеют характер горст-антиклинальных поднятий. Поднятия разделяют межгорный прогиб на ряд синклиналильных прогибов, внутри которых мощность средне-верхнепалеозойских образований особенно велика. С момента возникновения синклиналильных прогибов, т. е. в конце ордовика — начале силура, началось оформление Тувинского межгорного прогиба. На фоне поднятий располагаются типично глыбовые структуры, появившиеся в начале девона — горст-антиклинали и грабен-синклинали. Наконец, в юрское время начали оформляться мезозойские наложенные структуры, приближающиеся по своему строению к платформенным впадинам.

Рассматривая строение крупных внутренних структур Тувинского прогиба, мы отмечаем их непосредственную связь с длительно развивавшимися расколами фундамента. Прослеживая более мелкие складки, осложняющие крупные структуры, также удастся установить их связь с разрывными нарушениями. Расколы фундамента нередко в покрывающем их чехле проявляются в форме флексуобразных изгибов слоев.

Разрывные нарушения придают своеобразные морфологические черты складчатым формам. Последние имеют либо резко асимметричные или угловатые очертания, либо ограничены разрывами со всех

сторон. К таким складкам относятся: 1) угловатые и коробчатые складки, 2) резко асимметричные удлиненные антиклинали и синклинали, 3) асимметричные брахиантиклинали и 4) ограниченные разломами овалы мульды.

Крупные и мелкие тектонические формы Центральной Тувы имеют большое морфологическое сходство со структурами, развитыми во впадинах Минусинской котловины, которые довольно подробно изучены И. В. Луциким (1956, 1957), В. Н. Красильниковым и А. А. Моссаковским (1955).

И. В. Луцкий (1957), описывая отдельные впадины, отмечает неоднородность их строения и указывает, что внутри впадин обнаружи-

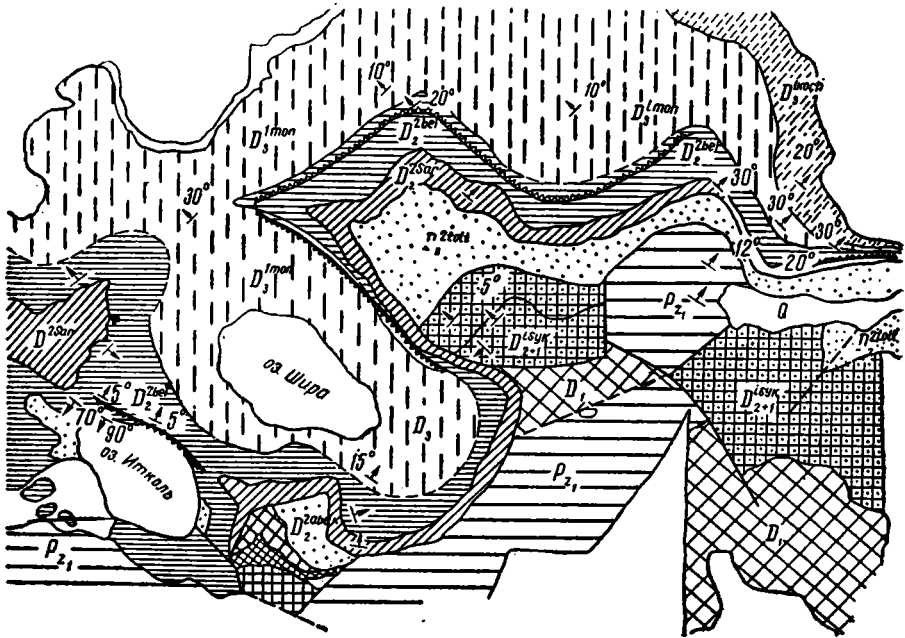


Рис. 28. Геологическая карта участка Иткольской и Ширинской синклиналей и Арамчакской коробчатой антиклинали (по Б. Н. Красильникову и А. А. Моссаковскому).

ваются участки длительного прогибания (синклинальные прогибы) и поднятия, разграниченные друг от друга разломами или зонами разломов.

Особенно хорошо связь складчатых структур с разломами выражена в северных впадинах Минусинского прогиба (Чебаково-Балахтинская и Назаровская), где мощность чехла средне-верхнепалеозойских отложений значительно меньше, чем в южных участках прогиба. Здесь выделяются типичные коробчатые и угловатые складки, в строении которых принимают участие флексуры и разломы нескольких направлений (например, Арамчакская коробчатая антиклиналь (рис. 28), асимметричные антиклинали и синклинали, например, Джеримо-Карасукская и Марская синклинали, разделенные Терешешской антиклиналью (рис. 29). Довольно широкое развитие имеют чашеобразные мульды, ограниченные не разломами, характерными для Тувы, а флексурами (Черноозерская, Ширинская и др. (рис. 30).

В Минусинском прогибе, как и в Туве, широко развито пересечение разломов северо-западной и юго-восточной ориентировок, что и

приводит к появлению коробчатых и угловатых складок, аналогичных, например, Кызылджардинской антиклинали Тувы.

Б. Н. Красильников и А. А. Моссаковский также подчеркивают зависимость между формой и положением средне-верхнепалеозойских впадин и структурным планом каледонского фундамента.

В западной части Центрального Казахстана, в районе Сарысу-Тенизского водораздела, А. А. Богдановым (1954) и Ю. А. Зайцевым (1957) описана своеобразная зона среднепалеозойских глыбовых структур северо-западного простирания, наложенная на меридионально простирающиеся линейные структуры каледонского складчатого фундамента. Эта зона характеризуется широким развитием горст-антикли-

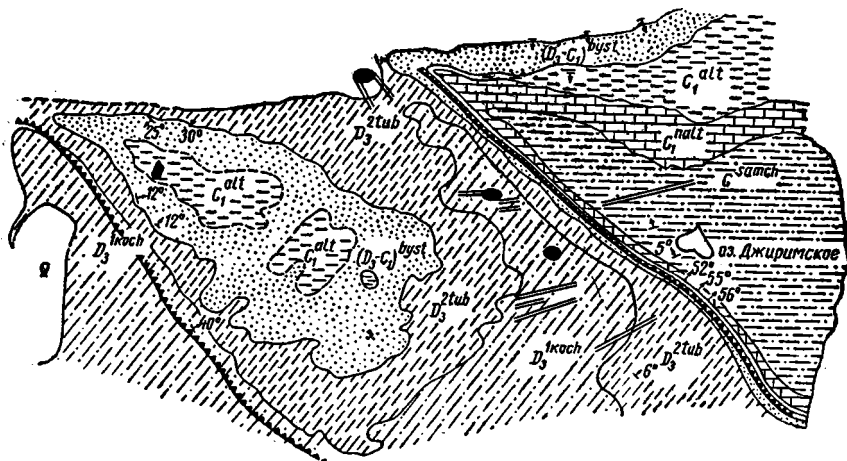


Рис. 29. Геологическая карта асимметричной Тергешской антиклинали, разделяющей Джарим-Карасукскую и Марскую синклинали (по Б. Н. Красильникову и А. А. Моссаковскому)

налей и грабен-синклиналей, нередко асимметричных; горст-антиклинали сложены вулканогенными толщами нижнего девона — эйфеля и подстилающими их породами нижнего палеозоя и докембрия. Грабен-синклинали выполнены мощными накоплениями девонско-каменноугольного возраста. Отдельные грабены прослеживаются на протяжении 100—150 км при ширине от 5 до 20 км; они имеют плоские днища и крутые крылья.

Помимо горстов и грабенов, в северных участках Сарысу-Тенизской зоны известны плоские овальные мульды с интенсивно нарушенными крыльями, напоминающие некоторые мульды Тувы.

Вблизи крупных разрывов в Сарысу-Тенизской зоне наблюдаются небольшие незамкнутые складки типа структурных носов, сходные с Эрбекской или Совхозской антиклинальными складками в Туве.

В Кингирской зоне западной части Центрального Казахстана развиты брахискладки, характеризующиеся асимметрией в связи с осложнением их южных крыльев флексурами или разломами.

Таким образом этот краткий сравнительный анализ показывает, что для каледонид юга Сибири и для каледонской части Центрального Казахстана характерны близкие по своей морфологии складчато-глыбовые формы, появление которых закономерно для последних этапов развития указанных структурных зон.

Для средне-верхнепалеозойских структур Тувинского прогиба, как уже отмечалось, наблюдается определенная связь со строением ниже-

палеозойского фундамента, что выражено в частом совпадении простираний внутренних структур прогиба и фундамента. Что касается разломов, расчленивших фундамент на ряд глыб, то они далеко не безразлично относились к структурному плану пород фундамента, а в значительной мере наследовали его простирания. И там, где прямолинейная ориентировка складок фундамента выдержана на значительном

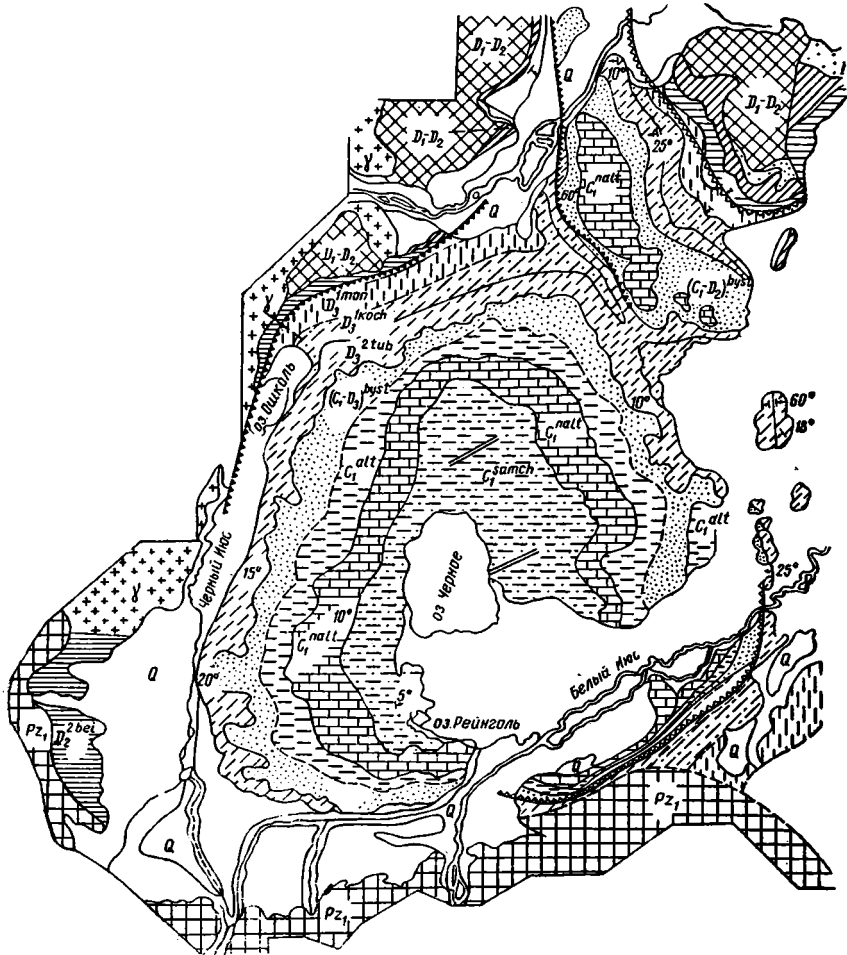


Рис. 30. Геологическая карта Черноозерской мульды (по Б. Н. Красильникову и А. А. Моссаковскому)

расстоянии, разломы идут по простиранию или секут его под небольшими углами. Однако в участках резких ветвлений структур фундамента разломы пересекают их уже под значительными углами.

Поэтому внутреннее строение средне-верхнепалеозойских тектонических форм, развитых на линейно-вытянутых структурах фундамента сравнительно просто; для таких участков характерно небольшое количество продольных разломов и связанных с ними флексур, асимметричных складок и брахиструктур (Туранский синклиальный прогиб, Усинская, Уйменская впадины). Значительно более сложное строение имеют те средне-верхнепалеозойские тектонические формы, которые приурочены к участкам ветвления структур основания. Примером подобных

структур является Центрально-Тувинское поднятие, разделенное многочисленными разломами северо-западного и северо-восточного направления на ряд блоков, внутри которых выделяются очень сложные угловатые и коробчатые складки.

История формирования и развития глыбово-складчатых структур Тувы до сих пор различными исследователями рассматривалась по-разному. Одни считают, что в их образовании первостепенную роль играли фазы складчатости, другие полагают, что глыбовая тектоника является результатом третичных и четвертичных горообразовательных движений, третьи указывают на незначительную интенсивность средне-верхнепалеозойских тектонических движений вообще.

Имеющиеся материалы не позволяют согласиться с отмеченными точками зрения. Установлено, что глыбовые структуры характеризуются длительным непрерывным, хотя и неравномерным развитием, начавшимся в конце нижнего палеозоя и продолжающимся вплоть до наших дней.

Анализ мощностей, фаций, перерывов и угловых несогласий, а также морфология структур показывают, что Тувинский прогиб был заложен в конце орловика — начале силура. В конце силура — начале девона в нем с особой силой проявилась глыбовая тектоника, когда многочисленные разрывные нарушения раскололи всю его территорию на множество отдельных блоков, испытывавших длительное, но неравномерное взаимное перемещение, что оказывало решающее значение на распределение мощностей, фаций, перерывов и угловых несогласий.

Вдоль важнейших разломов проникают продукты вулканической деятельности. Так, к границе Центрально-Тувинского поднятия и Западно-Тагнуольского синклинали прогиба приурочены огромные массы диабазовых порфиритов, кератофиров, спилитов и кварцевых порфиров, а также мелкие интрузии кислых пород и многочисленные дайки.

В девонском периоде такая структура, как Центрально-Тувинское поднятие, раскололась на ряд блоков; некоторые из них (грабен-синклинали) опускались и интенсивно заполнялись грубообломочными накоплениями, поступающими с относительно приподнятых и морфологически выраженных в виде уступов бортов отдельных горстов.

Так, Боянгольский горст в течение девонского периода испытывал непрерывное и неравномерное относительное поднятие вдоль длительно живущих разломов. Одновременно он являлся местным поставщиком грубообломочного материала в соседние отрицательные формы.

Этот горст имеет асимметричное строение, что характерно также для многих других блоковых структур Тувы. При его асимметричном строении и неравномерном развитии одно из крыльев блока приподнималось и надвигалось на опущенное крыло соседнего блока, вызывая дислокации каменноугольных и юрских пород, которые то разорваны, то испытывают только резкие флексуобразные изгибы слоев.

В связи с тем, что формирование глыбовых структур происходило длительно, амплитуда перемещения по разломам вверх по разрезу убывает не только за счет затухания разломов, но и потому, что более молодые породы испытали меньшую длительность перемещения вдоль той или иной зоны разлома. В результате длительного развития структур вдоль приподнятого крыла блока появляются местные размывы и угловые несогласия, а мощность осадков, по сравнению с опущенным крылом, заметно сокращается.

В продолжение девонского периода амплитуда глыбовых движений достигала большой величины. Особенно интенсивные движения, со-

проявлявшиеся вулканической деятельностью, имели место в нижнем девоне — эйфеле, когда Боянгольский горст приподнялся относительно дна Западно-Таннуольского прогиба, по крайней мере, на 7000—8000 м. В значительной мере ослабленные глыбовые движения продолжались в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. За это длительное время глыбовые структуры сильно усложнились, а район Центрально-Тувинского поднятия испытал неоднократные перестройки, что придало ему особую сложность строения.

Наряду с унаследованным характером развития большинства структур, в кайнозое проявились глыбовые движения с обратным знаком, что привело к появлению современных горных хребтов на месте Западно-Таннуольского синклинального прогиба и Уюкской грабен-синклинали.

Закономерные изменения мощностей и фаций у границ ряда глыбовых структур свидетельствуют, что перемещение глыб происходило непрерывно в течение длительного промежутка времени, охватывающего иногда несколько геологических периодов. Однако глыбовые движения были неравномерными, так как периоды интенсивных движений, создающих расчлененный рельеф, приводивший к накоплению мощных грубообломочных толщ, сменялись заметным ослаблением движений, сопровождавшихся отложением сравнительно тонкозернистых и карбонатных осадков и не резким изменением мощностей и фаций.

Периоды интенсивных движений блоковых структур вряд ли можно отождествлять с фазами складчатости, так как их длительность значительна и может быть легко измерена геологическими методами.

В истории формирования средне-верхнепалеозойских структур Центральной Тувы намечается три основных этапа.

Первый этап охватывает верхний ордовик — силур. В этот период происходит зарождение Тувинского межгорного прогиба, начавшееся с заложения крупных синклинальных прогибов и их заполнения мощными толщами карбонатно-терригенных морских осадков.

Во втором этапе, продолжавшемся в течение девонского периода, с особой силой проявились глыбовые движения, сопровождавшиеся в начале интенсивной вулканической деятельностью. Поднятия и синклинальные прогибы в это время распадаются на ряд крупных блоковых структур, перемещение которых привело к образованию асимметричных складок, флексур и разнообразных угловатых, коробчатых и овальных форм.

В это время в Тувинском прогибе накапливаются мощные континентальные, лагунно-континентальные и вулканогенные образования. В начале этапа изливаются базальты, сменившиеся затем экструзиями кислого состава. Длительное, но неравномерное развитие блоковых структур вызвало сложные изменения мощностей и фаций и способствовало появлению многочисленных перерывов и угловых несогласий в выполняющих прогиб отложениях.

Третий этап развития начался с карбона. К этому времени глыбовые движения заметно ослабли, а вулканическая деятельность в районе совсем прекратилась. Осадконакопление сосредоточилось в отдельных пресноводных бассейнах, где отлагались в основном тонкозернистые породы, а временами происходило углеобразование.

В юрское время возникают структуры, по своей форме приближающиеся к платформенным. В третичное и четвертичное время произошло оживление глыбовых движений, причем движения по некоторым разломам приобрели иной знак.

ЛИТЕРАТУРА

- Адрианов А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное в 1881 г. по поручению Русского географического общества. Зап. Русск. геогр. общ. по общей геогр., 1888, 11.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Астрова Г. Г. О родовых комплексах мшанок в силурийских отложениях Советского Союза. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, № 3.
- Баженов И. К. Западный Саян. Л., изд. АН СССР, 1934.
- Богданов А. А. Несогласия; их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. Сов. геол., 1954, сб. 41.
- Бурьянова Е. С. Анальцимовые осадочные породы из Тувы. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 2.
- Варенцов И. М. К стратиграфии среднедевонских отложений Тувы. Докл. АН СССР, 1955, 104, № 3.
- Варенцов И. М. Стратиграфия, литология, фации среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. Диссертация на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М., 1956. Фонды б-ки Отд. геол.-геогр. наук АН СССР. Рукопись.
- Варенцов И. М. О песчаных породах девона Тувинского прогиба и вопросах их классификации. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, № 3.
- Дорошко С. М. Формирование некоторых локальных структур Минусинской депрессии. Докл. АН СССР, 1957, 114, № 3.
- Еремеев В. П. К характеристике интрузий Центральной Тувы. Докл. АН СССР, 1949, 67, № 3.
- Еремеев В. П. Интрузии центральной части Тувы и связанные с ними контактные процессы. Труды Института геол. наук АН СССР, 1950, вып. 107, петрогр. сер., № 31.
- Зайцев Н. С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола. Докл. АН СССР, 1947, 57, № 9.
- Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.
- Зайцев Н. С., Сажина В. В. Кайнозойские базальты в зоне Саяно-Тувинского глубинного разлома (Тува). Докл. АН СССР, 1958, 118, № 1.
- Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, № 1.
- Клидин К. А. Тектоническое строение центральной части Тувинской межгорной впадины. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 7.
- Клидин К. А. Об особенностях развития некоторых герцинских структур Тувы. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 2.
- Красильников В. Н., Моссаковский А. А., Суворова В. С. Тектоническое строение северной части Минусинской котловины и опыт применения некоторых комплексных методов ее изучения. Сов. геол., 1955, сб. 42.
- Кудрявцев Г. А. 1. О нижнем силуре Западного Саяна. Докл. АН СССР, 1949, 67, № 4.
- Кудрявцев Г. А. 2. Область сопряжения Зап. Саяна и Тувы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, № 6.

- Кудрявцев Г. А. Еще об области сопряжения Западного Саяна и Тувы. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, № 1.
- Кузнецов В. А. Новые данные по геологии Западного Саяна (серпентиновый пояс Саян). Вестн. Зап. Сиб. геол.-гидро-геодез. треста, 1934, вып. 2.
- Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
- Кузнецов В. А. 1. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы. Докл. АН СССР, 1948, 60, № 2.
- Кузнецов В. А. 2. Тектоника Западной Тувы на стыке с Горным Алтаем. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
- Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и положение ее в структуре Алтае-Саянской горной системы. Докл. АН СССР, 1949, 64, № 4.
- Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
- Кузнецов В. А. Южные районы Алтае-Саянской горной области. Тр. Лабор. геол. докембрия, 1952, вып. 1.
- Кузнецов В. А. Стратиграфическое положение гипербазитов Тувы и Западного Саяна. Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, 74, вып. 1.
- Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: Вопросы геологии Азии, том 1, М., изд. АН СССР, 1954.
- Кузнецов В. А. Принципы построения формационно-стратиграфической схемы Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. 1, Новосибирск, 1955.
- Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности их появления. Докл. АН СССР, 1949, 65, № 1.
- Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1938. (Тр. Монгольск. ком. № 26. Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 2).
- Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы. Докл. АН СССР, 1950, 75, № 2.
- Левенко А. И. О возрасте соленосных отложений района горы Туз-Таг (Тува). Изв. АН СССР, сер. геол., 1955, № 3.
- Левенко А. И. Новые данные о возрасте галогенных отложений Тувы (девон). Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 5.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. О находке фауны в эффузивно-осадочных отложениях юго-восточного борта Тувинского межгорного прогиба. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 2.
- Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. М., изд. АН СССР, 1956. (Тр. Тувинской компл. экспедиции, вып. 4).
- Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области. Сов. геол., 1955, сб. 46.
- Лучицкий И. В. О соотношении флексур с разломами и складками. Геол. сб. Львовск. геол. общ., 1956, № 2—3.
- Лучицкий И. В. 1. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Диссертация на соискание уч. степени докт. геол.-мин. наук. М., изд. АН СССР, 1957.
- Лучицкий И. В. 2. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, № 2.
- Маслов В. П. О составе кембрийских отложений Центральной Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.
- Маслов В. П. Происхождение и возраст хр. Танну-Ола и Убсанурской котловины (Южная Тува). Землеведение, 1948, 2 (42).
- Маслов В. П. Происхождение кембрийских известняков Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, № 2.
- Матросов П. С. О находке спор кардаитов верхнепермского возраста в соленосных отложениях Туз-Тага. Докл. АН СССР, 1954, 95, № 3.
- Мелешенко В. С. О некоторых вопросах стратиграфии девонских отложений Минусинской котловины. В кн. Палеонтология и стратиграфия. М., Госгеолиздат, 1953.
- Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Танну-Тувинской Народной Республики. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1936, 5.
- Нейбург М. Ф. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Тувы. Докл. АН СССР, 1950, 74, № 3.
- Новожилов Н. И. 1. Древние двустворчатые листоногие ракообразные полиграптины из девона нижнего течения р. Южный Торгалык. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 1.
- Новожилов Н. И. 2. Новый вид двустворчатых листоногих ракообразных *Ulughetia* и его стратиграфическое значение. В кн. Вопросы геологии Азии, т. 2, М., изд. АН СССР, 1955.

- Новожилов Н. И., Варенцов И. М. Новые *Conchostraca* из живетского яруса Тувы. Докл. АН СССР, 1956, 110, № 4.
- Обручев В. А. Естественные богатства Танну-Тувинской республики и степень изученности последней. Новый Восток, 1926, № 13—14.
- Обручев Д. В. Цефаласпиды из нижнего девона Тувы. Докл. АН СССР, 1956, 106, № 5.
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезокайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки и Аравии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.
- Пейве А. В., Силицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Первухина А. Е. и Дробинина Н. Я. Карбонатные породы Тувинской автономной области. М., изд. АН СССР, 1955 (Тр. Тувинск. компл. экспедиции, вып. 1).
- Петрусевич М. Н. Геолого-съёмочные и поисковые работы на основе аэрометодов. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Потанин Г. Н. Очерки Северо-Западной Монголии, вып. 3. СПб., изд. Русск. геогр. общ., 1883.
- Рафиенко Н. И. Об ордовикском возрасте пород в районе поселка Кызык-Чадр в Тувинской автономной области. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 3.
- Ротараш И. А., Чумаков А. А. Габбро-гранофировая ассоциация из южной части центральной Тувинской впадины. Уч. зап. Кишиневск. гос. унив., 1955, 19.
- Сивов А. Г. О «нижнем силуре» Западного Саяна. Изв. Томск. индустр. ин-та, 1944, 62, вып. 1.
- Сивов А. Г. Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. Горно-геол. ин-та Зап. Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Стратиграфический словарь СССР. Под ред. Б. К. Лихарева. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Теодорович В. И. Центрально-Тувинская антиклиналь, Докл. АН СССР, 1949, 68, № 3.
- Теодорович В. И. О следах молодой интрузивной деятельности в Центральной Туве. Докл. АН СССР, 1953, 91, № 3.
- Тимофеев П. П. 1. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, 1953, 92, № 2.
- Тимофеев П. П. 2. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы. Докл. АН СССР, 1953, 93, № 2.
- Тимофеев П. П. О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадана Западной Тувы. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 6.
- Унксов В. А. Верхнепалеозойские угленосные отложения Тувы. Докл. АН СССР, 1949, 64, № 3.
- Флоренсов Н. А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин Байкальского типа. В кн. Вопросы геологии Азии, т. 1. М., изд. АН СССР, 1954.
- Чернышев Б. Б. 1. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1937 (Тр. Монгольск. ком., № 29, Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 5).
- Чернышев Б. Б. 2. Силурийские и девонские *Tabulata* Монголии и Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1937. (Тр. Монгольск. ком., № 30. Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 6).
- Чернышева Н. Е. Силурийские и девонские трилобиты Монголии и Тувы. М.—Л., изд. АН СССР, 1937 (Тр. Монгольск. ком., № 28. Мат. экспед. геол. отряда под руковод. И. П. Рачковского, вып. 4).
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
- Шатский Н. С. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 1.
- Шмальгаузен И. Ф. Об отпечатках растений, собранных А. В. Адриановым. Зап. Русск. геогр. общ. по общей географии, 1888, 11 (Прил. к книге Адрианова А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны).
- Hausen H. Outlines of the physiographical development of the Northern part of the Sino—Siberian continental area. В кн. Comptes rendus de la XIII session du Congrès Geologique International, fasc. 2. Liège, 1925.
- Hausen H. The upper Jenissei drainage area (Territory of Uriankhai). Acta Geographica, Helsingfors, 1927, № 1.
- Hausen H. Geological outlines of Uriankhai or the Tannu—Tuva Republic. Geografiska Annaler, Stockholm, 1935, Arg. 17.
- Hausen H. Geologie und Bodenschätze von Tannu—Tuva (Urjanchai). Zs. f. prakt. Geol., 1938, Jahrg. 46, H. 12.
- Maas W. La geologie du Touva (Siberie) d'apres des travaux sovietiques recentes. Bull. Soc. Geol. de France, 6-me ser., 1952, 2, fasc. 4/6.
- Merisuo A. K. Itineratien und Landschafts Profile J. G. Grandös aus Uranchai (Tannu-Tuva) und der Nordmongolei. Helsinki, 1938.

Цена 7 р. 20 к.