

ФОНДЫ
Геологического института
Академии наук СССР
ИНВ. № _____



Н. Г. МАРКОВА

СТРАТИГРАФИЯ
НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО
ПАЛЕОЗОЯ
ЗАПАДНОЙ
МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

**ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ**

**ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ**

**ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОН
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН**

**ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR**

**ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR**

**ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE**

GEOLOGICAL INSTITUTE

Н. Г. МАРКОВА

МОНГОЛЫН БАРУУН ХЭСГИЙН ДООД—ДУНД ПАЛЕОЗОЙН ХУРДСНЫ СТРАТИГРАФИ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 12

ЭРЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ ШУА-ийн сур.-гншүүн *Б. Лувсанданзан*,
академич *А. Л. Яншин*, академич *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*,
академич *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Төмөртогтоо*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ
академич *В. В. Меннер*

1975

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

Н. Г. МАРКОВА

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 12

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Н. С. Зайцев, член-корреспондент АН МНР Б. Лувсанданзан,
академик А. Л. Яншин, академик В. В. Меннер, В. Г. Гербова,
академик А. В. Пейве, П. П. Тимофеев, О. Томуртогоо*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик В. В. Меннер

1975

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

N. G. MARKOVA

STRATIGRAPHY OF THE LOWER AND
MIDDLE PALEOZOIC
OF WEST MONGOLIA

JOINED
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 12

Editorial board:

N. S. Zaitsev, corresponding member of the MPR Academy of Sciences
B. Luvsandansan, academician
A. L. Yanshin, academician
V. V. Menner, *V. G. Gerbova*, academician
A. V. Peive, *P. P. Timofeer*,
O. Tomurtogoo

Responsible editor
academician *V. V. Menner*

Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. Маркова Н. Г. Москва, «Наука», 1975 г. Работа построена на конкретном детальном материале по стратиграфии нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. В ней дается подробная характеристика и палеонтологическое обоснование ряда опорных разрезов, многие из которых впервые описаны и разработаны автором. Делается ряд выводов стратиграфического и тектонического плана. Работа интересна широкому кругу геологов, так как содержит обоснованное систематическое описание стратиграфии палеозоя мало исследованной части Монголии. Табл. 3. Библ. 68 назв. Илл. 32.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена стратиграфии палеозоя юго-западной части Монголии и представляет сводку материала, собранного автором в процессе работ по созданию тектонической карты МНР. Работа проводилась в составе совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции АН СССР и МНР. В течение ряда лет полевые исследования автора были сосредоточены в юго-западной части страны. Выбор этого района диктовался тем, что в нем происходит стык четырех различных структурно-фациальных зон: Дзабханской, Озерной, Южно-Монгольской и Монголо-Алтайской (см. рис. 1), т.е. именно здесь можно было не только ознакомиться с различными по истории своего развития областями, но и понять их соотношения.

К сожалению, уже в самом начале работ выяснилось, что эта часть Монголии изучена весьма слабо, так как она занята или сильно расчлененными горными областями (хр. Монгольский Алтай, горы Хан-Тайшир), или пустынными безводными и труднодоступными территориями (Заалтайская Гоби). Качество проведенных здесь ранее мелкомасштабных съемочных работ не всегда удовлетворительно. В связи с этим возникла необходимость постановки в ряде узловых участков более детальных работ как площадных съемочных, так и маршрутных, также сопровождаемых геологическим картированием значительных пространств. Кроме тектонических наблюдений, много времени было уделено вопросам стратиграфии, в первую очередь составлению опорных фаунистических обоснованных разрезов, дающих возможность более уверенно определить возраст тех или иных толщ. Так были детализированы и уточнены разрезы вендско-кембрийских отложений Дзабханской и Озерной тектонических зон. Практически заново отработаны и обоснованы палеонтологические разрезы ордовика и силура южной части Монгольского Алтая. В связи с обильными сборами фауны впервые разработана стратиграфическая схема девонских отложений юга Монгольского и смежных частей Гобийского Алтая и намечено их ярусное подразделение, собран новый материал по стратиграфии девонских и каменноугольных отложений других районов. При прослеживании переходов между осадочными и метаморфическими образованиями, широко развитыми в районе исследования, были получены данные о возрастном и структурном положении последних (Маркова, Федорова, 1971). Все это позволило, с одной стороны, более уверенно приступить к выполнению основной задачи — составлению макета тектонической карты юго-западной части МНР, вошедшего в тектоническую карту всей территории Монголии, а также сопроводительного текста к ней (Тектоника МНР, 1974), с другой, — суммировать в настоящей работе новые данные по стратиграфии палеозоя этой части страны. Необходимо оговориться, что здесь нами рассматривается не весь материал, имеющийся по территории Юго-Западной Монголии, а лишь лично собранный автором. Результаты работ предшествующих исследований с достаточной полнотой представлены в недавно вышедшем труде "Геология МНР" (1973), а также в специально посвященных этому вопросу книгах Н.А. Маринова (1967), Б.Н. Ерофеева и Н.А. Маринова (1970), и едва ли требуют повторения. Автор надеется, что приведенные в работе сведения (в том числе описания ряда опорных, фаунистически обоснованных разрезов), снабженные необходимой графикой, окажутся полезными при дальнейшем изучении описываемой территории.

Укажем, что как полевые, так и камеральные работы велись нами в тесном содружестве с другими сотрудниками советских и монгольских организаций. Из монгольских специалистов в работах участвовали студент Монгольского государственного университета Б.Банзргач (1969, 1970) и работник Геологического института МНР Дагирагча (1967, 1968). Из советских научных сотрудников полевой сезон 1968 г. в отряде работал В.И.Тихонов, а с 1969 по 1973 г. — лаборант Г.И.Тростникова. Значительное участие как в сборе палеонтологического материала по девону, так и его обработке была оказана нам преподавателем Московского геологоразведочного института Т.Т.Шарковой, работавшей в составе экспедиции ПИН АН СССР. Ряд маршрутов в Заалтайской Гоби был проведен совместно с Л.П.Зоненшайном, а в Дзабханской и Озерной зонах — с З.А.Журавлевой и М.П.Коробовым, занимавшихся изучением микропроблематики и фауны отложений венда и кембрия. Кроме того, для выяснения ряда вопросов происходили встречи в поле с сотрудниками Советско-Монгольской экспедиции А.С. Павленко, С.П. Гавриловой, Р.Е.Алексеевой и др. Фауна была определена А.Ю.Розановым, В.В.Миссаржевским, Н.А.Аксариной, В.А.Комар, З.А.Журавлевой, Т.Т.Шарковой, Л.М.Улитиной, Г.Т.Ушатинской, Г.Г.Астровой, Л.Н.Большаковой, Х.С.Розман, О.Б.Бондаренко, Т.Н.Корень, А.И.Положихиной, Р.Е.Алексеевой, А.И.Сидяченко, Н.В.Покровской, Д.Т.Цай, М.Н. Чугаевой, А.Б.Ивановским и др., флора — М.В.Дуранте и А.Л.Юриной. Петрографические шлифы были просмотрены Т.В.Молчановой, М.С.Нагибиной и В.В.Коптевой, а обработка материала по метаморфическим толщам проведена М.Е.Федоровой. Всем указанным лицам автор выражает свою благодарность.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

До начала работ Советско-Монгольской геологической экспедиции уже существовал ряд мелкомасштабных схем тектонического районирования как всей территории Монголии, так и западной ее половины (Иванов, 1953, 1961; Васильев и др., 1959; Синицын, 1956, 1959; Амантов, Матросов, 1961; Амантов и др., 1962, 1968; Беззубцев и др., 1963). Среди перечисленных работ должна быть особо отмечена составленная В.А.Амантовым и П.С.Матросовым (1961) тектоническая схема, ставшая основой для многих последующих, развивавших ее и уточнявших. Большой вклад в познание тектонических структур Монголии был внесен также работами Л.П.Зоненшайна (1967, 1972), участвовавшего в составлении ряда новых схем и обобщившего, кроме того, сведения о территории всего Центрально-Азиатского пояса в целом. На базе этого материала им был поставлен вопрос о необходимости выделения двух типов геосинклинальных структур: собственно эвгеосинклинальных — узких линейных зон с главенствующей ролью основного магматизма — и так называемых промежуточных зон, характеризующихся преобладанием продуктов кислого магматизма и своеобразным мозаичным структурным рисунком.

В 1967 г. совместной Советско-Монгольской геологической экспедицией были начаты работы по составлению уже более детальной тектонической карты Монголии масштаба 1:1 500 000. Автором настоящей работы для этой карты был составлен макет значительной части запада Монголии (рис. 1).

Тектоническая структура этой части страны кратко представляется нам в следующем виде (рис. 2).

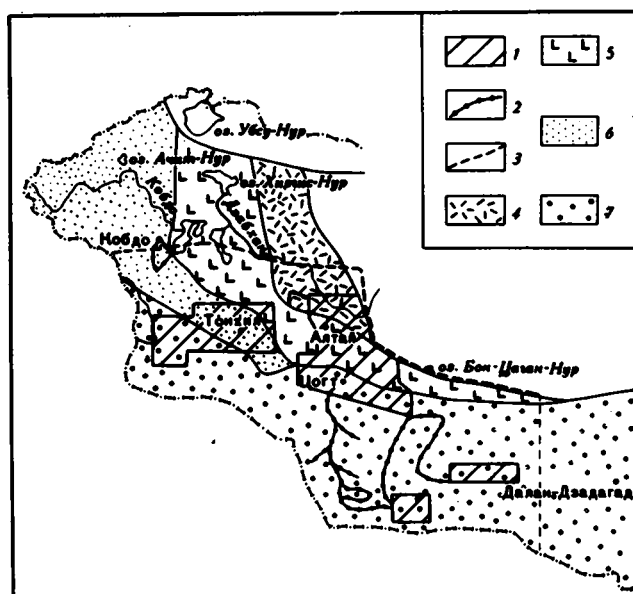


Рис. 1. Районы работ автора и их положение в тектонических зонах

1 — закартированные площади; 2 — маршрутные работы; 3 — границы описываемой территории в пределах Юго-Западной Монголии; 4 — 7 — тектонические зоны: 4 — Дзабханская, 5 — Озерная, 6 — Монголо-Алтайская, 7 — Южно-Монгольская

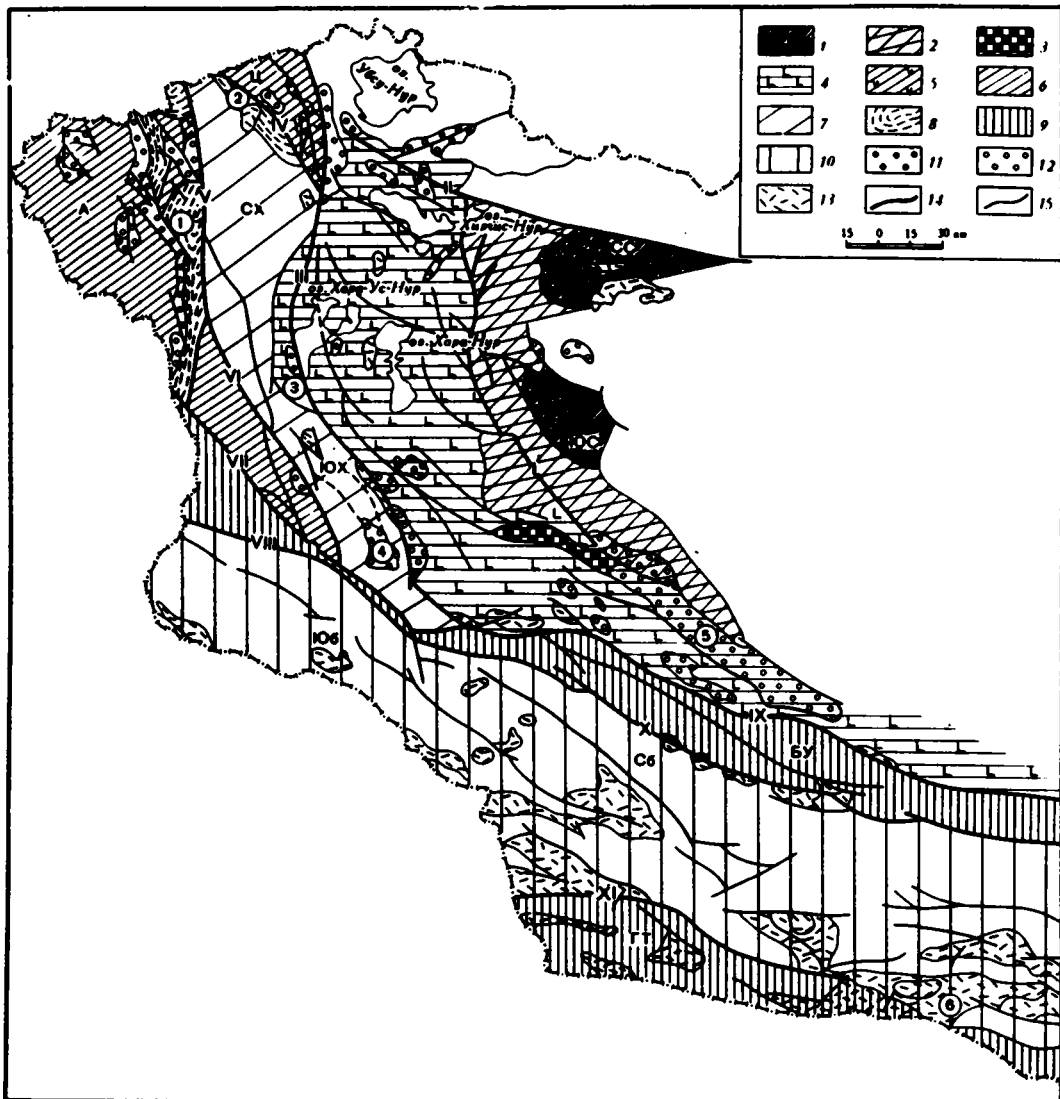


Рис. 2. Тектоническая схема Западной Монголии

Структуры и комплексы геосинклинального этапа развития. Область кале-донской складчатости. Дзабханская зона (1, 2): 1 – протерозойский метаморфический комплекс основания, 2 – комплекс субаэральных вулканитов кислого и среднего состава, а также карбонатных и терригенных пород венда – нижнего кембрия. Озерная зона (3, 4): 3 – метаморфический комплекс ядер антиклинорий (рифей), 4 – комплекс подводных эффузивов преимущественно основного состава, а также кремнистых, граувакковых и карбонатных пород венда-кембрия; Монголо-Алтайская зона (5–8): 5 – комплекс основных вулканитов венда-нижнего кембрия, выступающий в отдельных блоках, 6 – терригенный комплекс верхнего кембрия (?) – нижнего ордовика в областях поднятий, 7 – вулканогенный и терригенно-карбонатный комплексы ордовика-силура в областях прогибов (пунктиром обозначена наиболее прогнутая часть структуры), 8 – сероцветный терригенный комплекс девона в регенерированных прогибах. Область герцинской складчатости. Южно-Монгольская зона (9, 10) – комплексы: 9 – терригенно-кремнисто-эффузивный ордовика и силура, карбонатно-терригенный девона, черносланцевый нижнего карбона, слагающие внешние (краевые) части зоны, 10 – основных подводных эффузивов с офиолитами и терригенно-кремнистых осадков девона,

В пределах всей Монголии отчетливо выделяются две крупные области: северная — каледонская и южная — герцинская. В Западной Монголии первая из них распадается на три зоны: Дзабханскую, Озерную и Монголо-Алтайскую; герцинская область занята лишь одной — Южно-Монгольской зоной.

Дзабханская зона по ранее существовавшим представлениям включалась в состав жесткого протерозойского Монгольского массива (Амантов, Матросов, 1961). Нами она относится к области раннекаледонской складчатости. Автор проводила детальные геологические работы в южной части этой зоны, на севере работал И.П.Палей. Отметим, что границы, контуры и общий структурный рисунок зоны даются нами иначе, чем предыдущими исследователями (рис. 2).

Характерная особенность Дзабханской зоны — вытянутость ее в виде узкой полосы северо-западного простираения вдоль одноименного глубинного разлома. На востоке эта полоса ограничена выступами пород докембрия, отделяющими ее от расположенной восточнее Идэрской зоны. Дзабханский разлом, являющийся на значительном протяжении западной границей зоны, имеет сложный кулисообразный рисунок и рассечен поперечными нарушениями на ряд отрезков. К нему и его ответвлениям местами приурочены тела гипербазитов, описанные В.В.Беззубцевым и И.И.Волчком (1963) под именем Дзабханского гипербазитового пояса. На крайнем юге вдоль разлома, по данным польских геологов, отмечены горизонтальные перемещения в северо-восточном направлении с надвиганием прилегающих участков Озерной зоны на Дзабханскую (Kozlowski, Sliwinski, 1964; Don, Dumicz, 1964). Наши кратковременные маршруты в районе развития офиолитового комплекса в хр. Хосагт-Хайрхан совместно с Л.П.Зоненшайном, Р.И.Володиной и Л.Жамъяндамбой подтвердили проявление здесь горизонтальных движений, направленность которых, однако, по нашим представлениям, была обратной. Здесь, очевидно, происходили крупные перемещения на юг, обусловившие тектоническое перекрытие эвгеосинклинальных образований Озерной зоны миогеосинклинальным Дзабханским комплексом.

Наиболее широкое распространение в Дзабханской зоне имеют геосинклинальные формации венда и кембрия (частично, возможно, верхнего рифея), представленные субаэральными вулканитами кислого и среднего ряда, а также мощными карбонатными сериями. На территории зоны пока не известны грубообломочные накопления, отвечающие нижней молассе предположительно средне-верхнекембрийского возраста, найденные в северо-восточных районах (Благонравов, Зайцев, 1972). Тем не менее можно предполагать, что замыкание зоны произошло в конце

Продолжение подписи к рис. 2.

частично силура, а также вулканогенно-терригенно-карбонатный и черносланцевый нижнего карбона, слагающие внутреннюю часть зоны.

Структуры и комплексы орогенного этапа развития областей каледонской и герцинской складчатостей (11–13): 11 — вулканогенные серии и красноватая грубообломочная моласса ордовика-силура, 12 — то же, нижнего-среднего девона, 13 — то же, верхнего палеозоя; 14 — глубинные разломы; 15 — региональные разломы. Буквами на схеме обозначены: СС — Северо-Сонгинский выступ, ЮС — Южно-Сонгинский выступ, А — Алтайское поднятие, П — Цаганшибэтинское поднятие, СХ — северный прогиб Хархиринской зоны, КХ — южный прогиб Хархиринской зоны (Тонхильский прогиб), БУ — Баянлэгско-Уэнчинская подзона, ГТ — Гобийско-Тяньшанская подзона внешней части Южно-Монгольской зоны, Сб — северный блок и Юб — южный блок внутренней части Южно-Монгольской зоны. Римскими цифрами обозначены основные глубинные разломы: I — Дзабханский, II — Ханхухэйский (Хангайский), III — Цаганшибэтинский, IV — Байримский, V — Кобдинский, VI — Толбонурский, VII — Туртэнгольский, VIII — Булганский, IX — Ихэбогдинский, X — Заалтайский, XI — Гобийско-Тяньшанский. Цифрами в кружках обозначены: 1 — Дэлэно-Сагсайский прогиб, 2 — Ачитнурский прогиб, 3 — Харауснурская мульда, 4 — Хулмунурская мульда, 5 — Дэлгэрская впадина, 6 — Юянсомонский прогиб

кембрия, что отмечено широким развитием здесь гранитоидных формаций так называемого тохтогеншильского комплекса с абсолютным возрастом 547–480 млн лет. Затем после длительного перерыва в отдельных межгорных депрессиях происходило накопление вулканогенных и терригенных красноцветных молассоидных отложений условно ниже— среднедевонского возраста. Они слагают ряд небольших наложенных мульд на севере и востоке зоны, а также крупную Дэлгэрскую впадину, приуроченную к границе с соседней Озерной зоной.

В целом Дзабханская зона представляет собой типичную глыбово—складчатую структуру, состоящую из сложного сочетания различной формы и величины блоков, разделенных разломами северо—западного и субширотного простираний. Некоторые из этих разломов, как, например, главный Дзабханский глубинный шов, заложены еще в докембрии, а затем неоднократно обновлялись вплоть до альпийского времени. Внутренняя структура блоков характеризуется проявлением довольно спокойных складчатых деформаций. Это или широкие брахискладки, или пологие моноклинали с падением пластов под углами в 15–20°, а местами не более 10°. Иногда здесь наблюдаются небольшой амплитуды грабены, выполненные орогенными формациями девона, а местами — отложениями мезозоя и кайнозоя.

Озерная зона расположена к западу от Дзабханской. Пространственно она совпадает с Котловиной Больших Озер, от которой и получила свое название. Со всех сторон она ограничена крупными, глубокого заложения разломами: Дзабханским, Цаган—Шибэтинским и Ихэбогдинским, вдоль которых наблюдаются цепочки мелких тел, а иногда целые пояса гипербазитов. Форма Озерной зоны имеет характер протяженной выпуклой к западу дуги, по ширине значительно превышающей Дзабханскую зону.

Формационное выполнение зоны на геосинклинальном этапе ее развития отличается значительным однообразием. Преобладающая роль здесь принадлежит основным вулканитам спилит—диабазового и базальтового состава, а также граувакковым, кремнистым и карбонатным осадкам вендско—кембрийского, частично, может быть, позднерифейского возраста. Кроме того, в южной части зоны, в пределах Гоби—Алтайского поднятия, известны выходы глубоко метаморфизованных пород, возраст которых неясен. Некоторые геологи относят их к рифею, другие считают, что значительная часть их возникла за счет преобразования окружающих пород вендско—кембрийского возраста. Структурно выходы их приурочены к ядру крупного антиклинария, осложненного разломами.

Орогенные образования развиты в Озерной зоне шире, чем в Дзабханской, но также сравнительно ограничено, слагая ряд различной величины и формы наложенных впадин. Они представлены молассовой и вулканогенно—молассовой формациями ордовика, силура и девона, а также угленосными отложениями карбона. Критерием для определения времени замыкания Озерной зоны до последнего времени служило появление грубообломочной пестроцветной молассы ордовика, известной к востоку от оз. Хара—Усу—Нур. Однако, как показали наши работы в районе хр. Хан—Тайшир в 1974 г., такого рода грубообломочные накопления на территории зоны имели место и ранее, в конце кембрия. С этим хорошо согласуется широкое развитие здесь же, что и в Дзабханской зоне, гранитоидов Тохтогеншильского комплекса, время внедрения которых отвечает концу кембрия — началу ордовика. Таким образом, Озерная зона относится также к области раннекаледонской складчатости. В целом она представляет собой сложно построенный вулканогенный прогиб эвгеосинклинального типа, история развития которого была связана с разломами глубокого заложения. Последние, как это явствует из формационного выполнения зоны, контролировали распределение пород основного и ультраосновного состава, т.е. несомненно достигали подкорового субстрата. К нарушениям этого типа относятся все наиболее крупные разломы и в первую очередь разломы краевых частей зоны (Цаган—Шибэтинский, Дзабханский, Ихэбогдинский), отделяющие ее от смежных структурно—формационных зон. К ним относится ряд разломов внутренней части Озерной зоны, часть которых прослежи—

ваются отчетливо, другие погребены под более молодыми отложениями. Характерная особенность этих разломов — их древнее заложение, активное проявление в геосинклинальный этап развития и неоднократное обновление в последующие эпохи. Преобладающие простирания их — северо-западные и субширотные, согласные с общим простиранием зоны. Кроме этой группы разломов, в пределах описываемой зоны известны также взбросы и надвиги, местами переходящие в шарьяжи. Наибольшего развития последние достигают в областях выходов гипербазитов.

Складчатая структура геосинклинального комплекса характеризуется строгой линейностью и сжатостью форм. Обычно это изоклинальные складки с углами падения в $60-70^\circ$, причем крупные формы часто осложнены дополнительной мелкой складчатостью, особенно интенсивной в районах развития метаморфических пород. В целом напряженные структурные формы Озерной зоны резко отличаются от спокойных деформаций соседней Дзабханской зоны.

Монголо-Алтайская зона. Тектоническая структура Монгольского Алтая начала выясняться лишь в последние годы, причем значительную роль сыграли сборы нового материала работниками совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Ранее строение этой зоны были охарактеризовано лишь в общих чертах. Монгольский Алтай трактовался как каледонское сооружение, переработанное герцинскими движениями, и подразделялся на две части: поднятую (Хархи́ринская зона) восточную и опущенную (Алтайская зона) западную (Амантов, Матросов, 1961; Амантов и др., 1968).

Исследования А.Б.Дергунова и автора настоящей работы показали, что в Монгольском Алтае могут быть выделены дополнительные зоны, ограниченные глубинными разломами: Цаган-Шибэ́тинская, Алтайская и Хархи́ринская (рис. 2)¹. Первые две представляют собой складчато-глыбовые поднятия, сложенные в линейные северо-западного простирания складки и разбитые на блоки сетью дополнительных более мелких разломов. Из геосинклинальных образований в их строении принимают участие преимущественно терригенные толщи, по возрасту относящиеся ко второй половине кембрия, частично, может быть, к началу ордовика. Расположенная между ними прогнутая Хархи́ринская зона, также сложна дислоцированная, выполнена в основном геосинклинальными толщами ордовика и силура. В ее пределах выделяются два подчиненных линейных синклиория: южный (Тонхильский) и северный, разделенные выходами кембрийского комплекса, приуроченного к центральной суженной части зоны.

Из орогенных образований в областях поднятий известны вулканогенные и терригенные грубообломочные молассы ордовика (Цаган-Шибэ́тинская зона) и силура (Алтайская зона), слагающие наложенные структуры. В Хархи́ринской зоне орогенные отложения появляются лишь в девоне, когда они получают широкое распространение на территории всего Монгольского Алтая, за исключением узких зон Дэлэюно-Сагсайского и Ачитнурского регенерированных прогибов. В последних одновозрастные девонские толщи представлены сероцветным терригенным геосинклинальным комплексом (Дергунов, Лувсанданзан, 1970; Дергунов и др., 1971). Среди интрузивных образований широкое развитие имеют гранитоиды (Лувсанданзан, 1963). Из них в зоне Цаган-Шибэ́тинского поднятия, и только здесь, встречаются небольшие тела габбро-диорит-плагиогранитного комплекса (Тургенский), с абсолютным возрастом 440 млн. лет. С областью Алтайского поднятия связан одноименный комплекс гранодиоритов, возраст которого пока еще недостаточно ясен. Абсолютный возраст его по биотиту (K-Ar метод) колеблется от 300 до 366 млн. лет. Наконец, в Хархи́ринской зоне широкое распространение получает гранит-плагиогранитная формация с абсолютным возрастом 374–257 млн. лет (Хархи́ринский комплекс).

¹ Мы сохраняем названия двух последних зон в силу приоритета (Амантов, Матросов, 1961 и др.). Контур и строение их рисуются нами существенно иначе.

Характерная черта названных трех крупных структурных зон —Цаган—Шибэтинской, Алтайской и Хархиринской — их общее погружение в юго—восточном направлении и воздымание в северо—западном.

Относительно истории развития Монгольского Алтая пока нет единого мнения. Некоторые исследователи (Дергунов и др., 1971) склонны придавать основное значение в формировании этой области, как и всей северной части Монголии, доордовикской орогении, считая, что именно в это время было сформировано то складчатое основание, на котором затем развивались более молодые структуры. Автор настоящей работы, как и предшественники (Амантов и др., 1970), считает, что Монголо—Алтайская зона в целом представляет собой позднекаледонское складчатое образование, в котором сохранились, однако, своеобразные шовные прогибы (Дэлюно—Сагсайский и Ачитнурский), выполненные девонскими геосинклинальными формациями. Их появление связано, очевидно, с движениями в соседней Южно—Монгольской герцинской геосинклинали и оживлением некоторых глубинных разломов, в частности Байримского и Толбонурского, а также его меридионального ответвления, протягивающегося вдоль южного контура Дэлюно—Сагсайского прогиба. Наличие в западном борту последнего своеобразной оторочки, сложенной красноцветными вулканитами орогенного типа, позволяет отнести его к классу регенерированных, или возрожденных, шовных прогибов. Таким образом, одной из своеобразных черт Монгольского Алтая является одновременное существование в девонское время на его территории орогенных и геосинклинальных структур (Тектоника МНР, 1974).

По—разному расценивается различными авторами также южное окончание Монголо—Алтайской складчатой области. А.Б.Дергунов и группа геологов (1971) проводят ее по Буганскому глубинному разлому, В.А. Амантов и другие (1970), а также автор настоящей работы считают, что границей этой складчатой области является Тургэнгольский разлом.

Южно—Монгольская зона относится уже к области герцинской складчатости, как это было отмечено всеми предыдущими исследователями (Амантов, Матросов, 1961; Амантов и др., 1968, 1970; Зоненшайн, 1967, 1972). Она имеет форму обширной дуги, опоясывающей с юга каледонские структуры Монголии. От области ранних каледонид Южно—Монгольская зона отделяется Ихэбогдинским глубинным швом (главный линейament, по данным В.А.Амантова и др., 1968); западнее она приходит в соприкосновение с позднекаледонскими структурами Монгольского Алтая, причем граница между ними, как это указано выше, проводится неоднозначно разными исследователями. Нет единого мнения также в трактовке южного ограничения этой крупной герцинской структуры. В начале (Амантов, Матросов, 1961) располагающиеся на юге горные сооружения Гобийского Тянь—Шаня, Уланульского поднятия, Тотошаня, Нукут—Дабана, отмеченные выходами древних комплексов, частично были отнесены к каледонским структурам Тянь—Шаньской складчатой области, частично рассматривались как антиклинальные поднятия герцинид. Позже (Амантов и др., 1970) они были объединены в самостоятельную Южно—Гобийскую систему. О.Д.Суетенко (1971), наиболее детально занимавшаяся изучением восточной части Южно—Монгольской зоны, трактует по отношению указанных горных хребтов как единую крупную геосинклинальную структуру в складчатой системе Южной Монголии. Наконец, А.Б.Дергунов и его соавторы (1971) считают, что одной из основных черт Южно—Монгольской зоны является ее асимметричное строение. Поэтому они склонны рассматривать область Уланульского и Тотошаньского поднятий как аллохтонный блок ранних каледонид, тектонически перекрывающий герцинские образования Южно—Монгольской зоны и вклинивающийся между ними и более молодыми (позднепалеозойско—раннемезозойскими) структурами Внутренней Монголии.

Таким образом, существуют самые различные трактовки южного ограничения рассматриваемой герцинской области, особенно восточной ее части. В дальнейшем мы будем касаться лишь исследованной нами западной части Южно—Монгольской зоны. В пределах последней, с нашей точки зрения, отчетливо выделяются следующие основные структурные элементы: внешние подзоны, ограничивающие ее с

севера и юга, — Баянлэг—Уэнчинская и Гобийско—Тяньшанская и расположенная между ними внутренняя — Заалтайская подзона¹.

Баянлэг—Уэнчинская подзона, впервые намеченная в области Гобийского Алтая (Зоненшайн и др., 1970), была далее прослежена нами вплоть до западной границы Монголии (Маркова, Шаркова, 1974). Она имеет форму протяженной полосы, со всех сторон ограниченной крупными глубинными разломами: Ихэ—Богдинским и Тургэнгольским на севере и Булганским и Заалтайским на юге. Ряд регионального значения разломов наблюдается также внутри этой полосы, подразделяя ее на серии частных, неправильной формы блоков. В строении Баянлэг—Уэнчинской подзоны участвуют геосинклинальные образования, представленные терригенно—эффузивно—сланцевым комплексом силура и карбонатно—терригенным девона. В меньшей степени здесь развиты черносланцевые образования нижнего карбона. Орогенный комплекс имеет незначительное распространение и сложен молассоидными вулканогенными формациями верхнего палеозоя (C₂₋₃ и P). Внутренняя структура геосинклинальных образований характеризуется развитием сжатой линейной складчатости, типичной для нижних комплексов, и более спокойными широкими складчатыми деформациями верхних комплексов, а также многочисленными разрывными нарушениями. Орогенные отложения выполняют здесь ряд мелких наложенных мульд.

Гобийско—Тяньшанская подзона, или область Гобийского Тянь—Шаня, располагается близ южной границы Монголии, далее уходя за ее пределы. Мы проводим северную границу подзоны частично по Гобийско—Тяньшанскому разлому, частично по его ответвлениям, простирающимся в юго—восточном направлении. Среди геосинклинальных образований этой структуры главная роль принадлежит терригенно—кремнистому комплексу ордовика и эффузивно—кремнистому силура. На южном склоне Гобийского Тянь—Шаня значительное развитие имеют также черносланцевые образования нижнего карбона. Они сложены в линейные, чрезвычайно напряженные изоклинальные складки, часто осложненные разломами. Орогенные отложения по составу и возрасту однотипны описанным для Баянлэг—Уэнчинской подзоны, но в противоположность ей имеют здесь широкое распространение, выполняя ряд крупных наложенных мульд и прогибов. Некоторые из них, как например, Ноянсомонский прогиб, не ограничиваются пределами Гобийско—Тяньшанской структуры, а переходят в область внутренней части зоны.

Тектоническая структура Заалтайской подзоны изучена пока далеко не достаточно и несомненно очень сложна. По выходам разновозрастных комплексов здесь прослеживается ряд поднятых и опущенных блоков, разделенных разломами и имеющих вид неправильной формы клиньев. Некоторые наметились, вероятно, уже в ходе развития подзоны и характеризуются автономным типом дислокаций. Этим вызвано отсутствие единого тектонического плана во внутренней части Южно—Монгольской зоны.

Последнее время появляются указания на то, что в Заалтайской подзоне отмечены горизонтальные перекрытия различных масштабов и связанные с ними полосы серпентинитового меланжа. Так, в Гурбансайханском блоке, по данным О.Д.Суетенко (1971), офиолитовый меланж приурочен обычно к узким линейным блокам, состоящим из мозаики тектонических глыб и линз гипербазитов, габброидов, а также вулканогенно—кремнистых пород девонского возраста, размеры которых колеблются от первых десятков метров до 1 км. Еще более демонстративный материал имеется по Дзоленскому блоку, или горсту, строение которого подробно изучено в 1973 г. Л.П.Зоненшайном, О.Д.Суетенко и др. (Тектоника МНР, 1974). Здесь вырисовывается крупная синформная структура, состоящая из двух крупных пластин. Нижняя, автохтонная, сложена кремнисто—вулканогенно—терригенным комплексом пород силура и девона, параллелизуемым авторами с островодужной ассоциацией. Верхняя — аллохтонная — пластина, в свою очередь состоящая из па-

¹ В дальнейшем мы их будем называть: внутренняя подзона и внешние подзоны (северная и южная).

кета шарьированных друг на друга тектонических комплексов, сложена зелеными метаморфическими сланцами, образовавшимися по габброидам, основным эффузивам и терригенно-кремнистым породам (офиолитовая ассоциация). Широко развит серпентинитовый меланж, в котором первичные породы сохранились лишь в виде отдельных различного размера глыб, погруженных в рассланцованную серпентинитовую массу, причем в составе глыб узнаются все члены офиолитовой ассоциации: Авторами допускаются значительные перемещения этих двух разновозрастных, но фациально различных тектонических пластин, в настоящее время сближенных, а в прошлом удаленных одна от другой на значительные расстояния (движение, вероятно, шло с севера на юг).

Таким образом, из геосинклинальных комплексов, участвующих в строении Заалтайской подзоны, главную роль играет комплекс основных подводных вулканитов и терригенно-кремнистых осадков девонского, частично, возможно, силурийского возраста, с которыми пространственно связаны тела гипербазитов. Значительное развитие, кроме того, имеют комплекс вулканогенно-терригенных пород с включением известняков, а также черносланцевый комплекс нижнего карбона. Последний, по нашим наблюдениям местами замещается эффузивами среднего, преимущественно андезитового, состава. Орогенные отложения литологически и структурно совершенно подобны описанным для Гобийского Тянь-Шаня.

Необходимо отметить, что широкое развитие на территории Южно-Монгольской зоны в целом получают герцинские гранитоиды. Они представлены преимущественно габбро-диорит-плагиогранитной и бонатитовой формациями, развитыми повсеместно, в меньшей степени — гранодиоритовой и гранит-щелочногранитной, которые наблюдаются только в краевых частях зоны.

Итак, однообразный облик и возраст орогенных отложений в пределах Южно-Монгольской зоны, а также массовое внедрение гранитоидных интрузий, имевшее место в конце палеозоя, свидетельствуют о едином времени замыкания этой крупной герцинской структуры, охватившем одновременно как краевые, так и внутренние ее части.

Заканчивая на этом краткий тектонический обзор западной части Монголии, отметим четко выраженную тенденцию в миграции геосинклинального режима от зоны к зоне при движении в южном и западном направлениях с постепенным омоложением возраста этих зон.

СТРАТИГРАФИЯ

ВЕНД — КЕМБРИЙ

Наиболее древними из изученных нами отложений в пределах описываемого района являются отложения венда и кембрия¹. Как известно, под именем вендского комплекса понимается наиболее верхнее подразделение докембрия, хорошо изученное в пределах СССР и обоснованное многочисленными находками строматолитов и микрофитолитов, а также бесскелетных животных, среди которых наиболее известен комплекс "эдиакарской фауны" Южной Австралии (Соколов, 1964, 1972, 1974; Келлер, 1971, 1973 а,б; Келлер и др., 1974; Тезисы докладов..., 1974). Тем не менее объем и границы вендского комплекса до сих пор являются предметом дискуссии. За последние годы среди советских геологов четко оформились две точки зрения.

Б.С.Соколов и его последователи характерной чертой венда Русской платформы и одновозрастного ему юдомского комплекса Сибири считают их тесную и непосредственную связь с отложениями кембрия и специфическую палеонтологическую характеристику (вендо—эдиакарская биота), а также резкий отрыв от подлежащих рифейских образований (трансгрессивный характер нижней границы, наличие в основании тиллитов и пр.).

Б.М.Келлер и его ученики, напротив, включают вендский комплекс, или "вендомий", в состав рифея, считая его заключительным подразделением последнего (терминальный рифей). В пределах Русской платформы и Урала вендомий подразделяется на две части: нижнюю (кудаш) и верхнюю (собственно венд). Юдомский комплекс Сибири, по мнению Б.М.Келлера, отвечает всему вендомию и представляет собой, таким образом, более крупное подразделение, чем собственно венд Русской платформы, Вендомий обоснован характерным комплексом строматолитов и микрофитолитов. Нижняя граница его имеет возраст 670—680 млн. лет верхняя совпадает с подошвой кембрия, которая, по последним данным, определяется в 570 млн. лет. Важный рубеж внутри вендомия, совпадающий с нижней границей венда, имеет возраст несколько больший, чем 600 млн. лет.

В пределах Монголии вендский комплекс пока не может быть расчленен сколько-нибудь подробно, отвечая, таким образом, юдомскому комплексу Сибири, т.е. вендомию Б.М.Келлера или венду Б.С.Соколова. Граница между ним и нижним кембрием здесь так же, как в Южной Сибири, условна, так как они образуют единый непрерывный разрез (Семихатов, Серебряков, 1967; Ильин, Журавлева, 1968). Ранее образования этого возраста на территории Монголии описывались обычно как нижний и средний кембрий (Амантов, 1963; Беззубцев, 1963; Don, Dumicz, 1964; Kozłowski, Slivinski, 1964).

Отложения венда и нижнего кембрия широко развиты на территории Монголии, особенно в северных и центральных ее частях, где в последние годы изучены А.В.Ильиным, В.А.Благонаправовым и Н.С.Зайцевым. Они известны также в пределах Дзабханской и Озерной тектонических зон (Маркова и др., 1972). Однако разрезы их в этих последних резко различны, что обусловлено особенностями развития зон.

¹ Комплекс отложений, описываемых в этом разделе, в низах, возможно, имеет более древний (собственно рифейский) возраст.

В пределах Дзабханской зоны рассматриваемые образования впервые были описаны В.В.Беззубцевым, выделившим среди них дзабханскую свиту преимущественно кислых эффузивов, цаганоломскую карбонатную и баянгольскую терригенную. В разрезе по р. Баян-Гол цаганоломская свита была, кроме того, подразделена на верхнюю и нижнюю подсвиты. Все три свиты В.В.Беззубцев (1963) отнес к нижнему кембрию на основании фауны археоциат, списки которых он, к сожалению, нигде не привел. В дальнейшем работами Польской геологической экспедиции, экспедиции № 15 ВАГТа Министерства геологии СССР и нашими была подтверждена правильность стратиграфической последовательности свит, а область их развития была значительно расширена. Выяснилось, однако, что возраст их требует уточнения. Так, по данным Л.П.Зоненшайна, местонахождение фауны археоциат (гора Тудубты-Ула), отнесенное В.В.Беззубцевым к дзабханской свите, на самом деле принадлежит другой толще. В цаганоломской свите по левобережью р. Хунгуй-Гол В.И.Гольденберг нашел водоросли и строматолиты юдомского комплекса, позволяющие говорить о наличии здесь не только кембрия, но и венда. Аналогичные данные получены и нами.

Нашими исследованиями была охвачена южная часть Дзабханской зоны, в которой в районе сомона Цаган-Олом (Тайшир-сомон) были проведены тематические работы, сопровождавшиеся геологической съемкой наиболее интересных участков. Кроме того, в хр. Хасагту-Хайрхан был пройден разрез по р. Салант-Гол.

Район сомона Цаган-Олом. На прилагаемой карте (рис. 3) видно, что выходы вендских и кембрийских отложений в районе сомона Цаган-Олом наблюдаются как по правому, так и левобережью р. Дзабхан, причем ширина их достигает 15–20 км. Они смяты в спокойные складки с углами падения от 15 до 30°, нарушены разломами, подразделяющими их на ряд блоков, прорваны массивами гранитоидов нижнепалеозойского и девонского возрастов. Выше они перекрыты орогенными образованиями девона, представленными кислыми и средними эффузивами, приуроченными к наложенным структурам. Южнее полосы венда — нижнего кембрия, в районе г. Гоби-Алтай, наблюдается блок интенсивно смятых метаморфических отложений, частично, вероятно, также вендского, частично более древнего возраста. Он сложен различными кристаллическими сланцами, амфиболитами, мраморами, кварцитами, а также гнейсами, мигматитами и гранито-гнейсами.

Наилучшим, прекрасно обнаженным разрезом вендско-кембрийских отложений, ранее описанным В.В.Беззубцевым, является разрез по сухому руслу р. Баян-Гол, впадающей в р. Дзабхан в 12 км ниже сомона Цаган-Олом. Несмотря на то, что здесь есть ряд разрывных нарушений, этот разрез может считаться эталонным, так как характерный облик отдельных пачек пород и находки в них органических остатков позволяют стратифицировать его достаточно уверенно. Дополнительные наблюдения проведены нами также в других пунктах, давших дополнительные сборы органических остатков (к юго-западу от сомона Цаган-Олом, в скалистых гривках, протягивающихся между дорогой в г. Улан-Батор и гранитным массивом; по левобережью р. Дзабхан, в восточной части района, а также по правобережью р. Дзабхан, против сомона Цаган-Олом). Они подтвердили правильность составленного разреза.

Разрез по р. Баян-Гол, по нашим данным, рисуется в следующем виде (снизу-вверх):

Дзабханская свита (рис. 4, II, слой 1) представлена толщей преимущественно кислых эффузивов с подчиненным развитием средних и основных разностей. Хорошие обнажения ее наблюдаются в двух пунктах: у устья р. Баян-Гол, в ядре антиклинальной складки, периклинально погружающейся на юго-восток, и в 14 км выше по течению этой реки, в тектоническом клине, имеющем ширину 1–1,5 км. В первом из названных пунктов развиты серые и фиолетовые кварцевые порфиры, часто обладающие флюидной структурой, реже плагиопорфиры и их туфолавы. Степень изменения пород различна: иногда встречаются совсем свежие разности, чаще же вкрапленники и основная масса сосюритизированы, карбонатизированы

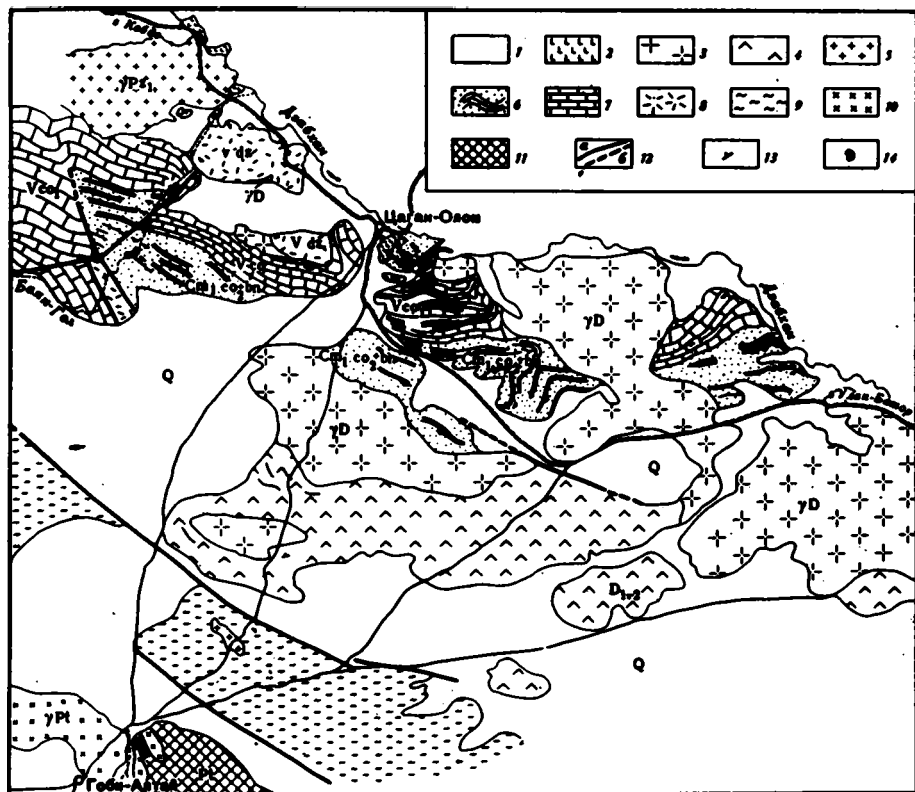


Рис. 3. Геологическая карта района сомона Цаган-Олом

1, 2 – новейшие отложения: 1 – наносы, 2 – базальты; 3, 4 – породы девона: 3 – гранитоиды (γD), 4 – эффузивы среднего и кислого состава (D_{1-2}); 5, 6 – породы нижнего палеозоя: 5 – гранитоиды (γP_2), 6 – карбонатные и терригенные отложения верхней цаганоломской и баянгольской свит ($Sm_1 co_2 + bn$); 7, 8 – породы венда: 7 – карбонатные отложения нижней цаганоломской свиты (Vco_1), 8 – кислые и средние, реже основные эффузивы дзабханской свиты (Vdz); 9–11 – метаморфические образования: 9 – амфиболиты, кварциты, кристаллические сланцы, 10 – гранито-гнейсы (γPt), 11 – мраморы, гнейсы, мигматиты (Pt); 12 – 14 – прочие обозначения: 12 – линии разрывных нарушений: а – наблюдаемые, б – предполагаемые; 13 – элементы залегания пород; 14 – места находок органических остатков

и хлоритизированы. Почти повсеместно наблюдается опацизация, указывающая на то, что мы имеем здесь дело с субэвральными излияниями. В некоторых случаях опацизация исчезает, одновременно появляются более раскристаллизованные разности кварцевых порфиров и плагиопорфиров, а также гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, отвечающие, очевидно, более глубоким частям покровов и их корням. Залегание пород спокойное, под углом $15-20^\circ$. Видимая мощность – 850–900 м. Во втором пункте выходы дзабханской свиты в целом имеют тот же облик, но среди кварцевых порфиров и плагиопорфиров, слагающих основной фон, появляются подчиненные прослои (25–30 м) андезитовых и диабазовых порфиров. Видимая мощность толщи не превышает здесь 400 м.

Непосредственно выше дзабханской свиты, в обрывах сухого русла р. Баян-Гол, наблюдаются выходы карбонатных образований цаганоломской свиты, которую, вслед за В.В. Беззубцевым, мы подразделяем на две части с той, однако, разницей, что, по нашим данным, эти части различаются не только литологически, но и в возрастном отношении (рис. 4, см. рис. 3).

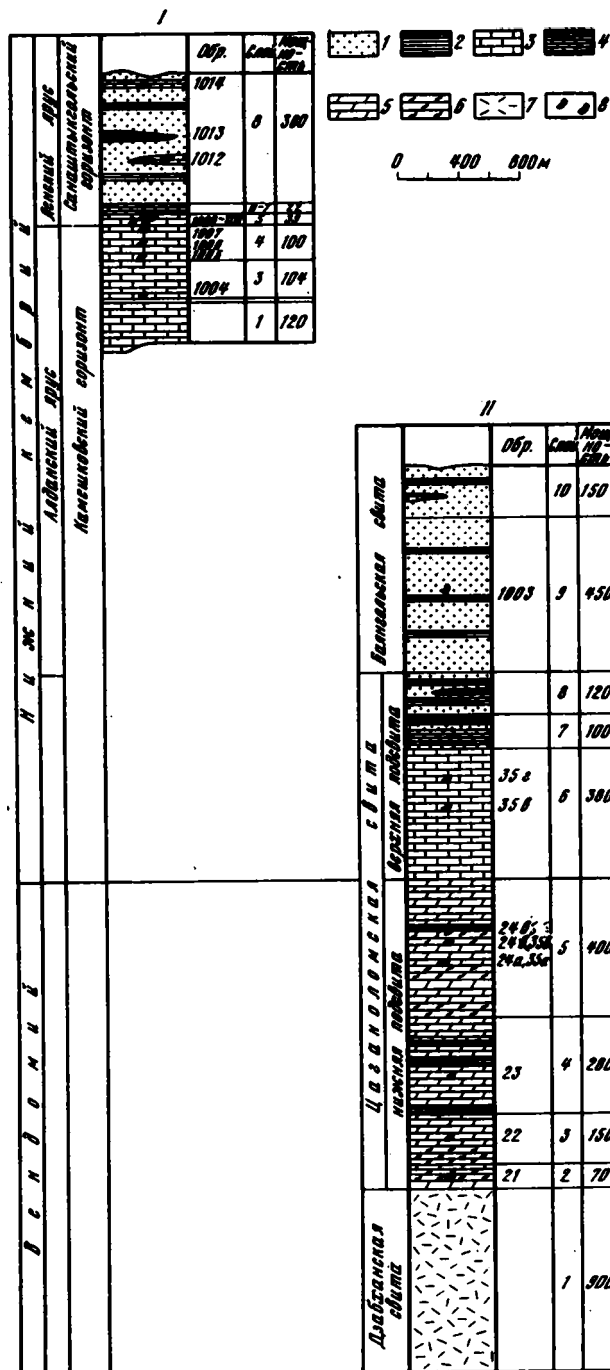


Рис. 4. Сопоставление стратиграфических колонок по рекам Саланы-Гол (I) и Баян-Гол (II)

1 — песчаники; 2 — аргиллы и известковые сланцы; 3 — известняки; 4 — битуминозные известняки; 5 — доломитизированные известняки; 6 — брекчиевидные известняки; 7 — порфиры, плагиопорфиры и их туфы; 8 — местонахождения фауны

Нижняя подсвита цаганоломской свиты (рис. 4, II, слои 2—5). Контакт между дзабханской и цаганоломской свитами вскрыт плохо, так как к нему приурочены овраги, впадающие в р. Баян-Гол справа и слева. По В.В. Беззубцеву, здесь развиты конгломераты (30—40 м), нами не наблюдавшиеся; возможно, они заматы. В структурном отношении породы дзабханской и цаганоломской свит залегают согласно. Разрез нижней подсвиты следующий:

Мощность, м

1. Предполагаемые базальные горизонты. . . 30—40
2. Серые доломитизированные известняки, местами тонко- и яснослоистые, иногда брекчиевидные. В них собраны онколиты (обр. 21): *Nubecularites abustus* Z. Zhur., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Radiosus vitreus* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. 70
3. Те же серые доломитизированные известняки с *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur. (обр. 22) 150

4. Светло-серые доломитизированные известняки с подчиненными прослоями темно-серых, битуминозных. В светлых разностях найдены онколиты: *Volvatella vadosa* Z. Zhur. (обр. 23) 280

5. Те же известняки с отчетливым падением на юго-запад под углом 20°. 400

В слое 5 на трех уровнях найдены органические остатки. В 120 м от подошвы в светло-серых известняках собраны онколиты (обр. 24a): *Ambigolamellatus hor-*

ridus Z. Zhur., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Nar., *Vesicularites rectus* Z. Zhur. (обр. 24а). В 80 м выше, в красных брекчиевидных известняках на правом берегу р. Баян—Гол, найдены строматолиты, образующие здесь небольшой риф. Среди них В.А. Комаром определены *Voxonia granulosa* Kom. (обр. 24б). В прослое серого известняка, в 50 м выше колонии строматолитов, вновь собраны онколиты (обр. 24в): *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Osagia minuta* Z. Zhur.

Общая мощность нижней подсвиты равна 900 м.

Непосредственно выше, в берегах р. Баян—Гол, прослеживаются выходы верхней подсвиты, пластующиеся согласно с нижней. Укажем, однако, что в связи с разломом северо—восточного простираения, идущим близко к направлению русла р. Баян—Гол, происходит смещение выходов цаганоломской свиты, и в юго—восточном плече разлома опять обнажаются нижние ее части. Разрез здесь повторяется вновь, причем ниже места пересечения разломом русла реки, при входе в небольшое скалистое ущелье, нами была прослежена толща, аналогичная слою 5, содержащая онколиты и строматолиты. Из онколитов в этом пункте определены *Osagia minuta* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. rectus* Z. Zhur., *V. lobatus* Z. Zhur., (обр. 35 а). Из строматолитов встречены *Voxonia granulosa* Kom. (обр. 35б). Все перечисленные формы онколитов и строматолитов, собранные в нижнецаганоломской подсвите, согласно заключению изучавших их З.А. Журавлевой и В.А. Комар, характерны для юдомского комплекса.

Верхняя подсвита цаганоломской свиты (рис. 4, II, слои 6—8) залегает на нижней согласно. Наилучший разрез ее наблюдался нами в ущелье р. Баян—Гол, к югу от разлома. Непосредственно выше известняков слоя 5 здесь прослежены:

Мощность, м

6. Однообразная толща серых тонкоплитчатых (от 0,5 до 0,10 м) известняков, местами яснослоистых. Они залегают моноκлиально с простираением 300° и падением на юго—запад под углом 30°. На двух уровнях, в 200 и 300 м от подошвы, в известняках, в округлых конкрециях, залегающих в виде прослоя 20—25 см мощностью, встречены водоросли: *Botominella lineata* Reitt., *Eryphyton Bornet.*, *Rehalcis Vologd.* (обр. 35 в и г), характерные, как считает З.А. Журавлева, для нижнего кембрия 380

7. Чередование песчаников, алевролитов, аргиллитов и карбонатных пород; внизу преобладают последние 100

8. Та же песчано—карбонатная толща, но доминирующая роль в ней принадлежит уже терригенным породам, среди которых много тонкоплитчатых аргиллитов зеленой и малиновой окраски 120

Общая мощность верхней подсвиты цаганоломской свиты достигает 600 м.

Баянгольская свита залегает согласно с предыдущей и связана с ней постепенным переходом. Выше слоя 8, в русле р. Баян—Гол, нами записана следующая последовательность пород:

Мощность, м

9. Монотонная терригенная пачка, лишенная прослоев известняков. Окраска пород от серо—зеленой до бурой, прослоями малиновая. В ней в 250 м от подошвы собраны хиолиты (обр. 1003): *Latonchella* ex gr. *korobkovii* (Vostokova), *Cambrotubulus decurvatus* Miss., *Turculheca* sp., *Monoplacophora* gen. et sp. nov., *Heraulitia* sp. n., согласно В.В. Миссаржевскому позволяющие говорить о нижнекембрийском возрасте включающих пород (скорее всего это нижняя половина алданского яруса) 450

10. Терригенная толща с прослоями известняков. Она срезана разломом северо—западного простираения, по которому на поверхность выведен узкий блок эффузивов дзабханской свиты. У разлома прослой известняков мелко смяты. видимая 150

Общая, вероятно неполная, мощность баянгольской свиты в данном разрезе — 600 м.

Таким образом, в разрезе р. Баян-Гол вскрыты толщи пород, залегающие в едином тектоническом плане и связанные друг с другом постепенным переходом, чем и объясняется условность их границ. Основываясь на находках указанных органических остатков, можно говорить о том, что описанная серия пород охватывает не только кембрий, как это считалось ранее, но и венд (вендомий). При этом граница между этими двумя стратиграфическими подразделениями располагается внутри цаганоломской свиты, выделенной В.В. Беззубцевым в интервале между слоями, содержащими органические остатки венда (обр. 24в) и кембрия (обр. 35в). Условно за эту границу мы принимаем контакт между нижней и верхней подсвитами.

Итак, возраст описанных толщ оценивается следующим образом. Нижнюю подсвиту цаганоломской свиты на основании содержащихся в ней онколитов и строматолитов мы считаем возможным причислить к венду. Верхнюю подсвиту, охарактеризованную водорослями, очевидно, следует отнести уже к низам нижнего кембрия, так же как согласно надстраивающую ее вверх баянгольскую свиту, положение которой, судя по хиолитам, определяется как низы алданского яруса. Возраст располагающейся в основании разреза дзабханской свиты условен. Возможно, если учесть ее сходство с дархатской серией Прихубсугуля, она лишь частично отвечает венду (вендомию), низами уходя в более глубокие горизонты рифея.

Район хр. Хасагт-Хайрхан. Значительным дополнением к материалам из окрестностей сомона Цаган-Олом служат материалы, полученные при изучении района хр. Хасагт-Хайрхан, расположенного в 70 км западнее, по левобережью р. Дзабхан, и относящегося к той же структурной зоне.

В течение 1962–1954 гг. район изучался Польской геологической экспедицией, геологами которой здесь была установлена аналогичная принятой В.В. Беззубцевым последовательность свит. Не была самостоятельно выделена лишь баянгольская свита, объединенная воедино с цаганоломской. Несколько иначе польские геологи оценили возраст толщ, в частности цаганоломскую свиту они отнесли частично к верхам нижнего, главным же образом к среднему отделу кембрийской системы (Cieslinski J., Rutkowski, 1962; Don, Dumicz, 1964; Kozlowski, Sliwinski, 1964).

Нами был осмотрен один из участков указанного района, сложенный толщей карбонатных и терригенных пород кембрия. Разрез наблюдался на северо-восточном склоне хр. Хасагт-Хайрхан, в прекрасно обнаженных берегах левого притока р. Саланы-Гол, где записана следующая последовательность пород (рис. 4, I):

Мощность, м

1. Пачка массивных светло- и темно-серых известняков с неясной слоистостью видимая 120
2. Осыпь карбонатных пород 15
3. Те же массивные известняки. На расстоянии 2 м от подошвы в их розовых разностях собраны археоциаты, согласно определениям А.Ю. Розанова, представленные видом *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.). Встречаются также единичные экземпляры: *Archaeolynthus sibiricus* (Toll), *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *T. tubexternus* (Vol.), *Ajacycyathus* sp., *Fallocyathus* sp. nov., *Antomorphia* sp. (обр. 1004) 104
4. Пачка массивных серых известняков, в которой на трех уровнях собраны археоциаты. В 12,6 м от подошвы (обр. 1005) обнаружены многочисленные представители вида *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.). В 54,6 м от подошвы (обр. 1006) встречены обильные *Archaeolynthus sibiricus* (Toll), *Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Ajacycyathus* ex gr. *kemtchikensis* (Vol.), *Orbicyathus mongolicus* (Vol.), *Ethmophyllum* ex gr. *pseudotochum* (Vol.), *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Tumulocyathus* sp. nov., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Dictyocyathus salairicus* (Vol.), *Nachoroicyathus* sp., *Kotuyicyathus* sp. Наконец, в кровле пачки (обр. 1007) помимо археоциат, представленных *Propriolynthus* sp. nov., *Laltatocyathus* sp., *Ajacycyathus? insolithus* Osad., *Ajacycyathus* sp. nov., *Robustocyathus flexus* (Vol.), *Robustocyathus* sp. nov., *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Nochoroicyathus* sp., *Fallocyathus* sp. nov., *Dic-*

tyocyathus sp., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), обнаружены также моллюски, среди которых Н.А.Аксарина определила *Bagenoviella pectunata* Aks., *Bagenovia* (?) sp., *Cambridium* sp. и представители семейства *Cambridiidae* (встречаются в большом количестве) 100

5. Пачка массивных и толстоплитчатых известняков. Археоциаты и моллюски найдены на четырех уровнях. В 6 м выше подошвы слоя (обр. 1008) собраны и определены *Tumuliolynthus karakolensis* Zhur., *Ajacycyathus* sp.I, II, *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Urcyathus* sp., *Archaeofungia* sp., *Dictyocyathus* sp. и в большом количестве *Cambridium* sp. В 9 м выше (обр. 1009) встречены *Archaeolynthus sibiricus* (Toll), *Robustocyathus* ex gr. *robustus* (Vol.), *Dictyocyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Paranacyathus* sp. nov. I. В 4,5 м выше второго уровня розовый массивный известняк (обр. 1010) переполнен *Archaeolynthus sibiricus* (Toll), *Ajacycyathus* sp. nov., *Robustocyathus* ex gr. *robustus* (Vol.), *Robustocyathus* sp. nov., *Archaeofungia* sp., *Tumulocyathus pustulatus* Vol.?, *Alatacyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Dictyocyathus salairicus* (Vol.), *Bicyathus* sp., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.). Четвертый уровень сборов фауны отстоит от третьего на расстоянии 11 м (обр. 1011). В нем найдены *Ajacycyathus* sp., *Alatacyathus jaroshevitchi* Z. Zhur., *Tabulaecyathellus bidzhaensis* Miss., *Dictyocyathus salairicus* Vol., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Paranacyathus* sp. nov. I 39

6. Известняк брекчиевидный, толстоплитчатый, серого и темно-серого цвета 5

7. Известняк темно-серый, плитчатый, толщина плит до 10 см, подчиненные прослои (3–5 см) темно-серых известняковых сланцев 17

8. Терригенная толща, сложенная серыми среднезернистыми плитчатыми песчаниками, известковыми сланцами и аргиллитами. Редкие прослои и линзы массивных известняков, в которых встречены археоциаты. Так, в линзе, располагающейся в 130 м от подошвы (обр. 1012), определены *Propriolynthus* sp., *Tumuliolynthus tubextemus* (Vol.), *T. karakolensis* Zhur., *Ajacycyathus* ex gr. *arteintervallum* (Vol.), *Robustocyathus* sp. nov., I, II, *Tumulocyathus pustulatus* Vol.?, *Porocyathus* sp. nov., *Gloriosocyathus* sp. nov., *Dictyocyathus salairicus* (Vol.), *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.)?, *Syringocnema* aff. *magna* Rodionova, *Antomorpha račkovskii* (Vol.). В линзе, располагающейся на расстоянии 58 м от первой (обр. 1013), собраны *Tumuliolynthus* sp., *Rabdocyathella* sp., *Ajacycyathus insolitus* Osad., *Aj. flebilis* Osad., *Robustocyathus flebilis* (Vol.)?, *Carpicyathus mysticus* Osad., *Archaeocyathellus* sp. I, II, III, *Tumulocyathellus admirandus* Vol., *Vologdinocyathus* sp., *Tumulocoscinus* sp., *Dictyocyathus* sp., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Pretiosocyathus* sp. nov. Самая верхняя точка с археоциатами обнаружена в 30–35 м ниже кровли толщи (обр. 1014). Здесь найдены обильные *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Paranacyathus* sp. nov. I, среди них единичные *Protopharetra* sp., *Bicyathus* sp., *Ajacycyathus* cf. *tkatshenkovi* (Vol.), ? *Tumulocoscinus* sp. 380

Общая мощность всего разреза — 780 м.

Анализ фауны, собранной на разных уровнях, позволяет следующим образом интерпретировать возраст вмещающих слоев. Археоциаты, согласно заключению А.Ю.Розанова, представлены частично многочисленными и специфическими новыми формами, частично — формами, известными на территории СССР — в пределах Тувы, Восточного и Западного Саяна и Кузнецкого Алатау. Они позволяют говорить о том, что верхняя часть рассматриваемого разреза (рис. 4, I, терригенная толща, слой 8) должна быть отнесена к санаштыкгольскому горизонту. Об этом свидетельствуют такие формы, как *Rabdocyathella* sp., *Tumulocyathellus admirandus* Vol., *Tumuliolynthus karakolensis* Zhur., ? *Syringocnema* aff. *magna* Rodionova, *Antomorpha račkovskii* (Vol.), а также формы, недавно описанные Д.В.Осадчей (Журавлева и др., 1967) из Тувы: *Ajacycyathus insolitus* Osad., *Aj. flebilis* Osad., ? *Carpicyathus mysticus* Osad и др.

Ряд форм, весьма характерных для санаштыкгольского горизонта Алтае-Саянской области, присутствует также в слое 5. Это — *Tumuliolynthus karakolensis* Zhur., *Alatacyathus jaroshevitchi* Zhur., а также роды *Archaeofungia* и *Urcyath-*

hus. Следует отметить, однако, что комплекс археоциат слоя 5 несколько беднее комплекса слоя 8. Это, вероятно, объясняется чисто экологическими причинами, на что указывает преобладание в ряде случаев одного вида — *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.). Собранные в низах слоя 5 (обр. 1008) многочисленные моллюски *Cambridium* sp., по заключению Н.А. Аксариной, также характерны для санаштыкгольского горизонта Алтае-Саянской складчатой области. Таким образом, возраст верхней части разреза решается однозначно.

Несколько большие трудности вызывает определение возраста комплекса археоциат, встреченных в слоях 3 и 4. С одной стороны, обращает внимание значительно большее количество представителей аяцициатид; важно также, что здесь нет типично санаштыкгольских форм, а комплекс археоциат скорее напоминает комплексы, свойственные камешковскому горизонту Алтае-Саянской области. Так, весьма показательно присутствие *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Dictyocyathus salairicus* (Vol.), *Fallocyathus* sp. nov., *Propriolynthus* sp. nov. и др. С другой стороны, существенно, что основную массу форм части составляет *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), другие же формы встречаются единично. Важно также, что в кровле слоя 4 (обр. 1007), наряду с перечисленными выше археоциатами, характерными для камешковского горизонта, в большом количестве найдены моллюски: *Bagenoviella pectinata* Aks., *Bagenovia* (?) sp., *Cambridium* sp., характерные, по заключению Н.А. Аксариной, для санаштыкгольского горизонта Алтае-Саянской области. Все это заставляет с некоторой осторожностью подойти к определению возраста рассматриваемых слоев. Тем не менее, мы считаем возможным параллелизовать их с камешковским горизонтом Алтае-Саянской области. При этом граница между камешковским и санаштыкгольским горизонтами должна быть проведена в верхней части слоя 4, по подошве пачки, в изобилии содержащей (обр. 1007) *Bagenoviella pectinata* Aks., *Bagenovia* sp. и др. (см. рис. 4).

Как известно из литературы, санаштыкгольский горизонт Алтае-Саянской области может быть параллелизован с низами ленского или, согласно другим авторам, с ботомским ярусом нижнего кембрия, соответственно камешковский горизонт — с верхами алданского или атдабанским ярусом (Розанов и др., 1969). Таким образом, разрез р. Саланы-Гол непосредственно или с некоторым перерывом продолжает вверх по вертикали разрез р. Баян-Гол. В целом оба разреза дают достаточно полное представление о разрезе вендско-кембрийских отложений Дзабханской зоны и о развитых в нем разного возраста карбонатных и терригенных толщах. Последнее обстоятельство необходимо особо подчеркнуть в связи с тем, что в вышедшей в 1973 г. сводке по геологии Монгольской Народной Республики эта особенность разреза Дзабханской зоны была упущена. В результате в сводке сопоставлены друг с другом близкие литологически, но разновозрастные свиты: карбонатная свита с фауной камешковского горизонта разреза р. Саланы-Гол с верхами цаганоломской свиты разреза р. Баян-Гол, хотя последняя, как это описано нами в 1972 г., лежит ниже баянгольской свиты, охарактеризованной фауной низов алданского яруса. Соответственно при описании баянгольской свиты стратотипического разреза р. Баян-Гол цитируется фауна ленского яруса, собранная нами из терригенной свиты верхов разреза р. Саланы-Гол.

ОЗЕРНАЯ ЗОНА

В пределах Озерной зоны отложения венда-нижнего кембрия развиты очень широко. Нами они изучались в хр. Хан-Тайшир, скалистом, сильно расчлененном горном сооружении, расположенном в южной части зоны, близ аймачного центра Гоби-Алтай. В 1960 г. в этом районе работал В.В. Беззубцев, описавший развитую здесь мощную (6400–6900 м) толщу основных эффузивов, содержащую линзы известняков с археоциатами. Эта толща, выделенная под именем борогольской свиты, была отнесена им к нижнему кембрию и подразделена на две части: нижнюю — существенно эффузивную и верхнюю — преимущественно туфогенную.

В 1962–1964 гг. крайние северо-западные отроги хр. Хан-Тайшир были исследованы сотрудниками Польской геологической экспедиции, принявшими схему В.В. Беззубцева, но значительно понизившими возраст эффузивных образований,

оторвав их от горизонтов фаунистически охарактеризованных известняков (Доп, Dumicz, 1964, 1968). В 1965 г. нами было сделано пересечение хр. Хан-Тайшир и обнаружены местонахождения фауны и микропроблематики венда и нижнего кембрия, дополнительно обследованные в 1967 г. совместно с З.А. Журавлевой и М.Н. Коробовым. При этом была составлена схематическая карта этого района, описан разрез борогольской свиты, именуемой нами серией и подразделенной более подробно, установлен ее возраст и дано сопоставление с синхронными отложениями Дзабханской зоны (Маркова и др., 1972). В 1974 г. на северо-западном окончании хр. Хан-Тайшир (район разв. Хантайшири - Хурэ) нами совместно с Л.П. Зоненшайном, Р.И. Володиной и Л. Жамьяндамбой при изучении офиолитового комплекса были получены дополнительные материалы по структуре и последовательности вендских и кембрийских отложений этого района, внесшие коррективы в ранее опубликованный разрез.

В настоящее время строение хр. Хан-Тайшир представляется нам в следующем виде. Тектоническая структура отложений венда и кембрия, слагающих значительную часть этого горного сооружения, весьма напряженна и сложна. Важное значение здесь имеют продольные разломы северо-западного направления, обычно крутопадающие на юг, что обуславливает чешуйчатое строение района. Особенно сильно взбросы, надвиги, а местами и небольшие покровы развиты в областях выходов гипербазитов, играющих роль подстилки, по которой происходило смещение чешуй. Помимо отложений венда и кембрия, в чешуйчатом строении района участвуют красноцветные образования, условно относимые в девону и указывающие на то, что в формировании структуры хр. Хан-Тайшир, помимо раннекаледонских движений, значительную роль играли также герцинские (рис. 5, 6).

Несмотря на сложную тектоническую структуру, строение большинства чешуй однотипно, что позволяет проследить стратиграфическую последовательность образований борогольской серии, в пределах которой нами выделяются четыре самостоятельные крупные свиты: уланшандинская, хантайширская, араинбулакская и наранская. Ниже мы приводим наиболее характерные разрезы этих свит (рис. 7).

Уланшандинскую и хантайширскую свиты далеко не всюду удастся хорошо отделить одну от другой. В целом уланшандинская свита представлена вулканическими породами, а хантайширская - осадочными.

Уланшандинская свита широко развита в районе сомона Наран. Здесь она сложена толщей основных, преимущественно базальтоидного состава, эффузивов, среди которых значительное место занимают грубообломочные накопления агломератных туфов и вулканических брекчий; встречаются также прослои и пачки известняков. Хорошие разрезы свиты известны к югу от сомона Наран, в меридиональном ущелье, прорезающем горы Улан-Шанды-Ула (см. рис. 7, IV). Стратиграфически снизу вверх здесь наблюдаются:

Мощность, м

1. Серо-зеленые хлоритизированные и карбонатизированные диабазовые порфириты и мандельштейны, редкие подчиненные прослои пестрых туфов видимая 400
2. Чередование тех же порфиритов, участками гематитизированных и их агломератных туфов. В нижней части преобладают порфириты, выше - агломераты. Мощность отдельных пачек колеблется от 50 до 75 м 400-500
3. Известняк серый, сильно рассланцованный 50
4. Агломератные туфы порфиритов, сильно гематитизированные. Обломки принадлежат нижележащим диабазовым порфиритам и мандельштейнам. Изредка наблюдаются подчиненные прослои самих порфиритов, мощностью не более 2-3 м 600
5. Серый плитчатый известняк с онколитами: *Volvatella lonalis* Nar., *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Osagia minuta* Z. Zhur., по З.А. Журавлевой, характерными для венда 50

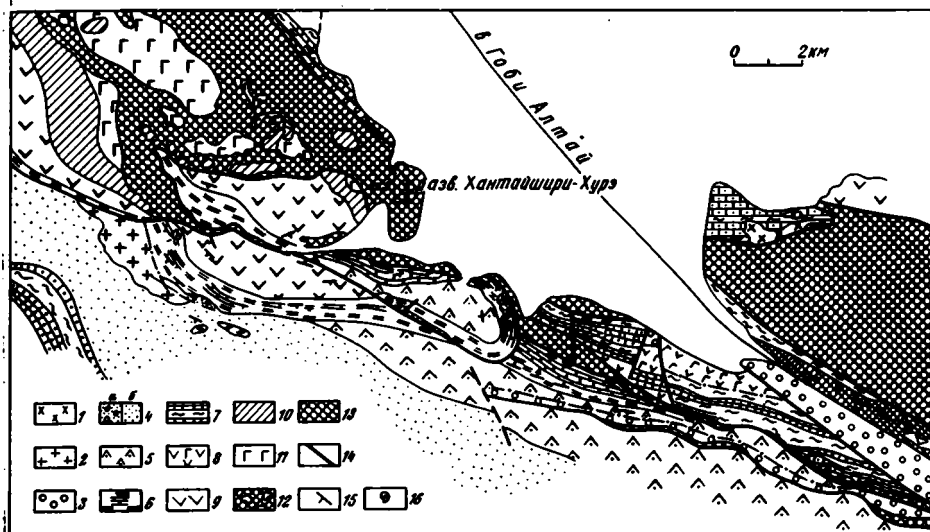


Рис. 6. Фрагмент карты северо-западной части хр. Хан-Тайшир, составленной Н.Г.Марковой, Л.П.Зоненшайном, Р.И.Володиной, Л.Жамьяндамбой в 1974 г.

1 – гранит-порфиры; 2 – гранитоиды; 3 – красноцветные отложения девона (?); 4 – отложения среднего – верхнего кембрия (?) паранской свиты: а – конгломераты, б – алевролиты и аргиллиты; 5, 6 – отложения нижнего кембрия: 5 – туфы, туффиты, порфириты араинбулакской свиты, 6 – кремнистые сланцы, яшмы, известняки хантайширской свиты; 7 – 9 – отложения уланшандинской свиты венда – нижнего кембрия: 7 – кристаллические известняки, зеленые сланцы, 8 – диабазовые порфириты с дайками габбро, 9 – диабазовые порфириты; 10 – комплекс параллельных даек; 11 – пироксениты и габбро; 12 – меланж; 13 – гипербазиты; 14 – разломы; 15 – элементы залегания; 16 – фауна

Мощность уланшандинской свиты в приведенном разрезе достигает приблизительно 1500–1600 м. Верхние горизонты свиты можно наблюдать западнее, в горных грядах горы Сатир-Ула и к юго-западу от нее, где обнажаются (рис. 7, V).

Мощность, м

6. Вулканические брекчии пироксеновых порфиритов и сами порфириты с включениями оливина; простирание на $300-310^{\circ}$, падение северо-восточное, под углом $55-60^{\circ}$ 400

7. Зеленые диабазовые порфириты и спилиты с отчетливой шаровой отдельностью. Иногда встречаются мандельштейны. Редкие подчиненные прослои туфов. 300

8. Туфы пироксеновых порфиритов с обломками гематизированных их разностей. 170

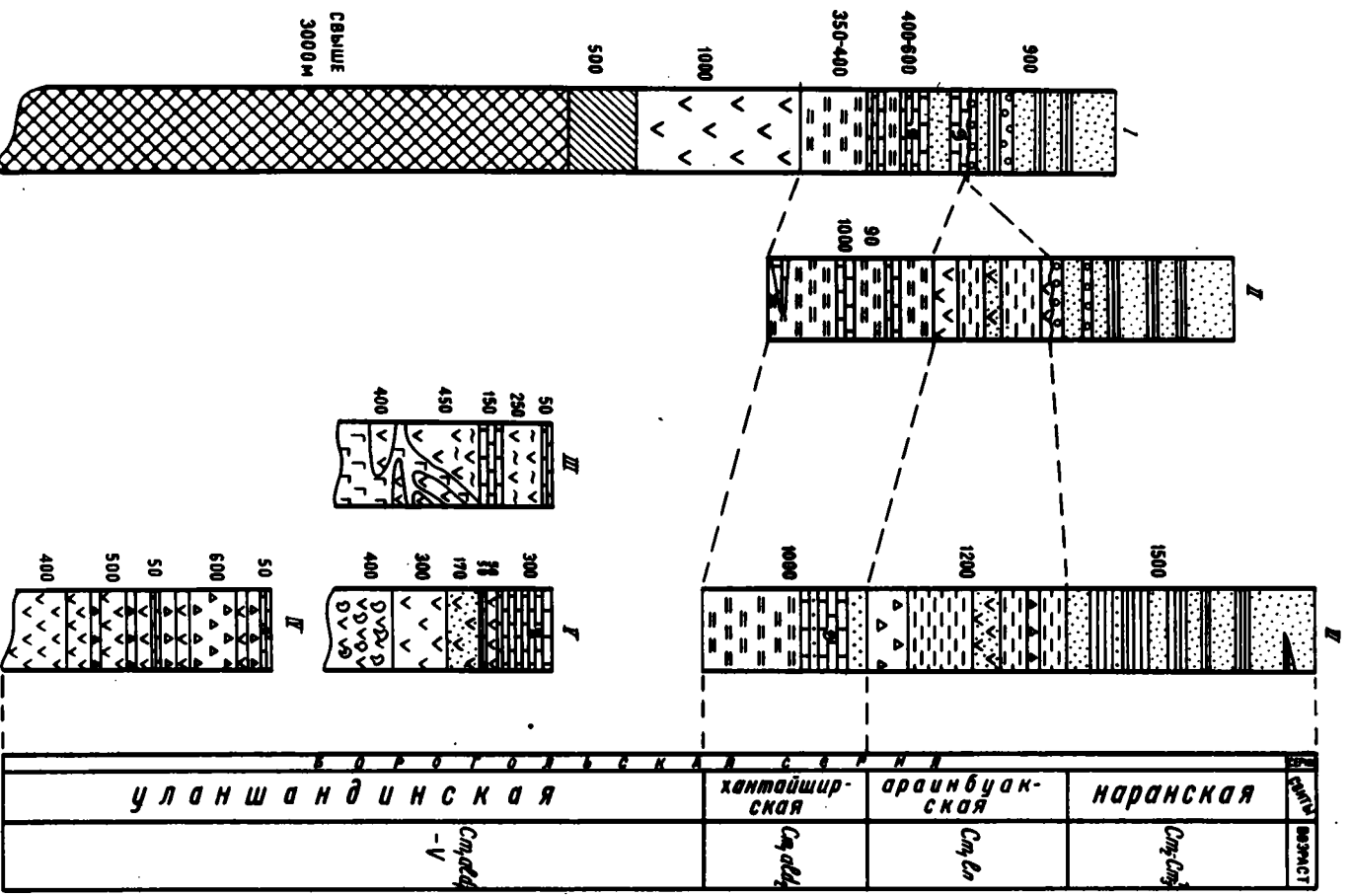
9. Известняки светло-серые и розоватые. 50

10. Зеленые пироксен-плагиоклазовые порфириты, сильноэпидотизированные и гематитизированные. 50

11. Известняковый массив горы Сатир-Ула, состоящий из чередования темно-серых плитчатых, пахнущих при ударе разностей и розовых, пятнистых, местами брекчиевидных известняков. Серые известняки преобладают в нижней части толщи, розовые – в верхней. Породы сильно мраморизованы и смяты в узкую изоклиinalную складку, рассеченную разломом. . . около 300

Общая мощность разреза – 1270 м.

В розовых известняках в верхней части толщи З.А.Журавлевой собраны и описаны онколиты: *Leveroglyphites mirabilis* Reidl. и водоросли: *Botominella*



район	наименование
наранская	Сарылы
арайнбуак-ская	Сарылы
хантайшир-ская	Сарылы
уланшандинская	Сарылы -V

lineata Reith., *Amganella glabra* (Красноп.), *Girvanella sibirica* Maslov, *Epiphyton* Bornem. Здесь же встречены перекристаллизованные неопределимые археоциаты. Кроме того, в известняках массива горы Дологой-Цахир-Ула, образующих восточное продолжение массива горы Сатир-Ула, найден онколит *Nubecularites catagraphus* Reith. Все указанные формы характерны для нижнего кембрия.

Близкий разрез верхов уланшандинской свиты наблюдался нами в 10 км к юго-востоку от разв. Хантайшири-Хурэ, восточнее закартированного небольшого покрова (см. рис. 6). Однако в низах его значительное место занимают габброиды (см. рис. 7, III). Начиная от долины, вверх по северному склону хр. Хан-Тайшир и стратиграфически снизу вверх нами прослежено:

Мощность, м

1. Скалистые выходы диабазовых порфиров и габбро, причем габбро прорывают порфиры и образуют в них ряд дайкообразных тел. . . около 400
2. Диабазовые порфиры с простираем 290°, падением на юг под углом 40°. 180
3. Микрогаббро 20
4. Туфы диабазовых порфиров 80
5. Дайка габбро 20
6. Зеленые сланцы по диабазам и их туфам 150
7. Известняки серые, тонкослоистые 150
8. Сильно рассланцованные, эпидотизированные и хлоритизированные основные эффузивы, практически превращенные в зеленые сланцы; простираем — 250°, падение на юг под углом 50°. 250
9. Гряды серого известняка, тонкослоистого, срезанного субширотным разломом, трассируемым выходами гипербазитов. видимая 50

Общая мощность разреза — 1300 м.

Суммарная мощность обоих приведенных разрезов — около 3000 м.

В возрастном отношении уланшандинская свита отвечает венду и нижнему кембрию, при этом граница между ними условна и по имеющимся материалам точно проведена быть не может.

Хантайширская свита сложена зелеными и вишневыми кремнистыми сланцами, туффитами и полосатыми яшмами, а также пачками рифовых известняков с подчиненным развитием алевролитов и песчаников. Лучший разрез ее известен в четырех км к юго-западу от разв. Хантайшири-Хурэ, вдоль тропы, идущей на водораздел. Этот разрез, а также пространство, расположенное к северу от него, были подробно исследованы нами в 1974 г. в связи с изучением офиолитового комплекса. Хотя тектоническое строение этого участка весьма сложное (см.рис.6), однако целостность приводимого ниже разреза офиолитового комплекса, который обнимает, по-видимому, и хантайширскую, и нижележащую уланшандинскую свиты, не вызывает сомнений, так как взаимоотношения между отдельными его частями были прослежены и проверены также в других, менее нарушенных местах.

Рис. 7. Сопоставление стратиграфических колонок барогольской серии и хр. Хан-Тайшир

I — к юго-западу от разв. Хантайшири-Хурэ (1974 г.), II — северо-западная часть хр. Хан-Тайшир (1974 г.), III — к юго-востоку от разв. Хантайшири-Хурэ (1974 г.), IV — горы Улан-Шанды-Ула (1965–1967 гг.), V — гора Сатир-Ула (1965–1967 гг.), VI — район родника Араин-Булак и р. Худжартын-Гол (1965–1967 гг.). 1 — ультраосновные породы обобщенно (гипербазиты, пироксениты, габбро); 2 — габбро; 3 — комплекс параллельных даек; 4 — основные порфиры; 5 — туфы порфиров; 6 — агломераты; 7 — вулканические брекчии; 8 — зеленые сланцы; 9 — кремнистые сланцы и яшмы; 10 — известняки; 11 — туфы, туффиты; 12 — песчаники и гравелиты; 13 — алевролиты и аргиллиты; 14 — конгломераты; 15 — фауна

С севера на юг и снизу вверх по разрезу здесь прослежены следующие комплексы (см. рис. 7, 1):

Мощность, м

1. Выходы гипербазитов, слагающих широкие поля как в районе разв. Хан-тайшири—Хурэ, так к северо-западу и юго-востоку от них. Не останавливаясь подробно на описании этого комплекса пород, так как он нуждается в специальном рассмотрении, укажем, что, кроме собственно гипербазитов, представленных в различной степени серпентинизированными перидотитами, гарцбургитами, реже дунитами, здесь присутствуют также пироксениты и габброиды. Мощность всего комплекса, трудно определяемая, достигает нескольких тысяч метров выше 3000

2. Комплекс пород, насыщенный дайками диабазового состава, ориентированными обычно строго параллельно друг другу. Междайковые пространства представлены или габброидами, или диабазовыми лавами, близкими по составу к прорезающей их дайковой серии 500

3. Диабазовые порфириды, тесно связанные с комплексом параллельных даек, которые, несомненно, являются их корнями. Для них характерна шаровая отдельность, обычно весьма четко проявленная. Диаметр шаров достигает 0,5–2 м, в промежутках порода обжата и развальцована вплоть до хлоритовых сланцев. Часто наблюдается мандельштейновая структура с миндалитами, выполненными эпидотом и хлоритом 1000

Выходы шаровых лав прослежены в северной части, откартированной в этом участке шарьяжной пластины (см. рис. 6), причем в восточной части ее обнажается тот же комплекс параллельных даек, согласно с ними контактирующий. Кроме того, шаровые лавы уже в автохтонном залегании наблюдаются в 2 км южнее, в водораздельной части хр. Хан-Тайшир, откуда прослеживается непрерывный разрез вышележащих горизонтов.

Мощность, м

4. Вишневые и сургучные кремнистые туффы и яшмы, залегающие согласно с вулканитами слоя 3 350–400

5. Серые и розовые, часто пятнистые известняки, образующие прерывистые линзообразные выходы. В промежутках между ними гравки и высыпки полосатых кремнистых адевролитов, туффитов и туфопесчаников серо-зеленой и вишневой окраски. Падения южные, под углом 60°. Мощность толщи изменчива в виду трансгрессивного перекрытия ее терригенной (наранской) свитой 400–600

В известняках слоя 5 в ряде точек собрана обильная фауна археоциат, из которой А.Ю. Розановым определены *Archaeolynthus sibiricus* (Toll), *Tumuliolynthus tubexternus* (Vol.), *Kaltatocyathus* sp. nov., *Pretisococythus* sp. nov., *Retecoscinus* sp. nov., *Paranacyathus tuberculatus* (Vol.), *Paranacyathus minutus* (Vol.), *Orbicyathus mongolicus* (Vol.), *Loculicyathus tolli* (Vol.), *Kotuyicyathus* sp. nov., *Protopharetra* sp., *Dictyocyathus* sp., *Robustocyathus* (*Rotundocyathus*) sp., *Bicyathus* sp., *Cyclocyathellidae* sp., ? *Dokidocyathina georgiensis* Roz. Кроме того, здесь найдены онколиты *Osagia senta* Z. Zhur. и водоросли *Renalcis* Vologd.

Онколиты, по данным З.А. Журавлевой, свидетельствуют о нижнекембрийском возрасте вмещающих пород; археоциаты, согласно А.Ю. Розанову, характерны для камешковского горизонта нижнего кембрия Алтае-Саянской области.

Таким образом, в приведенном разрезе мы встречаемся с весьма разнообразными комплексами пород. Собственно к хантайширской свите в нем относятся лишь кремнистые породы и известняки слоя 4 и 5, максимальная мощность которых достигает 1200 м, местами же резко сокращается за счет несогласного перекрытия их вышележащими образованиями. Диабазовые лавы слоя 3, вероятно, должны быть отнесены еще к уланшандинской свите, как и тесно связанный с ними комплекс параллельных даек. Возможно, наконец, что какая-то часть залегающего ниже комплекса ультраосновных пород также отвечает времени формирования уланшандинской свиты, которая, таким образом, в этом разрезе получает иное выражение.

Араинбулакская свита сложена преимущественно тонкозернистыми туфами, туфопесчаниками и туфосланцами зеленой и фиолетовой окраски с подчиненными прослоями грубообломочных пород. Иногда появляются также прослои порфиритов и лавобрекчий их. Известняки здесь отсутствуют, что отличает свиту от нижележащей хантайширской. Выходы араинбулакской свиты протягиваются вдоль южного склона хр. Хан-Тайшир, причем лучший, хотя и неполный, разрез ее наблюдался нами в меридиональном ущелье, в 5 км к югу от родн. Араин-Булак. За проходящим здесь крупным разломом стратиграфически снизу вверх прослежены (см. рис. 7, VI):

Мощность, м

1. Агломератные туфы, обломочный материал которых состоит из сильно эпидотизированных порфиритов. Простираие — 300° , падение на юго-запад под углом 65° 100
 2. Те же агломераты, переходящие в туфоконгломераты и в среднезернистые туфопесчаники 150
 3. Зеленые и фиолетовые яснополосчатые зернистые туфы, тонкослоистые туфосланцы и кремнистые туффиты. Простираие 300° , падение на юг под углом $50-60^{\circ}$ 200
 4. Та же толща чередования разнозернистых туфов, туфосланцев и туффитов, окрашенных в зеленые, серые и вишневые тона 200
 5. Однообразные тонко- и равнозернистые туфы, хлоритизированные, эпидотизированные и гематитизированные 200
 6. Туффиты, местами содержащие прослой (по 3–5 м мощностью) туфоконгломератов с распушенной галькой зеленых эпидотизированных порфиритов. Размер гальки 25–30 см 400
- Общая мощность разреза — 1250 м.

Та же характерная толща зелено-фиолетовых туфосланцев, туфов и агломератов с прослоями диабазовых порфиритов наблюдалась нами в северо-западной части района, в водораздельной части хр. Хан-Тайшир (см. рис. 6 и 7, II). Выше яшм и известняков, характерных для хантайширской свиты, согласно с ними залегают зеленые, вишневые и фиолетовые туфы, туффиты и туфоагломераты. В обломочном материале последних содержатся те же зелено-фиолетовые туффиты, а также розовые пятнистые известняки, совершенно аналогичные слою 5 приведенного выше разреза хантайширской свиты. Кроме того, здесь присутствуют прослои диабазовых порфиритов и их туфов. Мощность неполная, возрастающая в восточном направлении, измеряется от 400 до 1000 м. Укажем, что близкая толща зелено-фиолетовых туфов, туфоагломератов и лавоагломератов диабазовых порфиритов с пачками самих порфиритов наблюдалась нами выше яшмо-известняковой толщи также в центральной части шарьяжной пластины, закартированной к югу от разв. Хантайшири-Хурэ (см. рис. 6). Видимая мощность ее измеряется здесь в пределах 400–450 м.

Таким образом, два последних разреза дополняют разрез в районе родн. Араин-Булак, причем новым является здесь появление прослоев и пачек диабазовых порфиритов и лавоагломератов.

Наранская свита — самая верхняя свита борогольской серии. Это уже преимущественно песчано-сланцевая толща пород, местами без видимого несогласия залегающая на образованиях араинбулакской свиты, местами же трансгрессивно срезающая как их, так и более низкие части разреза. Выходы свиты приурочены к южным предгорьям хр. Хан-Тайшир, ее разрезы прослежены в ущелье родн. Араин-Булак, в низовьях р. Хужардын-Гол и на северо-западе района (см. рис. 5, 6).

В берегах р. Хужардын-Гол, непосредственно вслед за выходами пород араинбулакской свиты, без видимого несогласия залегают (см. рис. 7, VI):

Мощность, м

1. Песчаники и алевроиты серо-зеленые, тонкозернистые плитчатые; простираие 290° , падение на юго-запад под углом 45° 60
2. Рассланцованные зеленые и вишневые алевролиты 40

3. Песчаники, подобные слою 1 40
 4. Пачка алевролитов и аргаллитов зеленого и темно-серого цвета, филолитовидных, тонколистостатых, с подчиненными прослоями (0,5–1 м) песчаников 250–300
 5. Пачка тех же алевролитов и аргиллитов, лишенная песчаников. . . 60
 6. Песчаники с простиранием 290° и падением на юго-запад под углом 50° 40
 7. Чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов; последние преобладают 200
 8. Песчаники серо-зеленые с подчиненными прослоями темно-серых, почти черных аргиллитов 300
 9. Пачка песчаников, лишенная аргиллитов 150
 10. Серо-зеленые плитчатые песчаники; в верхней части слоя линза известняков мощностью 3 м 300
- Мощность всего разреза – 1450–1500 м.

Трансгрессивное залегание наранской свиты на более древние горизонты нижнего кембрия наблюдалось нами на северо-западе района. Здесь вдоль тропы, идущей от разв. Хантайшири–Хурэ на водораздел (рис. 6), вслед за породами хантайширской свиты, срезая их, прослежено выше слоя 3 (см. рис. 7, I):

Мощность, м

4. Грубовалунный конгломерат, имеющий характер базального. Он состоит преимущественно из крупных валунов и галек нижежащего известняка, величина которых достигает 1 м в поперечнике. Встречаются, кроме того, более мелкие гальки яшм и кремнистых сланцев 30–40
5. Гравелит и серый слоистый песчаник с примесью туфогенного материала, простирание 292° , падение на юго-запад под углом 40° . . . 60
6. Зеленые и красные алевролиты 50
7. Конгломераты, сильно рассланцованные. Среди гальки, величина которой колеблется от 2 до 20 см, узнаются породы всех нижежащих частей разреза: гипербазиты, габбро, известняки, яшмы, основные эффузивы диабазового состава и пр. 55

Видимая мощность наранской свиты в данном разрезе достигает 200 м. Однако в логу, расположенном в 2 км к северо-западу, вскрываются более высокие ее части, представленные частым переслаиванием зелено-серых и черных песчаников, гравелитов, тонкополосчатых кремнистых сланцев и туффитов. Породы сильно кливажированы, филлитизированы и хлоритизированы. Есть следы микрофауны. Видимая мощность – 600–700 м.

Общая мощность наранской свиты в приведенных разрезах достигает 900 м.

Таким образом, борогольская серия в целом имеет мощность около 7000 м.

Для суждения о возрастном положении борогольской серии у нас имеются следующие реперы: горизонт с микропроблематикой венда в нижней части уланшандинской свиты, горизонт с онколитами нижнего кембрия горы Сатир–Ула в верхах свиты и известняки с археоциатами камешковского горизонта в разрезе хантайширской свиты. Исходя из этого, нам кажется, что вулканогенный комплекс уланшандинской свиты отвечает венду и низам адданского яруса нижнего кембрия (томмотский ярус, по данным А.Ю.Розанова из совместной с другими авторами работы, 1969). Хантайширская свита, согласно собранной в ней фауне археоциат, датируется как верхняя часть адданского яруса, или атдабанский ярус, по данным тех же авторов. Араинбулакская свита, не охарактеризованная органическими остатками, скорее всего отвечает ленскому ярусу нижнего кембрия. Наранская свита, вероятно, должна быть отнесена к более высоким подразделениям этой системы. Возможно, ее следует сравнивать с молассоидными отложениями, описанными В.А.Благонравовым и Н.С.Зайцевым (1972) из северных районов Монголии, датируемыми ими как средний–верхний кембрий.

Необходимо отметить, что разрез хр. Хан-Тайшир имеет много общего с другими разрезами Озерной зоны, в первую очередь с разрезами гор Сэр-Нуру и Цоль-Ула, а также хр. Хан-Хухей (Амантов, 1963). Ранее эти разрезы относились только к нижнему кембрию. Учитывая новые данные, можно предполагать, что разрезы захватывают более широкий возрастной интервал.

В заключение укажем, что описанные разрезы Дзэбханской и Озерной зон, несмотря на их различное формационное выражение и разную тектоническую позицию, синхронны в возрастном отношении и могут быть легко сопоставлены. Основываясь на этом, можно говорить, что в обеих структурных зонах вскрыты образования венда — нижнего кембрия, при этом граница между этими двумя стратиграфическими подразделениями проходит в одном случае внутри однообразной карбонатной толщи осадков, в другом — внутри вулканогенной серии пород, т.е. венд и нижний кембрий описанной части Южной Монголии, подобно тому как это имеет место в Северной Монголии (Ильин, Журавлева, 1968) и в прилегающих частях Советского Союза (Семихатов, Серебряков, 1967), тесно связаны друг с другом и представлены единым и непрерывным разрезом.

ОРДОВИК

Образования ордовика распространены в юго-западной части Монголии весьма широко. Впервые они были выделены и описаны здесь В.А.Амантовым, В.П.Ажипой, В.В.Беззубцевым, В.С.Волхониним и Е.С.Волхониной, М.И.Дубровским, А.Х.Ивановым, Б.Лувсанданзаном, П.С.Матросовым, А.В.Пекуровым, Е.Рутковским, В.М.Синицыным, В.А.Федоровским и др. Территориально отложения этого возраста связаны с двумя тектоническими зонами: Монголо-Алтайской и Южно-Монгольской. Незначительные выходы их известны также в пределах Озерной зоны, где они описаны В.А.Амантовым.

Наши исследования были сосредоточены в двух первых зонах, охватив южную часть Монгольского Алтая и хр. Гобийский Тянь-Шань. Наиболее интересен первый район, так как именно здесь нам удалось фаунистически обосновать образования описываемого возраста, выяснить их стратиграфическую последовательность и впервые дать ярусное подразделение.

МОНГОЛО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА

Южная часть Монгольского Алтая относится к высокогорным районам Монголии, сильно расчлененным и прекрасно обнаженным. В ее пределах нами была изучена и закартирована территория, расположенная между сомонами Тонхил, Мунх-Хайрхан, Уэнч и Булган (рис. 8). До наших исследований в этом районе в 1957–1959 гг. проводилась мелкомасштабная геологическая съемка В.П.Ажипой, Б.Лувсанданзаном, М.И.Дубровским, А.В.Пекуровым, В.А.Федоровским. Масштаб съемочных работ не позволил перечисленным выше авторам достаточно пристально заняться вопросами стратиграфии. Остался неясным возраст ряда толщ, в том числе широко развитых в этой части Монгольского Алтая зеленоцветных терригенных, а также метаморфических образований. Возраст их не был достаточно аргументирован, возрастные индексы, как правило, давались в очень широких пределах — в лучшем случае в пределах отдела или системы в целом, а иногда и шире (силуро-девон, например). Полностью отсутствовали ярусные подразделения, не было разработано опорных разрезов, обоснованных палеонтологически. В ряде случаев нам удалось восполнить эти пробелы.

Образования ордовика наиболее широко развиты в северной, предгорной части Монгольского Алтая, в районе сомона Тонхил и к северо-западу от него. Кроме того, возможно, что частично к ордовикам должны быть отнесены также образования, развитые в перевальной части хребта, в верховьях рек Уэнч-Гол и Бодончи-Гол, зажатые между разломами северо-западного простирания, пропизанные интрузиями и метаморфизированные до фации зеленых сланцев (рис. 8). Возраст их ввиду отсутствия фауны остается условным.

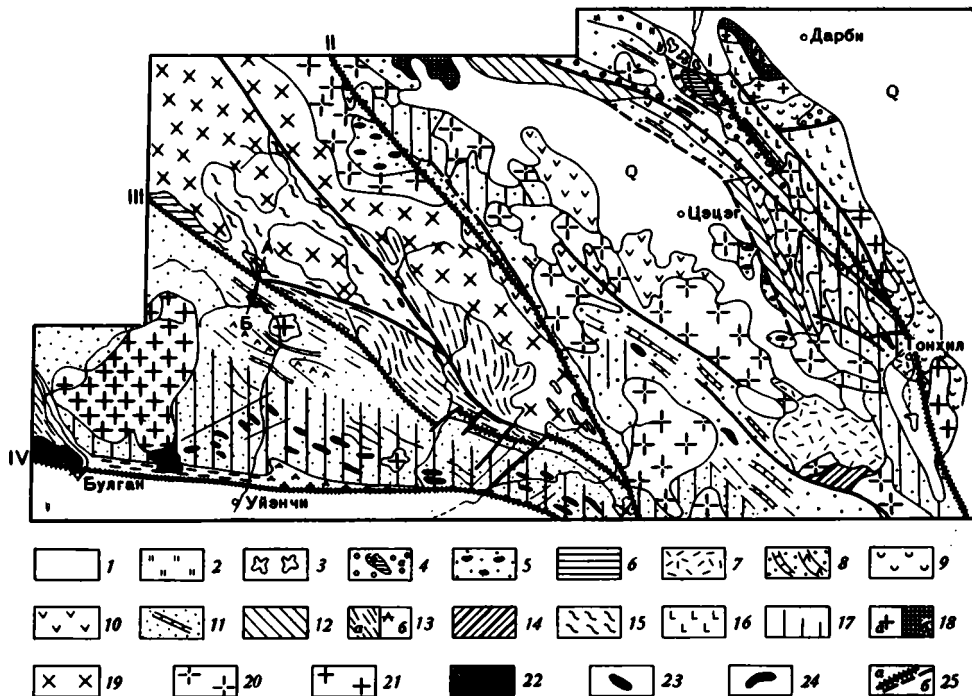


Рис. 8. Геологическая карта южной части хр. Монгольский Алтай

1 – четвертичные отложения; 2 – неоген (красные глины и суглинки); 3 – верхняя юра–нижний мел (красноцветные конгломераты и песчаники); 4 – карбон: а – конгломераты, песчаники, б – алевролиты, угли; 5 – верхний девон–нижний карбон (конгломераты, песчаники); 6 – средний девон, живетский ярус (черные алевролиты и песчаники); 7 – нижний – средний девон Монголо–Алтайской зоны (липариты, андезиты, их туфы, вулканические брекчии и жерловые фации, прослои известняков); 8 – нижний – средний девон Южно–Монгольской зоны: алевролиты, кремнистые алевролиты, песчаники, линзы известняков, порфириды; 9 – нижний – средний девон Озерной зоны (красноцветные конгломераты и песчаники); 10, 11 – верхний силур; 10 – порфириды, их туфы, вулканические брекчии, линзы яшм; 11 – конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки; 12 – верхний ордовик – нижний силур (алеволиты, песчаники, известняки); 13 – силур нерасчлененный: а – алевролиты, б – порфириды; 14 – арениг – лланвирн (алеволиты, песчаники); 15 – алевролиты, песчаники, хлоритовые сланцы, прослои яшм неясного возраста; 16 – нижний кембрий (основные порфириды, известняки); 17 – метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; 18 – а–плагиограниты, б – габбро; 19 – гнейсовидные граниты, гранодиориты; 20 – граниты Хархиринского комплекса; 21 – граниты Алтайского комплекса; 22 – мигматизированные граниты; 23 – пегматиты (тела и жилы); 24 – гипербазиты; 25 – разломы: а – глубинные, б – региональные. Цифрами на карте обозначены разломы: I – Цаганшибэтинский, II – Толбонурский, III – Тургенгольский, IV – Булганский. А–Б – линия детального профиля, см.рис.16

Район сомона Тонхил является безусловно опорным для выяснения стратиграфии ордовика. В нем развиты все три отдела описываемой системы, охарактеризованные фаунистически и подразделенные нами на ярусы (рис. 9).

Аренигский и лланвирнский ярусы. Наиболее низким членом стратиграфического разреза этого района являются отложения аренигского яруса нижнего ордовика ($O_1 ar$), а также слои, обнимающие смежные части аренигского и лланвирнского ярусов ($O_{1-2} ar-lv$). Они представлены чередованием зеле-

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – кремнистые алевролиты; 5 – известняки; 6 – мергели; 7 – яшмы; 8 – андезитовые порфиры и их туфы; 9 – вулканические бреккии и агломераты порфиритов; 10 – липаритовые порфиры; 11 – туфы липаритовых порфиров; 12 – угли; 13 – фауна и флора

Разрез нижней части описываемой толщи, относящейся соответственно к аренинскому ярусу [южнее обн. 34 (13), см. рис. 11], может быть представлен в следующем виде (снизу вверх).

О₁г 1. Серо-зеленые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями (от 0,5 до 1 м) тонколистоватых алевролитов; простираение 220°, падение на северо-запад под углом 40°. 100

2. Те же песчаники, иногда с характерной шаровой отдельностью подчиненные прослои алевролитов . . . 175
3. Гравелиты грубозернистые 100
4. Песчаники равнотернистые, слоистые, простирание 220° , падение на северо-запад под углом 40° . . . 125
5. Песчаники более грубозернистые 300
6. Преимущественно алевролитовая пачка с незначительным количеством песчанитого материала общей мощностью 125 м. В т. 34 (13) на плоском холме в ней собраны граулиты. Более подробно пачка может быть подразделена следующим образом:

а) зеленые глинисто-кремнистые алевролиты с *Tetragraptus bigsbyi* (Hall), *Trigonograptus ensiformis* (Hall), *Expansograptus* sp., *E. suecicus* (Tullb), *Isograptus forei-piformis* latus (Rued), *I. manubriatus* (Hall), *I. imitata* (Harris), *I. sp. Corymbograptus* sp., *Dictyonema* sp. 20

б) песчаники без фауны	25
----------------------------------	----

в) алевролиты с *Isograptus imitata* (Harris), *Isograptus* sp., *Tetragraptus bigsbyi* (Hall), *Trigonograptus* sp., *Expansograptus suecicus* (Tullb.) 15

г) гравки алевролитов, лишенные фаунистических остатков	50
---	----

д) алевролиты с *Trigonograptus ensiformis* (Hall), *Expan-*
sograptus sp., *Isograptus* sp. 5

Общая мощность разреза – 915 м.

Более высокие горизонты той же толщи наблюдались нами севернее, близ высоты 2430. Снизу вверх по разрезу здесь прослежены:



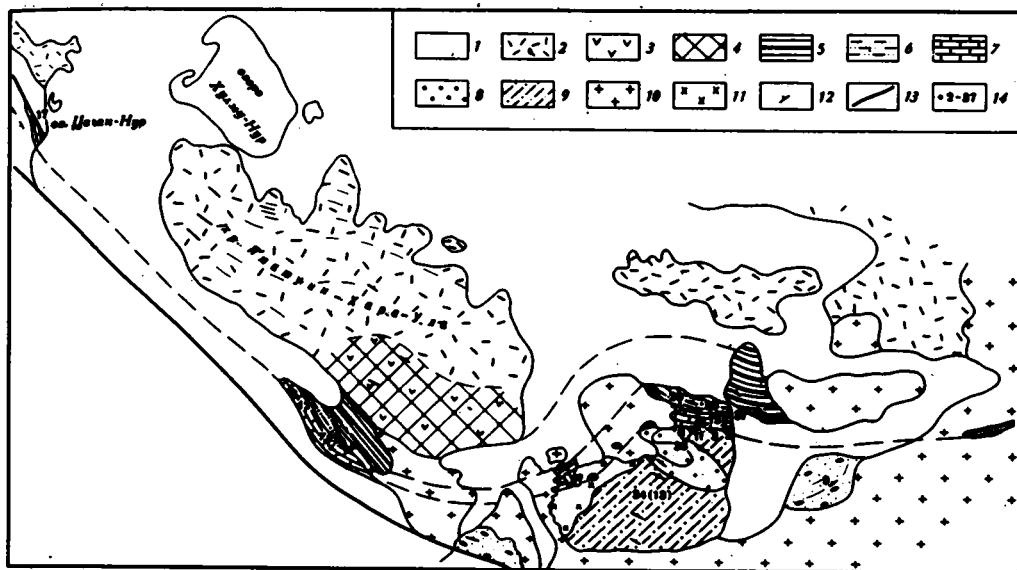


Рис. 11. Деталь геологической карты района оз. Хулму-Нур и положение местонахождений фауны и флоры

1 – четвертичные отложения; 2–6 отложения эйфеля: 2 – липаритовые порфиры, их туфы и игнимбреты, 3 – андезитовые порфириты, жерловые фации и субвулканические тела того же состава, 4 – область вулканического центра, 5 – кислые туфы, терригенные породы, 6 – кремнистые алевролиты и песчаники, 7 – эмс-нижний эйфель (известняки); 8 – средний карадок (конгломераты, песчаники); 9 – арениг-лланвирн (песчаники, алевролиты и кремнистые алевролиты); 10 – граниты; 11 – гранодиориты; 12 – элементы залегания; 13 – разломы; 14 – местонахождения фауны и флоры

Мощность, м

- О₁ аг 1. Темно-серый алевролит 10
2. Переслаивание алевролитов темно-серого и табачного цвета. Мощность прослоев измеряется сантиметрами. В них, в точках 2 и 3 (рис. 11), собраны граптолиты и мелкие брахиоподы, из которых определены *Phyllograptus anna* (Hall), *Trigonograptus ensiformis* (Hall), *Expansograptus* sp., *Isograptus paraboloides* Tzaj, *Isograptus* sp. 5
3. Те же алевролиты, иногда кремнистые; простирание 200°, падение на северо-запад под углом 60° 5
4. Темно-серые алевролиты с *Phyllograptus anna* (Hall), *Phyllograptus densus* Törnq., *Ph. typus* Hall, *Expansograptus* sp., *Corymbograptus* sp., *Isograptus* sp., *Glyptograptus* sp. 10

Продолжение подписи к рис. 10.

7 – песчаники, алевролиты, известняки, 8 – порфириты, их туфы, вулканические брекчи, линзы яшм; 9 – 12 – породы девона: 9 – эмс-эйфель (известняки), 10 – эйфель (песчаники, алевролиты, туфы кислых эффузивов), 11 – эйфель – живет (липариты и андезитовые порфириты), 12 – верхний девон – нижний карбон (?) (конгломераты, песчаники); 13 – нижний – верхний карбон (конгломераты, песчаники, алевролиты, угли); 14 – верхняя юра – нижний мел (моласса); 15 – гипербазиты; 16 – граниты; 17 – гранодиориты; 18 – разломы; 19 – элементы залегания; 20 – простирания пород; 21 – местонахождения фауны и флоры. Врезка на карте: 1 – аргиллиты, алевролиты (C₁₋₂ аг-IV), 2 – конгломераты (C₂ k₂), 3 – песчаники (C₂ k₂), 4 – известняки (D₁ emD-D₂ e₁)

5. Те же алевролиты с граптолитами: *Phyllograptus* sp., *Expansograptus* sp., *Isograptus paraboloides* Tzaj, *I. maxima-divergens* (Harris), *I. markovae* Tzaj ... 5
6. Кремнистые алевролиты с граптолитами: *Tetragraptus* sp., *Expansograptus* sp., *Isograptus* sp. 10
7. Алевролиты темно-серые и зеленоватые, тонколистовые 75
8. Те же алевролиты с *Trigonograptus ensiformis* (Hall) 10
9. Те же алевролиты с подчиненными прослоями серо-зеленых песчаников по 0,5–1 м мощностью 100
- О₂lv 10. Алевролиты темно-серые, листовые, с простиранием 260°, падением на северо-запад углом 60°. В них в т. 6 встречены граптолиты: *Glyptograptus* sp., *Expansograptus* sp., а также обильные мелкие беззамковые брахиоподы, оставшиеся неопределенными 10
11. Темно-серые алевролиты с граптолитами (точки 6 и 11): *Phyllograptus mongoliensis* Tzaj, *Phyllograptus typus* Hall, *Trigonograptus ensiformis minor* Mu et Lee, *Trigonograptus* sp., *Expansograptus* sp., *Isograptus* sp., *Glyptograptus* sp., двурядная форма неопределимая 10
12. Те же алевролиты с подчиненными прослоями песчаников по 2–3 м мощностью 80
- Общая мощность по разрезу – 330 м.

Согласно данным Д.Т.Цая, определившего собранные нами коллекции, анализ их показывает, что комплексы граптолитов из точек 2,3 и 34 (13) одновозрастны и относятся к аренигу. Основанием для такого заключения служит присутствие таких типичных аренигских форм, как *Phyllograptus anna*, *Ph. densus*, *Ph. typus*, *Isograptus imitata*, *I. maximo-divergens*, *I. manubriatus*, *I. paraboloides*, которые, как правило, неизвестны в более молодых отложениях. Остальные виды из этих точек являются переходными из аренига в лланвирн.

Несколько иной комплекс граптолитов обнаружен в обн. 6 и 11. Здесь отмечаются бедность видового состава, отсутствие многих видов, известных ниже по разрезу, и присутствие, наряду с аренигскими формами, представителей двурядных граптолитов *Glyptograptus*, которые в массе отмечаются только с лланвирна. Ввиду этого возраст комплекса может быть датирован как лланвирнский. Таким образом, во втором разрезе (вблизи высоты 2430) присутствует как аренигский (рис. 11, слои 1–9), так и лланвирнский (слои 10–12) ярусы.

При сравнении монгольских граптолитов и особенно изограптов с известными из других регионов выявляется поразительное сходство их с казахстанскими аренигскими формами из когашикского горизонта и с австралийскими из серий Кастлемейн и Япин (табл. 1). Все эти данные позволяют говорить о тесных связях, существовавших между этими регионами в раннеордовикское время (Цай, 1975).

Карадокский ярус. На образованиях аренигского яруса и лланвирна с перерывом и несогласием, отмеченным накоплением конгломератов, залегают образования карадокского яруса, закартированные нами в том же районе к югу от горы Ширэ-Ула. Для отложений этого возраста типичны менее сжатые и более короткие складки, чем для нижних горизонтов ордовика, с большим размахом крыльев и часто наблюдающимися периклинальными окончаниями. Это обстоятельство, вероятно, вызвано присутствием массивных разностей пород. Местами крылья складок осложнены мелкими поперечными сколами и имеют ступенчатый характер (врезка к рис. 10).

Литологически карадок представлен серо-зеленой терригенной толщей, начинающейся горизонтом базальных конгломератов, выше сменяющихся песчаниками. Хороший разрез толщи, охарактеризованный фаунистически, наблюдался в т. 36 (см. рис. 10 и 11), где снизу вверх нами прослежено:

1. Конгломерат с песчаным цементом и галькой песчаников и алевролитов подстилающей толщи аренига–лланвирна 10
2. Пачка, состоящая из чередования тех же конгломератов с грубозернистыми и янослоистыми гравелитами 50–60

Таблица 1

Стратиграфическое и географическое распространение граптолитов (по данным Д.Г. Цая)

Вид, подвид	Трематок	Аренит		Лавири		Ландцелло	Географическое распространение
		<i>Didymograptus extensus</i>	<i>Didymograptus hirundo</i>	<i>Didymograptus bifidus</i>	<i>Didymograptus murchisoni</i>		
<i>Tetragraptus bugsbyi</i> (Hall)		—	—	—			Англия Норвегия Северная Америка Китай Казахстан Киргизия
<i>Phyllograptus anna</i> (Hall)		—	—	—			Англия Северная Америка Китай Северо-Восток СССР и Таймыр Казахстан Киргизия
<i>Phyllograptus densus</i> Tornq.		—	—	—			Норвегия Австралия
<i>Phyllograptus typus</i> Hall		—	—	—			Англия Северная Америка Австралия Северо-Восток СССР Казахстан
<i>Trigonograptus ensiformis</i> (Hall)		—	—	—			Англия Северная Америка Австралия Китай Северо-Восток СССР и Таймыр Казахстан
<i>Trigonograptus ensiformis minor</i> Mu et Lee			—	—			Китай Северо-Восток СССР
<i>Expansograptus suecicus</i> (Tullb.)		—	—	—			Норвегия Австралия Казахстан Киргизия
<i>Isograptus forcipiformis latus</i> (Rued.)			—	—			Северная Америка Казахстан Таймыр
<i>Isograptus imitata</i> (Harris)			—	—			Австралия Казахстан
<i>Isograptus manubriatus</i> (Hall)			—	—			Австралия Северная Америка Казахстан
<i>Isograptus maximodivergens</i> (Harris)			—	—			Австралия Северная Америка Таймыр Казахстан
<i>Isograptus paraboloides</i> Tzaj			—	—			Казахстан

3. Песчаники, зеленые и серые, очень крепкие, содержащие подчиненные прослои мелкогалечных конгломератов 100

4. Те же песчаники, крепкие, яснослоистые. В них в т. 36 собрана многочисленная фауна, из которой определены брахиоподы — *Hesperorthis tricentaria* Congr., *Glyptorthis* aff. *balklatschiensis* (Dav.), *Glyptorthis* sp., *Boreadorthis* cf. *togaensis* Severtz., *Dalmanella* sp., *Eoplectodonta* cf. *sibirica* Severtz., *Eoplectodonta* sp., *Strophomena lebediensis* Severtz., *Kjerulfina foliovalve* Spjldn., *Kjerulfina* sp., *Glyptonema* cf. *girvanensis* (Salm.), *Onniella* ex gr. *chancharica* Severtz., *Titanambonites* sp., *Leptellina* sp.; трилобиты — *Eorobergia piriformis* Levitski, *Stenoparcia* sp. indet., *Cerautinella* sp., *Enorinuroides* sp. indet., *Calypataulax* sp. indet., *Cheiruridae* и криноидеи — *Peptagonopentagonalis* aff. *proximus* Yelt. et Stuk., *P. proximus* Yelt. et Stuk., *Pentagonocyclicus kegelensis* Yelt., *P. aff. partilus* Yelt., *Ristanocrimus marinus* Opik, *Cyclopentagonalis* cf. *breveicaensis* Yelt.

По заключению Х.С. Розман, просмотревшей брахиопод, указанные выше виды характерны для среднекарадокских отложений Казахстана, Аппалачей и Алтае-Саянской области. Точнее, их можно коррелировать с тогинским горизонтом Алтае-Саянской области. Криноидеи, встреченные в слое 4, по данным определявшей их А.И. Положихиной, известны из среднего ордовика Эстонии (итферский, кегельский и хревицкий горизонты), а также в мангазейском и доборском ярусах среднего и верхнего ордовика Сибирской платформы. По указанию М.Н. Чугаевой, определявшей трилобитов, перечисленные выше роды описаны из карадокских отложений Горного Алтая, причем *Eorobergia piriformis* Levitski известна из ускучевского горизонта этого региона (вторая половина среднего ордовика). Таким образом, собранная фауна однозначно свидетельствует о среднекарадокском возрасте вмещающих ее пород (при трехчленном делении карадока).

Итак, приведенный разрез позволяет говорить о том, что после некоторого перерыва и сопутствующего ему размыва образования аренгского и лланвирнского возраста были перекрыты отложениями средней части карадокского яруса среднего отдела ордовика, мощность которых измеряется в пределах 250–260 м.

Верхнекарадокский и ашгилльский ярусы венчают разрез ордовика района сомона Тонхил. Они представлены серыми и зеленоватыми кремнистыми алевролитами и аргиллитами с подчиненными горизонтами песчаников и туфов, а также мощными пачками известняков, содержащими обильную фауну табулят и ругоз. Выходы их наблюдались в северо-восточном крыле Тонхильского синклинория по одному из субширотных логов, пересекающих хр. Хаджингин-Хара-Нуру. Лог прекрасно обнажен и дает возможность проследить разрез шаг за шагом (рис. 12). При этом образования верхнего ордовика выходят здесь в ядрах антиклинальных структур, вверху они перекрыты породами нижнего силура. Снизу вверх по разрезу нами прослежено:

1. Темно-серые и зеленоватые кремнистые алевролиты и аргиллиты, чередующиеся между собой 75

2. Известняк с фауной, из которой в точках 46г и 47а определены *Propora proheliotitoides* Bars., *Plasmoporella* ex gr. *spinosa* Bond, *Plasmoporella* sp., *Heliolites* sp., *Streptolasma* sp. 40

3. Кремнистые алевролиты и аргиллиты, подобные слою 1 75

4. Известняк серый, в нем в точках 45б, 46в и 47б собраны *Plasmoporella altaica* Bars., *Plasmoporella* ex gr. *stellata* (Kiaer), *Pseudoplasmodora* ex gr. *pseudobella* Koval., *Propora proheliotitoides* Bars., *Heliolites* sp., *Proheliotites* sp., *Karagemia* sp., *Streptolasma* sp., *Parabrachyelasma* sp., *Brachyelasma* ex gr. *prima* (Wdkd) 20–25

5. Зеленоватые, ясноплитчатые и слоистые кремнистые алевролиты и аргиллиты 80–85

Общая мощность разреза — 300 м.

Судя по заключению О.Б. Бондаренко, определявшей гелиолитид, встреченные здесь виды характерны для верхнего ордовика (ашгиллий и поздний карадок) Гор-

ного Алтая, Казахстана и Норвегии, причём род *Proheliolites* и вид *Pseudoplas-topora pseudobella* Koval. известны из отложений и верхнего ордовика, и нижне-го силура (лландовери). Ругозы, согласно А.Б.Ивановскому, указывают также на верхний ордовик – аналоги ракверского и вормесского ярусов Эстонии или долборского яруса Си-бирской платформы; сходный комплекс развит в молодовском горизонте по долине р.Днестр.

Подводя итог изложенному выше материалу, укажем, что разрез ордовика райо-на сомона Тонхил интересен тем, что вскрывает все три отдела системы. Надеж-ная фаунистическая характеристика отдельных горизонтов и толщ позволяет под-разделить описанные отложения более дробно и дать их сопоставление с ярусами международной шкалы. Таким образом, в возрастном отношении этот разрез может считаться хорошо обоснованным.

Необходимо отметить, что отложения ордовика района сомона Тонхил, так же как и нижнего силура, местами интенсивно переработаны процессами метаморфиз-ма и изменены до фации зеленых сланцев и амфиболитов. Как правило, в этих уча-стках они сильно смяты и сплюснуты. Эти метаморфические образования описаны нами в специальной статье (Маркова, Федорова, 1971).

Кратко остановимся на образованиях, развитых в водораздельной части хр. Мон-гольский Алтай в верховьях рек Бодончин–Гол и Уэнч–Гол. Здесь, в узком кли-не между разломами, идущими от долины р.Ихэ–Нарин–Гол и верховьев р.Бодон-чин–Гол (рис. 8), обнажается толща зеленоцветных терригенных пород, интенсив-но пронизанных интрузиями гранитоидов, как правило, хлоритизированных, места-ми амфиболитизированных и ороговикованных. Преобладающая роль принадлежит зеленым хлоритовым и кварцево–хлоритовым сланцам с шелковистыми поверхностями, развивавшимися по алев-ролитам. Местами наблюдаются выходы сильно расслан-цованных и скрученных песчаников, а также зелено–фио-летовых тонкослоистых кремнистых алевролитов (район пер. Арианту–Даба и горы Арианту–Ула). По поперечному логу, отходящему к северу от р.Ихэ–Нарин–Гол в 9 км выше ее устья, среди хлоритовых сланцев встречены про-слои яшмекварцитов. Наиболее мощный из них достигает 25 м.

Описываемые породы обычно интенсивно смяты в уз-кие, причудливой формы складки, местами осложненные пloyчатостью и гофрировкой. Простираение их колеблет-ся от 300 до 310°, падение на юго–запад и северо–вос-ток под углами 60–70 до 90°. Возраст толщи неясен. Воз-можно, это горноалтайская серия ($Cm_3 - O_1$), широко раз-витая северо–западнее, за гранитным массивом горы Тошан-тин–Ула. Не исключено, однако, что это подвергшиеся контактовому и региональному метаморфизму образова-ния верхов ордовика–низов силура, выходы которых при-урочены к юго–восточному погружению антиклинального поднятия, сложенного горноалтайской серией. На геологичес-кой карте (см. рис. 8) мы отнесли их к терригенным образо-ваниям неясного возраста.

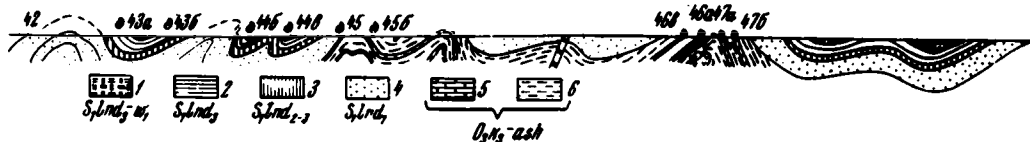
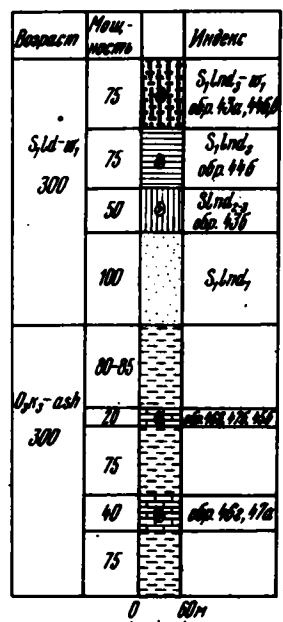


Рис. 12. Разрез силурийских отложений хр.Хаджингин–Нуру

1 – верхний лландовери – нижний венлок (черные алевролиты и аргиллиты); 2 – верхний лландовери (черные алевролиты и аргиллиты); 3 – средний – верхний лландовери (черные алевролиты и аргиллиты); 4 – нижний лландовери (?) (песча-ники и гравелиты); 5, 6 – верхний карадок – ашгиллий; 5 – известняки; 6 – крем-нистые алевролиты

В пределах Южно-Монгольской тектонической зоны образования ордовика вскрыты в хр. Гобийский Тянь-Шань, откуда они впервые были описаны В.М.Синицыным (1956). Нашими маршрутными исследованиями, проведенными совместно с Л.П.Зоненшайном, была охвачена часть этого горного сооружения в отрезке между горой Цаган-Богдо-Ула и 97° в.д. Образования, относимые к ордовика, развиты в пределах этой территории весьма широко, слагая как северные склоны хребта, так и центральную его часть. Они наблюдались нами в ряде участков: в районе горы Цаган-Богдо-Ула и западнее, на южных склонах хр. Хуху-Усуни-Нуру, в районе горы Шара-Хулусуни-Нуру, в северных отрогах хр.Дзун-Тарайтин-Нуру и к востоку от горы Чингис. На всем этом протяжении развита однообразная и выдержанная по литологическому составу толща, сложенная кремнисто-терригенными породами: зелеными и серыми кремнистыми сланцами, иногда массивными кварцитами, а также песчаниками, гравелитами и конгломератами, тяготеющими к нижним частям разреза. Обычно указанные породы интенсивно рассланцованы, участками превращены в тонколистоватые хлоритовые сланцы. В верхах толщи появляются пачки и прослои известняков различной мощности (от 3–5 до 70 м), также сильно рассланцованные и перекристаллизованные и практически превращенные в мраморы. Породы смяты в линейные, северо-западного простирания складки с крутыми углами падения 60 и 70°, дополнительно осложненные более мелкой складчатостью.

Один из типичных разрезов описываемых отложений наблюдался в районе горы Цаган-Богдо-Ула, где нами была закартирована территория, изображенная на рис. 13, охватывающая как собственно хр. Гобийский Тянь-Шань, так и прилегающую к нему с севера внутреннюю часть Южно-Монгольской зоны (Заалтайскую Гоби). Здесь, к югу от горы Цаган-Богдо-Ула, по долине ручья Хабцайту-Булак, а затем по дороге на родн. Цаган-Булак снизу вверх стратиграфически прослежены:

Мощность, м

1. Зеленые песчаники и гравелиты, переходящие в крупногалечный конгломерат с галькой кварцитов и алевролитов. Величина гальки, сплюсненной и рассланцованной, достигает 20–30 см. Простирание 320°, падение юг под углом 60–70° видимая 100
2. Далее, отделяясь линией субширотного разлома, прослеживается толща зеленых кварцитовых сланцев, прорванных малыми интрузиями и дайками красно-бурых порфиров и гранит-порфиров 250
3. Те же кварцитовые сланцы, сильно рассланцованные, участками превращенные в типичные хлоритовые сланцы; простирание 320°, падение юг под углом 60° 300
4. Рвущее тело гранит-порфира 250–300
5. Кварцитовые сланцы, тонкоплитчатые, рассланцованные и перемятые. На выветрелых поверхностях хорошо видна обломочная структура породы, имеющая характер гравелита. Простирание 300°, падение на юго-запад под углом 70 до 90° 200
6. Те же кварцитовые сланцы; тела и дайки гранит-порфиров 100
7. Серые и зеленые кварцитовые сланцы, прослоями сильно рассланцованные и превращенные в кварцево-хлоритовые сланцы 130
8. Известняк мраморизованный и рассланцованный, смятый в складки. . 60
9. Полосчатые кварцитовые сланцы 200
10. Тонкоплитчатые кварцитовые сланцы с подчиненными прослоями (по 0,5–1 м) мраморизованных и рассланцованных известняков 150
11. Темно-серые кварциты, простирание 280–290°, падение на север под углом 75° 50

Ввиду того, что в цитированном разрезе между слоями 1 и 2 проходит линия тектонического нарушения, для лучшей иллюстрации нижней части толщи приведем дополнительный, частный разрез, наблюдавшийся нами по дороге родн. Эхингол-родн. Цаган-Булак. Здесь, к югу от гранитного массива (см. рис. 13), прослежены:

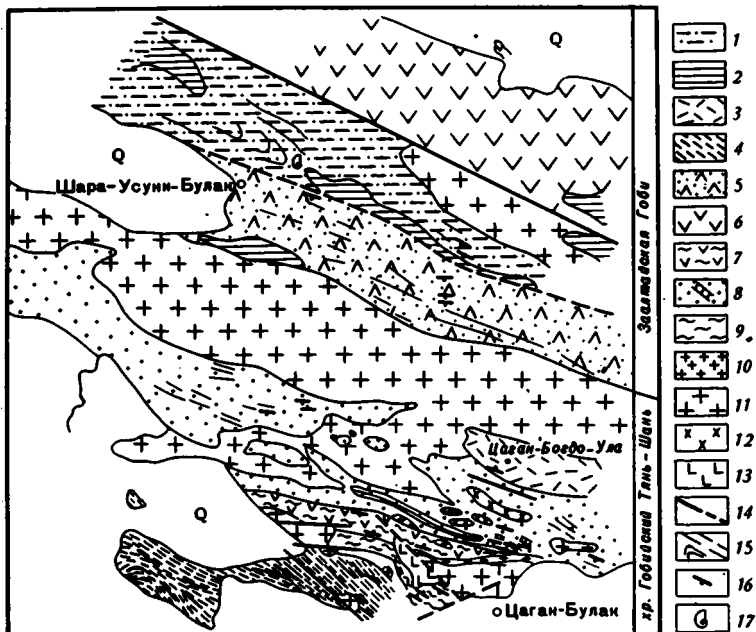


Рис. 13. Геологическая карта района горы Цаган-Богдо-Ула

1, 2 – пермь: 1 – липаритовые порфиры, липарито-дациты, андезитовые порфиры и их туфы, алевролиты, кремнистые алевролиты и песчаники, 2 – субвулканические тела липарито-дацитового состава; 3 – средний – верхний карбон (липарито-дациты); 4 – нижний карбон (черные алевролиты и песчаники); 5 – средний – верхний девон (алевролиты, песчаники, мелкогалечные конгломераты, андезитовые порфиры, дациты, их туфы и агломераты); 6 – нижний – средний девон (порфиры андезито-дацитового состава, их туфы и туфоконгломераты, линзы ишм); 7 – силур, эхингольская свита (основные эффузивы, хлоритовые и амфиболитовые сланцы, кремнистые алевролиты, туфонесчаники и гравелиты); 8 – ордовик (?), тумуртинская свита (кремнистые сланцы, кварциты, песчаники, гравелиты, конгломераты, мраморизованные известняки); 9 – метаморфические породы амфиболитовой фации; 10 – диориты; 11 – граниты; 12 – гранит-порфиры; 13 – габбро; 14 – разломы; 15 – линии простирации пород; 16 – элементы залегания; 17 – фауна

Мощность, м

1. Гравийные песчаники и конгломераты, близ контакта с гранитами ороговикованные и окварцеванные, простираие 280° , падение на юг под углом 65° 250

2. Серо-зеленые массивные кварциты, участками сильно кливажированные, с выступающей под микроскопом отчетливой обломочной структурой. . . 150

3. Пачка переслаивания песчаников, гравелитов и конгломератов с галькой пород той же толщи; величина гальки колеблется от 10 до 15 см. В верхней части пачки наблюдаются прослой темно-серых кремнистых алевролитов и аргиллитов мощностью от 0,5 до 5 м. Простираие 270° , падение на юг под углом 60° 200

Выше по разрезу наблюдались породы, аналогичные описанным в слоях 5–11 предыдущего разреза. Таким образом, общая мощность толщи в среднем измеряется около 1500 м.

Возраст описываемых отложений условен. В.М.Синицын, впервые описавший эти отложения под именем тумуртинской толщи, отнес их к ордовику на основании перекрытия силурийскими образованиями, содержащими тентакулиты. Не располагая иными данными, мы присоединяемся к этому выводу.

В пределах исследованной территории отложения, относимые к силурийскому возрасту, занимают значительные площади. Однако изученность их далеко еще не достаточна и в ряде мест в них включены немые, фаунистически неохарактеризованные толщи, возраст которых условен. В особой степени это относится к южным участкам рассматриваемого региона, в которых находки силурийских ископаемых являются единичными, а также к водораздельным частям Монгольского Алтая.

Впервые отложения силура в пределах описываемой части Монголии были установлены П.П.Сизовой, позже описаны В.А.Амантовым, В.С.Волхониним и Е.С.Волхониной, В.В.Дельновым, Б.Лувсанданзаном, П.С.Матросовым, В.М.Синицыным, В.А.Федоровским, И.Б.Филипповой, А.К.Уфляндом и др. В структурном отношении образования этого возраста связаны с Озерной, Монголо-Алтайской и Южно-Монгольской тектоническими зонами, в которых они представлены различными в фациальном отношении толщами. В Дзабханской зоне отложения силура неизвестны.

ОЗЕРНАЯ ЗОНА

Силурийские отложения Озерной зоны наиболее полно охарактеризованы В.А.Амантовым (1961а, б). Нами был посещен один из разрезов, описанный этим автором, расположенный на юго-западном побережье оз. Хара-Усу-Нур, близ дороги на г.Кобдо. Хотя наши наблюдения не вносят ничего принципиально нового в материалы, изложенные указанным исследователем, мы считаем возможным привести пройденный нами разрез, так как он несомненно является типичным. Кроме того, собранная нами коллекция фауны расширяет списки, приведенные В.А.Амантовым, и уточняет возраст вмещающих пород.

По одному из логов, идущих в северо-восточном направлении от возвышенности Тэргэту-Ара-Гуй-Ула к высоте 1721, снизу вверх стратиграфически нами записана следующая последовательность пород:

Мощность, м

1. Серые крепкие кварцитовидные песчаники 3
 2. Пачка переслаивания зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов, в верхней части которой нами собраны, а Х.С.Розман определены брахиоподы: *Levenea markovskii* Tchern., *Stegorhynchus decomplicatus* Tchern., *Strophonella burgastensis* Tchern., *Rhytidomella* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck. — многочисленные экземпляры и более редкие *Tuvaella račkovskii* Tchern. и *Hovellella crispa* (His) 75
 3. Серый кварцитовидный песчаник 3
 4. Зеленые алевролиты, тонкоплитчатые 35
 5. Чередование зеленых алевролитов и известняков, В прослое известняка в нижней части пачки собраны многочисленные: *Tuvaella račkovskii* Tchern., *Levenea markovskii* Tchern., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Wattsella* sp. и редкие *Stegorhynchus decomplicatus* Tchern. 50
 6. Серые окремненные известняки с обильной, но худшей сохранности фауной, из которой определены: *Tuvaella račkovskii* Tchern., *Levenea markovskii* Tchern. и *Leptaena* sp. 40
 7. Зеленые и красно-бурые алевролиты 50
 8. Красные алевролиты 25
 9. Красные алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников 300
 10. Чередование красно-бурых диагонально слоистых и светло-серых кварцитовидных песчаников, подчиненные прослои красных аргиллитов 450
 11. Серый, желтоватый рыхлый песчаник 20
 12. Красно-бурые песчаники 200
 13. Красные гравийные песчаники, прослоями переходящие в мелкогалечные конгломераты 150
- Общая мощность разреза — 1400 м .

Возраст описанных пород определяется собранной в них фауной. Отложения, содержащие указанные комплексы, по заключению Х.С.Розман, отвечают венлокскому ярусу нижнего силура и могут быть сопоставлены с верхней частью чинетинской свиты Горного Алтая. Вместе с тем присутствие *Howellella crispa* (His.) указывает на возможные элементы лудлоу. Так как горизонты с фауной расположены в низах разреза, то лудловский возраст верхних его частей вполне вероятен.

Таким образом, приведенный разрез, весьма типичный для Озерной зоны, свидетельствует о том, что силурийские отложения представлены в ней пестроцветными терригенными породами прибрежно-морского и континентального облика. В нижней части толщи преобладающее значение еще имеют зеленоцветные песчаники с прослоями ракушечных известняков, выше доминирующая роль принадлежит красноцветам с характерной диагональной слоистостью. Породы сложены в спокойные складки с углами падения в 40–50°, отличные от крутых, обычно изоклинальных складок нижележащих кембрийских отложений, на которых они залегают резко несогласно.

МОНГОЛО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА

В изученной нами южной части Монголо-Алтайской зоны образования силура имеют существенно иной характер. Они развиты здесь в северо-западных предгорьях хребта (район сомона Тонхил) в верховьях р. Ангирту-Гол южнее сомона Мунх-Хайрхан (Муст) и в водораздельной части хребта: в среднем течении рек Уэнч-Гол, Бодончин-Гол и Нарин-Гол (см.рис. 8). Преобладающее развитие среди них имеют серые и черные, а иногда зеленоватые алевролиты и песчаники, участками измененные процессами метаморфизма и превращенные в филлитовые и хлоритовые сланцы, иногда в амфиболиты. Обоснованность возраста указанных отложений не одинакова. Однако литологическое сходство и однотипность стратиграфического положения позволяют довольно уверенно их коррелировать.

Наилучший, хорошо обоснованный фаунистически разрез образований нижнего отдела силура наблюдался нами в районе сомона Тонхил в северо-восточном борту Тонхильского синклинория. Ранее этот разрез был описан В.А.Федоровским, Б.Лувсанданзаном и П.С.Матросовым, которыми в нем впервые были обнаружены остатки граптолитов. Проведенные нами совместно с Р.Е.Алексеевой повторные сборы фауны и послойное описание разреза позволили расчленить его более детально. По логу, прорезающему хр.Хаджингин-Нуру в северо-западном направлении, непосредственно выше образований верхнего карадока и ашгиллия, охарактеризованных в предыдущей главе, согласно в структурном отношении, но с незначительным размывом располагаются образования нижнего отдела силура, представленные нижним и верхним ландоверами, частично венлоком (см. рис. 12). Ими выполнены центральные части синклинальных структур, хорошо наблюдающиеся в чистых, прекрасно обнаженных берегах лога. Разрез силурийских отложений снизу вверх стратиграфически представляется в следующем виде:

Мощность, м

1. Гравелит, иногда очень грубозернистый 25
2. Сланец черный, тонколистватый 5
3. Пачка гравелитов серых и зеленоватых, а также черных листоватых алевролитов, образующих в них подчиненные прослои по 3–5 м. Гравелиты преобладают 70
4. Черные алевролиты, в которых в обн. 436 собраны граптолиты: *Diplograptus* aff. *magnus* Lapw., *Climacograptus* sp., *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) *hugesii*? (Nich.), *Coronograptus* cf. *gregarius* (Lepw.), *Monograptus* cf. *triangulatus* (Harkn.), *Monograptus* *clingani* (Carr.), *M.* cf. *lobiferus* M'Coy, *Rastrites longispinus* Perner, а также *Glyptograptus* ex. gr. *tamariscus* (Nich.), *Monograptus sedgwickii* (Povtl.), *Pristiograptus* sp. и *Orthograptus* sp. 50
5. Пачка черных листоватых алевролитов и аргиллитов. В них в обн. 446, встречены *Diplograptus* sp. indet., *Climacograptus* sp. indet., *Monograptus* cf. *sedgwickii* (Povtl.), *Monograptus* sp. indet., *Pristiograptus* sp. indet. 75

6. Черные тонкослоистые алевролиты, в которых в обн. 43а обнаружены граптолиты: *Retiolites geinitzianus* (Barr.), *Pristiograptus* sp. indet., *P. nudus* (Lapw.), *Monoclimacis* sp., *M. ex gr. vomerina* (Nich.), *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bronn.), *Cyrtograptus* sp. indet. 75

Кроме того, в осыпи, в низах обн. 44в, наряду с перечисленными граптолитами, собраны многочисленные *Monograptus priodon* (Bronn.) и единичные *Monograptus cf. spiralis* (Geinitz).

Общая мощность изученного разреза равна 300 м.

Анализ приведенных комплексов граптолитов, по Т.Н. Корень, занимавшейся их монографическим описанием, позволяет прийти к следующим выводам о возрасте вмещающих пород (Корень, Маркова, 1975).

Так как скорость накопления глинистых илов, содержащих граптолиты, незначительна, то фиксируемые при детальном изучении граптолитовые зоны имеют мощности, измеряющиеся обычно первыми метрами, а иногда и десятками сантиметров. Поэтому в приведенном выше разрезе комплексы граптолитов, собранные в одной пачке, отвечают нескольким граптолитовым зонам. Так, в пачке 4 найдены *Conograptus cf. gregarius* и *Monograptus cf. triangulatus*, характеризующие зону *Conograptus gregarius* нижней части среднего лландовери, а также *Diplograptus aff. magnus*, *Pseudoclimacograptus (Metaclimacograptus) hugesi*?, *Monograptus clingani*, *M. cf. lobiferus*, *Rastrites longispinus*, распространенные в пределах зон *Conograptus gregarius* — *Monograptus convolutus*. Кроме того, здесь собраны многочисленные представители *Monograptus sedgwickii*, характеризующие одноименную нижнюю зону верхнего лландовери и известные также в верхней части зоны *Monograptus convolutus* среднего лландовери. Таким образом, пачка 4 по граптолитам, вероятно, отвечает зонам *Conograptus gregarius*, *Monograptus convolutus* и *Monograptus sedgwickii* среднего и низов верхнего лландовери.

Стратиграфически более высокий уровень занимает пачка 5 (обр. 44б), которая содержит граптолиты плохой сохранности. Присутствие среди них *Monograptus cf. sedgwickii* ограничивает возраст вмещающих отложений нижней зоной верхнего лландовери.

Большой комплекс граптолитов собран в верхней части разреза из пачки 6, мощность которой равна 75 м. В состав этого комплекса входят виды широкого географического и стратиграфического распространения. *Retiolites geinitzianus* и *Monograptus ex gr. priodon* характеризуют верхнелландоверийские — нижневенлокские отложения в объеме зон *Monograptus turriculatus* — *Conograptus murchi*.

Представители группы *Monoclimacis vomerina* известны в интервале зоны *Monograptus crenulata* верхнего лландовери и в пределах большей части венлока, а *Monograptus spiralis* характеризуют верхнюю часть верхнего лландовери. *Pristiograptus nudus* встречается в верхнелландоверийских отложениях и неизвестен в венлоке. Род *Cyrtograptus* распространен в самых верхах лландоверийского яруса и в венлоке.

Таким образом, в целом пачка 6 скорее всего имеет позднелландоверийский возраст и соответствует стратиграфическому интервалу в объеме зон *Monograptus turriculatus* — *Monograptus crenulata*. Однако находки ветвей циртограптид наряду с крупными рабдосомами, принадлежащими роду *Monoclimacis*, не исключают присутствие в этой пачке и нижневенлокских отложений.

Итак, возраст сланцевой толщи, описанной в приведенном выше разрезе, по комплексу граптолитов определяется как средне—позднелландоверийский и, возможно, ранневенлокский.

Отложения верхнего отдела силура широко развиты также в районе сомона Тонхил. Они отчетливо подразделяются на две толщи: нижнюю — терригенно—карбонатную и верхнюю — вулканогенную. Нижняя представлена довольно однообразной серией пород. Это зеленоцветные полимиктовые песчаники, иногда с характерной шаровой отдельностью, гравелиты, алевролиты, в меньшей степени аргиллиты, а также прослои и линзы известняков. Толща имеет флишoidalный характер и обладает своеобразной ритмичностью. Мощность отдельных прослоев различна и колеблется от 3—5 до 20—30 м. Большой мощностью обладают лишь

прослой известняков, местами раздувающиеся до 80–100 м. В нижней части толщи преобладающую роль играют песчаники; в верхней – алевролиты и аргиллиты; известняки встречаются на разных уровнях. В виде иллюстрации приведем разрез толщи, наблюдавшейся нами по одному из логов, прорезающих северный склон Монгольского Алтая юго–западнее оз.Хулму–Нур. Снизу вверх стратиграфически здесь прослежено:

Мощность, м

1. Чередование зеленых полимиктовых песчаников и алевролитов, местами сильно хлоритизированных; простираие 310°, падение на юго–запад под углом 50° 150
2. Известняк серый, мраморизованный, залегающий толстыми плитами. В нем в обр. 50а встречены криноидеи *Crotalocrinites cf. borealis* Yelt., а также перекристаллизованные остатки табулят *Favosites cf. difformis* Chekh. и *Axolites* sp. 30
3. Чередование зеленых песчаников, то мелкозернистых, то гравийных и песчаных известняков. Песчаники преобладают, причем прослой их измеряется от 15 до 25 м; прослой известняков не превышают 0,5–2 м 100
4. Тонколистоватые алевролиты 75
5. Песчаники серо–зеленые, очень крепкие 75
6. Алевролиты, подобные слою 4 150
7. Серо–зеленые тонкозернистые песчаники и алевролиты 120
8. Чередование алевролитов и кремнистых аргиллитов; преобладают последние; простираие 310°, падение на юго–запад под углом 50° 150
9. Известняки серые, сильно перекристаллизованные 40
10. Серые и зеленоватые кремнистые алевролиты и аргиллиты 130

Далее проходит разлом и зона дробления. Мощность толщи по разрезу – 1020 м. Верхняя толща, залегающая совершенно согласно на нижележащей флишовой, представлена андезитовыми и андезито–базальтовыми порфиритами, их туфами, вулканическими брекчиями и агломератами. Местами наблюдаются мелкие линзы сургучных яшм. Выходы этой толщи наблюдались нами на северо–восточном окончании гранитного массива гор Ямату–Ула и Шуду, а также к северу от оз.Цэцэг, где ими выполнены центральные части прослеживающихся здесь узких северо–западного простираия складок (рис.10), борта которых сложены более низкими гори–зонтами силура.

Разрез эффузивной толщи и контакт ее с нижележащей терригенно–карбонатной флишовой, хорошо вскрыты приблизительно в 5 км к северо–востоку от оз.Цэцэг, по дороге к сомону Дарив. Снизу вверх стратиграфически здесь наблюдались:

Мощность, м

1. Песчаники и алевролиты с простираием 300° и падением на северо–восток под углом 50° 150
2. Известняк бело–розовый с остатками перекристаллизованных криноидей, среди которых в обн. 57 и 57а определены *Crotalocrinites cf. rugosus* Miller., *Syndetocrinus* sp., *Encrinites luanensis* Barr. и табуляты: *Taxopora* sp., *Pachyfavosites* sp. и *Cladopora* sp. 35
3. Рассланцованные алевролиты 5
4. Известняк мраморизованный, плитчатый 3
5. Алевролиты 20
6. Плаггиоклазовый порфирит, сильно измененный 25
7. Чередование плаггиоклазовых порфиритов и мандельштейнов с миндали–нами, выполненными кальцитом. Мощность отдельных прослоев от 1–2 до 5 м 150
8. Чередование андезитовых и андезито–базальтовых порфиритов и их туфов. Среди последних наблюдаются тонкие (по 5–10 см) плотные скопления карбонатного материала. Породы рассланцованы и перемяты. Простираие 310°, падение на юго–запад под углом 60° 150
9. Плаггиоклазовые порфириты и их туфы, эпидотизированные и гематитизированные, рассланцованные и перемятые 400

Таким образом, в приведенном разрезе можно видеть контакт терригенно-карбонатной толши (слои 1–5) и согласно пластующейся с ней порфиритовой (слои 6–9). Видимая мощность последней здесь достигает 725 м. Близкий характер имеет эффузивная толша также в других разрезах (к северу от гранитного массива горы Шанды–Ула, близ пер. Чаган–Хутуль, к северо–западу от горы Ямату–Ула). Однако здесь большее развитие получают вулканические брекчии, туфы и агломераты порфириров. Встречаются также прослои красных кремнистых сланцев и яшм. Общая мощность достигает 800 м.

По данным А.И. Положихиной, вид *Crotalocrinites borealis* имеет массовое распространение в нижнем силуре Центрального Казахстана и Сибирской платформы. Стебли *Crotalocrinites rugosus* являются характерными формами для карбонатных фаций силура, главным образом верхнего силура Европейского и Азиатского континентов. Появление этой формы отмечается уже в верхнем венлоке, обильные скопления их наблюдаются в лудлове. Представители рода *Syndetocrinus* и стебли *Encrinites Ivanensis* встречаются в позднем силуре Чехословакии и Казахстана. По указанию Т.Т. Шарковой, *Favosites difformis* известен из верхнелудловских отложений Тянь–Шаня; род *Axiolites* характерен для верхнесилурийских и жединских отложений; род *Taxopora* распространен в венлокских и лудловских отложениях. Несмотря на плохую сохранность табулят в целом, необходимо отметить, что для всех приведенных форм характерны тонкие стенки кораллитов. Такой облик обычно имеют силурийские табуляты.

Таким образом, анализ фауны позволяет принять для двух описанных выше толщ верхнесилурийский возраст.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКАЯ ЗОНА

Образования силура распространены на севере и юге Южно–Монгольской тектонической зоны. Выходы их известны на южных склонах Монгольского и Гобийского Алтая (рис. 14), в Гобийском Тянь–Шане, а также в Заалтайской Гоби. Особенно обширно они развиты в первом из указанных районов, отвечающем внешней части зоны, где ими сложена протяженная полоса, просмотренная нами в отрезке от сомона Эрдэнэ на востоке до сомона Уэнч на западе.

Южные склоны Монгольского и Гобийского Алтая. Здесь развита толша главным образом терригенных пород – алевролитов и песчаников, как правило, интенсивно рассланцованных и измененных до стадии зеленых сланцев. Подчиненное значение имеют известняки, образующие маломощные линзы и прослои, а также эффузивы андезито–базальтового состава, приобретающие большее значение лишь в низах разреза. Близ системы глубинных разломов, включающей Булганский, Заалтайский и другие разломы, проходящие вдоль южных склонов Монгольского и Гобийского Алтая, указанные породы обычно интенсивно метаморфизованы и превращены в амфиболиты, биотитовые сланцы и другие глубоко измененные разности.

Тектоническая структура силурийских образований однотипна. Для них характерны линейные складки с углами падения 50–60°, иногда больше. Наблюдаются как открытые, так и сильно сжатые изоклинальные складки; повсеместно развит интенсивный клявж и рассланцевание. В области широкого распространения наложенных процессов метаморфизма часто фиксируются купольные структуры, осложненные мелкой складчатостью и гоффрировкой.

В целом описываемая толша пород довольно однообразна и сохраняет постоянный облик на всем протяжении. В схеме разрез ее может быть представлен в следующем виде:

Мощность, м

S_{1a} 1. Нижняя свита включает, помимо терригенных пород, значительное количество эффузивов основного состава; в виде подчиненных прослоев встречаются яшмы 800–900

S_{1b} 2. Средняя свита сложена терригенными породами, измененными до стадии зеленых сланцев; наблюдаются редкие прослои андезитовых порфириров 800–1000

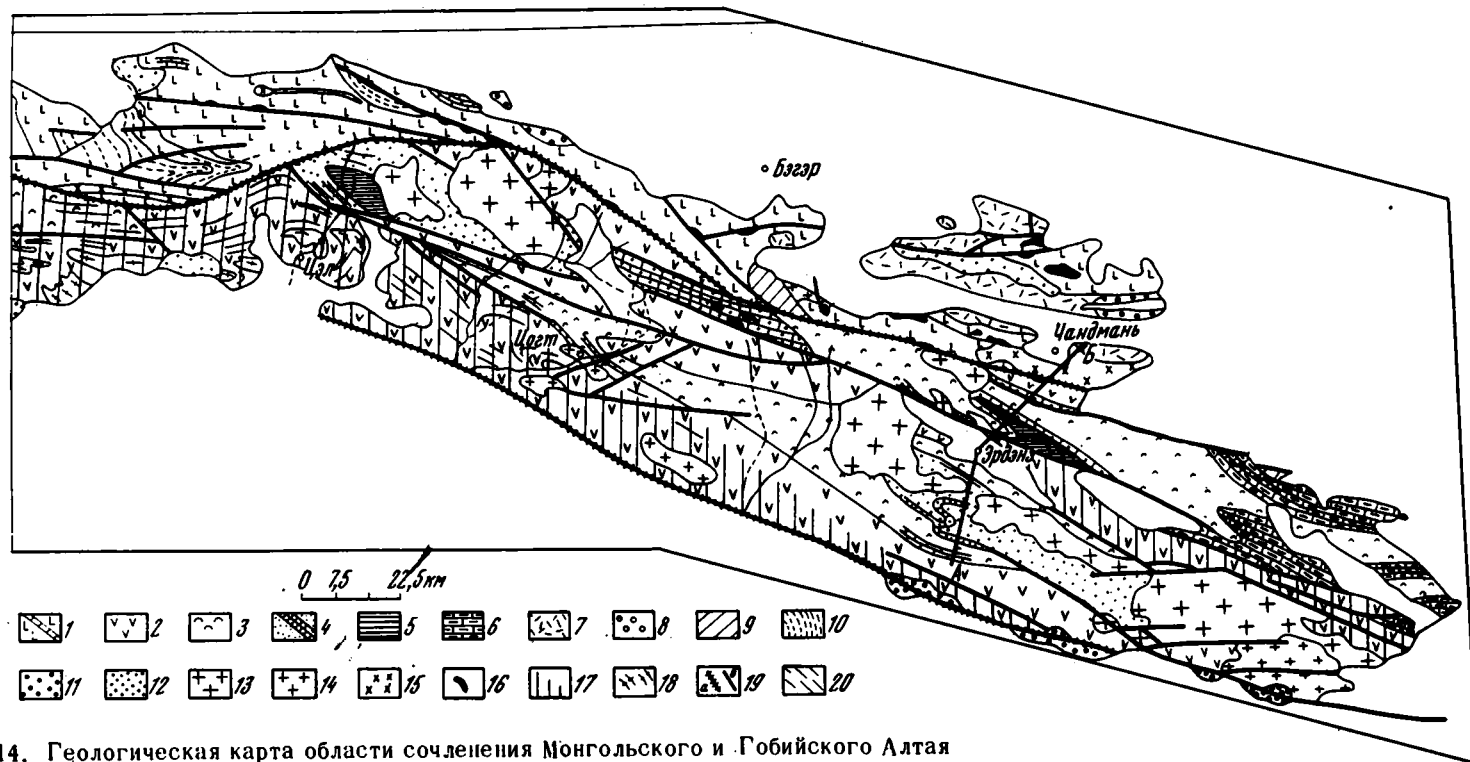


Рис.14. Геологическая карта области сочленения Монгольского и Гобийского Алтая

1 – нижний кембрий (основные эффузивы и известняки); 2 – нижний силур (терригенные породы, порфириды, хлоритовые сланцы, подчиненные прослои яшм); 3 – верхний силур (метаморфизованные песчаники, алевролиты, прослои порфиридов); 4 – нижний девон (известняки – массивы и прослои, песчаные известняки, алевролиты); 5 – средний девон (известняки, алевролиты, кремнистые алевролиты, песчаники); 6, 7 – нижний – средний девон нерасчлененные: 6 – известняки, алевролиты, 7 – кислые эффузивы; 8 – верхний девон (?) (красноцветные конгломераты и песчаники); 9 – нижний карбон (алевролиты); 10 – средний карбон (конгломераты, песчаники, угли); 11 – верхняя пермь (алевролиты, песчаники, конгломераты); 12 – мел–палеоген (пестроцветные песчано–глинистые отложения, местами базальты); 13 – граниты лейкократовые; 14 – преимущественно плагиограниты; 15 – гранодиориты и диориты; 16 – гипербазиты; 17 – метаморфические породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; 18 – метасоматические гранито–гнейсы; 19 – разломы; а – глубинные, б – региональные; 20 – простирающие пород

S₂ 3. Верхняя свита¹ имеет более пестрый состав и характеризуется чередованием темно-серых метаморфических песчаников, алевролитов и известняков, а также порфиров и туфов андезитового, реже более основного состава 850–1500

Для иллюстрации сказанного приведем несколько конкретных разрезов, расположенных в пределах рассматриваемой полосы. Наиболее полный разрез, вскрывающий все три свиты силура (рис. 15), наблюдался нами в районе сомона Цогт. Однако нижние части его, обнажающиеся близ пер. Ула-Обо и южнее, подверглись интенсивной переработке процессами метаморфизма и превращены в амфиболиты и зеленые сланцы. Поэтому для характеристики нижней свиты удобнее привести разрез, описанный нами к северу от сомона Эрдэнэ, где первичная природа слагающих образований выступает более отчетливо. Здесь, между долиной р. Алагин-Гол и гранитным массивом, располагающимся близ сомона Чиндмань, снизу вверх стратиграфически прослежены:

Мощность, м

S_{1a} 1. Кварцево-хлоритовые сланцы, простирание 300°, падение на юг под углом 50–60°	50
2. Кремнистая порода, тонкополосчатая	25
3. Тонкозернистые сильно измененные основные эффузивы, прослои метаморфических песчаников и алевролитов; полосами и участками породы превращены в кварцево-хлоритовые сланцы, интенсивно смятые и сгофрированные	150
4. Мелкозернистый эпидотизированный и актинолитизированный сланец; образовавшийся по основному порфиру	80
5. Темно-зеленый массивный диабазовый порфирит	100
6. Серо-зеленые мелкомятые кварцево-хлоритовые сланцы	100
7. Чередование сильно измененных, актинолитизированных и эпидотизированных порфиров, местами обладающих мандельштейновой структурой, их туфов, а также кремнистых и яшмовидных пород	100
8. Кварцево-хлоритовые сланцы	150
9. Кварцево-хлоритовые сланцы по алевролитам и неравномернозернистым песчаникам; местами намечается неясная слоистость.	150
Общая мощность – 900 м	

Для характеристики более высоких частей разреза нами изучен район сомона Цогт, где хорошо обнажены как средняя, так и верхняя свиты. Средняя свита вскрыта в хр. Ухин-Нуру, севернее перевала с отметкой 2583 м, где снизу вверх прослежены:

Мощность, м

S_{1b} 1. Зеленые хлоритизированные тонкозернистые песчаники и алевролиты, местами ясно и правильно слоистые, местами сильно рассланцованные и превращенные в тонколистоватые хлоритовые и кварцево-хлоритовые сланцы; простирание 280°, падение юг под углом 50–60°	200
2. Темно-серый алевролит, эпидотизированный, развальцованный и микронитизированный	75–80
3. Те же сильно хлоритизированные алевролиты, полосами переходящие в кварцево-хлоритовые сланцы; породы смяты в мелкие складки	150
4. Хлоритизированные терригенные породы с хорошо видимой под микроскопом и на поверхностях выветривания обломочной структурой	50
5. Хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы по алевролитам, эпидотизированные и окварцеванные	70
6. Хлоритизированные алевролиты с хорошо видимой под микроскопом обломочной структурой; в обломках отмечаются эффузивы андезитового и более основного состава	100

¹ На карте (рис. 14) нижняя и средняя свиты объединены.

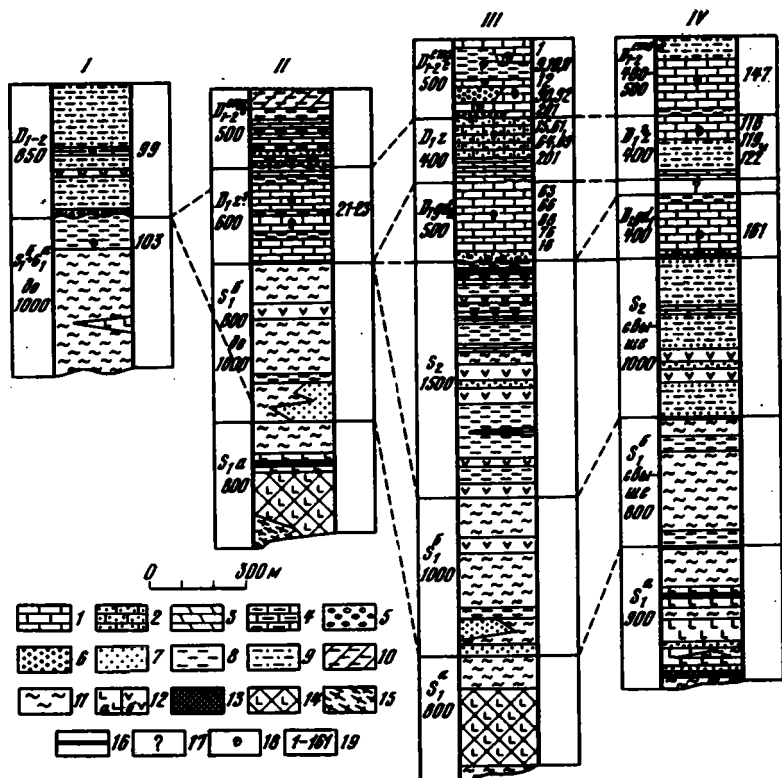


Рис. 15. Сопоставление разрезов силура и девона южной части Монгольского Алтая

I – река Уэнч-Гол, II – реки Излин-Гол и Гонт-Гол, III – район сомона Цогт, IV – район сомона Эрдэнэ

1 – известняки; 2 – песчаные известняки; 3 – тонкоплитчатые известняки; 4 – чередование известняков и алевролитов; 5 – конгломераты; 6 – гравелиты; 7 – песчаники; 8 – алевролиты; 9 – чередование алевролитов и песчаников; 10 – кремнистые алевролиты; 11 – кварцево-хлоритовые и другие зеленые сланцы; 12 – порфириды и их туфы: а – основного, б – среднего состава; 13 – яшмоиды; 14 – амфиболитизированные породы; 15 – тела метасоматических гранитов; 16 – тектонический контакт; 17 – контакт не наблюдался; 18 – фауна; 19 – номера обнажений с органическими остатками

Мощность, м

7. Листоватые и хлоритизированные андезито-дацитовые туфы с отдельными крупными обломками, выступающими на поверхностях выветривания . 100

8. Хлоритовые сланцы по алевролитам и тонкозернистым песчаникам; простирание 300° , падение юг под углом 60° 250

Общая мощность этой весьма однообразной серии пород достигает 1000 м.

Здесь же, на юго-западных склонах хр. Холбо-Тологой-Ундур, наблюдались хорошие разрезы верхней свиты, при этом близ высоты 2626 хорошо виден контакт ее со средней свитой. С севера на юг по направлению к сомону Цогт и снизу вверх стратиграфически нами записано:

Мощность, м

S₁₆ 1. Хлоритизированные и рассланцованные, местами слоенные туфы андезито-дацитового состава, подобные слою 7 предыдущего разреза 50

2. Хлоритизированные алевролиты с подчиненными прослоями зеленых туфов, подобных слою 1 200

Слои 1 и 2 обнажаются в ядре антиклинальной складки; выше следуют:

	Мощность, м
S ₂ 3. Зеленые туфы андезито-дацитового состава с вкрапленниками плагиоклаза и мелкими линзами известняка	75
4. Темно-серые алевролиты	55
5. Те же алевролиты с простиранием 300°, падением на юг под углом 60°; они включают линзу известняка мощностью 1 м	70
6. Туф порфирита, подобный слою 3	20
7. Темно-серые алевролиты	80
8. Те же алевролиты, импрегнированные крупными кристаллами пирита	120
9. Те же алевролиты, тонкослоистые, смятые в мелкие складки. В средней части слоя содержатся линзы известняка (1,5 м), сильно обохренного и также сильно перемятого	70
10. Черные кремнистые алевролиты	100
11. Туф андезитового состава, местами ясно- и тонкослоистый	100
12. Те же туфы и туфо-гравелиты с подчиненными прослоями плагиоклазовых порфиритов	70
13. Сильно рассланцованный хлоритизированный и эпидотизированный андезитовый порфирит с вкрапленниками олигоклаза; подчиненные прослоистых туфов того же состава, содержащих тонкие прослои и линзочки известняков	100
14. Чередование черных и темно-серых алевролитов, кремнистых их разновидностей и зеленых хлоритовых сланцев	80
15. Темно-серые кварцево-хлоритовые сланцы по тем же алевролитам	30
16. Известняки обохренные и рассланцованные вплоть до известняковых сланцев; простирание 310–320°, падение юг под углом 30–40°	30
17. Темно-серые и черные хлоритизированные алевролиты, тонкослоистые с миллиметровыми прослойками песчанистого материала	35
18. Пачка переслаивания зеленых хлоритовых сланцев, черных рассланцованных алевролитов и также рассланцованных и перекристаллизованных карбонатных пород	100
19. Известняки смятые и рассланцованные вплоть до листоватости; простирание 310–320°, падение юг под углом 60–70°	35–40
20. Рассланцованный и измененный эффузив андезитового состава	15–20
21. Черные кремнистые алевролиты	50
22. Окварцованный и измененный эффузив	50
23. Кремнистые породы, подобные слою 21, тонко-слоистые и мелко-слоистые	50
24. Чередование темно-серых кремнистых пород по алевролитам и более светлоокрашенных пород, образовавшихся по карбонатным прослоям	50
25. Темно-серые кремнистые алевролиты, яснослоистые; простирание 320–340°, падением на юг под углом 60°	45
26. Серый рассланцованный и перекристаллизованный известняк	20
27. Хлоритизированные алевролиты	30
28. Обохренный и разрушенный известняк	20
29. Хлоритизированные алевролиты	30

Таким образом, в последнем разрезе вскрыты как средняя (слои 1–2), так и верхняя свиты (слои 3–29) описываемой серии осадков, постепенно сменяющие друг друга. При этом мощность верхней из них составляет 1535 м. Свойственное ей непрерывное чередование туфогенно-терригенных пород и известняков, а также наличие отдельных прослоев андезитовых лав указывают на одновременность шедших здесь подводных излияний и осаднения карбонатного и терригенного материала. Близкие разрезы средней и верхней свит описаны нами в районе сомона Эрдэнэ. Однако из-за развития разломов мощности разрезов здесь несколько сокращены (см. рис. 15).

Возраст рассмотренных разрезов обоснован пока еще недостаточно и базируется главным образом на сравнении с соседними районами и в первую очередь с районом сомонов Баян-Гоби и Баян-Лэг. Здесь, прямо по простиранию в толще пород, аналогичной средней части нашего разреза, в двух пунктах обнаружена фауна, из которой определены: табуляты — *Palaeofavosites forbesiformis* Sok., *Palaeofavosites schmidtii* Sok., *Favosites cf. antiquus* Sok., свидетельствующие, по заключению Т.Т.Шарковой, о лlandoверийском возрасте, и *Favosites cf. forbesi* var. *coreanicus* (Ozaki), встречающийся также в венлоке; мшанки — *Fistulipora* sp. ind. и *Eridotrypa* sp., близкая к *E. solida* (Hall), имеющие, по данным И.А.Шишовой, нежнелигурийский облик; наконец, криноидеи, по мнению Р.С.Елтышевой, близкие к силурийским. Перечисленные формы указывают на присутствие лlandoверийского и венлокского ярусов нижнего силура (Зоненшайн и др., 1970). Приведенные данные, как нам кажется, выясняют возраст средней свиты описанной серии пород. Возраст нижней и верхней свит определяется стратиграфическим положением и постепенным переходом, связывающим их, с одной стороны, со средней свитой, с другой, с расположенными выше образованиями девона, в частности с фаунистически охарактеризованными горизонтами низов жединского яруса разреза Эрдэнэ (см. раздел "Девон"). Учитывая все сказанное, мы находим возможным отнести верхнюю из рассмотренных выше свит к верхнему, а среднюю к нижнему отделу силурийской системы. Нижняя свита, вероятно, частично отвечает низам нижнего отдела описываемой системы, частично опускается в верхний ордовик.

Намеченный разрез силура с незначительными вариациями прослеживается также на запад от сомона Цогт по простиранию рассматриваемой полосы. Так, в бассейне р.Цэлин-Гол и ее левого притока р.Гонт-Гол нами наблюдались выходы нижней и средней свит. При этом нижняя свита связана здесь с ядерной частью крупной антиклинальной структуры расположенной в районе сомона Цэл. Она представлена сильно измененными и метаморфизованными породами, среди которых широкое развитие получают амфиболитовые и биотитовые сланцы. Часто наблюдаются согласные тела метагаббро (гора Чингиз-Ула), а также плагиогранито-гнейсов (район горы Сэрин-Хара-Ула, нижнее течение р.Цэлин-Гол). Наряду с этими участками среди метаморфических пород сохранились полосы менее измененных разностей. Так, к северо-востоку от горы Чингиз-Ула, в западных отрогах хр.Урду-Уха-Нуру, нами отмечены выходы основных порфиритов, их туфов и яшм, очень напоминающих разрезы района Эрдэнэ. Выходы кварц-альбит-хлоритовых и кварц-хлорит-мусковитовых сланцев средней свиты приурочены к крыльям той же антиклинальной структуры, наращивая вверх образования нижележащих образований. Малоизмененные разрезы свиты наблюдались нами в среднем течении р.Цэлин-Гол, в узком блоке, ограниченном разломами. Они находятся на непосредственном продолжении по простиранию выходов той же свиты, описанной из района сомона Цогт, и в точности повторяют ее разрез.

Верхняя свита в бассейне р.Цэлин-Гол отсутствует, так как срезана разломом, приуроченным к границе Озерной и Южно-Монгольской тектонических зон. Однако можно предполагать, что западнее, в верхнем течении рек Шараин-Гол и Холусутай-Гол, ею сложен один из блоков, ограниченных разломами. Во всяком случае обращает внимание развитие среди поля метаморфических пород протяженных горизонтов кристаллических известняков, столь характерных для данной свиты.

Отдельные фрагменты разреза силура наблюдались нами также на самой западной окраине описываемой полосы в бассейне р.Уэлч-Гол. К сожалению, выходы рассматриваемых образований связаны здесь с оторванными друг от друга тектоническими блоками, что нарушает целостность их характеристики. Вместе с тем этот разрез весьма интересен, так как содержит фаунистические остатки. В верхнем течении указанной реки, в отрезке между устьями рек Хутний-Гол и Ихэ-Нарин-Гол, нами снизу вверх записана следующая последовательность пород (рис. 15 и 16).

Мошность, м
S_{1a} — S_{1b} 1. Чередование зеленых эпидотизированных и хлоритизированных сланцев, а также вишневых, гематизированных их разностей, развившихся по терригенным породам (алевролитам и кремнистым алевролитам) . . . 350

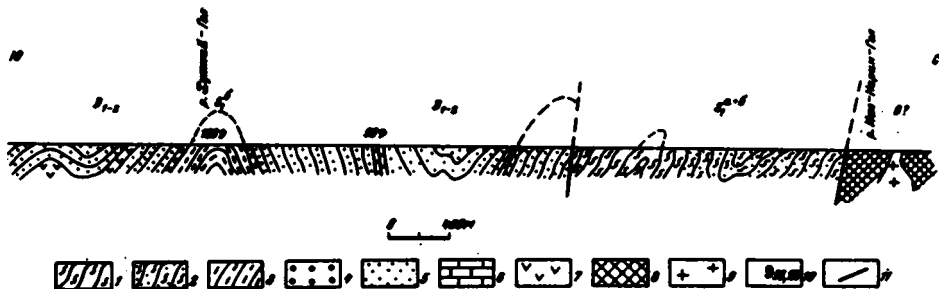


Рис. 16. Соотношение девонских и силурийских отложений по р.Уэнч-Гол (линия профиля показана на рис.8)

Силурийские отложения (1–3): 1 – зеленые и вишневые сланцы и туфы, 2 – хлоритовые сланцы, 3 – кремнистые алевролиты. Отложения девона, нижний и средний отделы нерасчлененные (4–7): 4 – конгломераты, 5 – песчаники, 6 – известняки, 7 – порфириды; 8 – метаморфизованные алевролиты ордовика; 9 – граниты; 10 – местонахождения фауны и номер обнажения; 11 – разломы

Мощность, м
2. Зеленые хлоритовые сланцы, лишённые прослоев вишневых сланцев 400

Более высокие горизонты той же толщи вскрыты ниже, близ устья р.Хутний-Гол. Здесь, в ядре небольшой антиклинальной складки, обнажаются:

3: Зеленые кремнистые алевролиты 200

В нижней части слоя впервые А.Б.Дергуновым, затем нами была собрана фауна (обн.103), из которой определены *Strophomena* sp., близкая к *S.sibirica* Andreeva, известной из отложений лlandoвери Сибирской платформы; *Schellwienella* sp., близкая к описанной Т.В.Лопушинской из верхов лlandoвери Сибири; *Dalmanella initalensis* (Chern.), встречающаяся в Туве, по данным Е.В.Владимирской, в нижнем вендоке; *Leptostrophia* sp. По заключению Г.Т.Ушатинской и Х.С.Розман, определявших перечисленную выше фауну, она свидетельствует о раннесилурийском, лlandoвери-нижневендовском возрасте вмещающих пород. Основываясь на данной возрастной характеристике нам кажется, что наиболее правильно параллелизовать описанные отложения с низами предыдущих разрезов. Возможно, что какой-то части низов колонки отвечают также выходы порфиритов, развитых в бассейне р.Уэнчи-Гол близ линии Булганского разлома, быстро замещающиеся по простираанию метаморфическими породами (см.рис.8).

Таким образом, в районе р.Уэнчи-Гол нами наблюдались лишь нижние горизонты силура. В противоположность ранее рассмотренным разрезам, они представлены уже преимущественно терригенными породами, лишь местами содержащими некоторую примесь туфогенного материала или линзы вулканогенных пород. Следовательно, при движении с востока на запад намечается фациальная изменчивость нижних горизонтов описываемой серии, выражающаяся в уменьшении значимости вулканогенного материала.

В хр.Гобийский Тянь-Шань и в Заалтайской Гоби к образованиям силура относится обычно так называемая эхингольская свита, впервые выделенная и описанная В.М.Синицыным (1956). В хр.Гобийский Тянь-Шань выходы ее приурочены главным образом к южному склону хребта, в меньшей степени к осевой его части, где развиты преимущественно нижние горизонты свиты, выполняющие ядра синклинальных структур, сложенных породами ордовика. Связь с ордовиком не ограничивается только территориальным распространением эхингольской свиты. По нашим представлениям, она надстраивает разрез ордовикских образований Гобийского Тянь-Шаня, описанных в предыдущей главе, совершенно согласно, так что переход между ними в значительной степени условен. Маршрутный характер работы не позволил нам достаточно детально заняться изучением этой толщи. Поэтому ниже дается лишь схематический разрез, последовательность которого, однако, была проверена на разных участках.

Для эхингольской свиты характерны две крупные пачки пород, сменяющие друг друга вверх по разрезу. Нижняя из них наблюдалась нами на крайнем западе Гобийско-Тяньшанской зоны и хр. Дзун-Тарайтин-Нуру и Тораин-Хундэ-Нуру и их отрогах. Выходы ее отмечены также к югу-западу от горы Цаган-Богдо-Ула. В последнем из указанных пунктов, непосредственно выше пачки переслаивания известняков и кварцитовых сланцев ордовика, являющихся продолжением по простираанию слоев 7-11 разреза, описанного в предыдущей главе (см. стр. 40), залегает сильно метаморфизованная сланцево-эффузивная толща. Она сложена темно-серыми амфиболитами, амфиболовыми сланцами и роговиками, образовавшимися по эффузивам основного состава, чередующимися с зелено-серыми хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами. При этом амфиболовые сланцы, т.е. апоэффузивные породы, в разрезе преобладают. Мощность отдельных прослоев - 50-100 м. Общая мощность толши - 500-600 м. Структурно она связана с центральной частью синклинальной складки, северное крыло которой сложено образованиями ордовика, южное несогласно перекрыто отложениями карбона (см. рис. 13). Совершенно аналогичные, но менее метаморфизованные образования, первичная природа которых выступает совершенно отчетливо, прослежены нами и в других указанных выше пунктах. Так, на северном склоне хр. Тораин-Хундэ-Нуру и в западных его отрогах выше кварцево-сланцевой толши ордовика располагается мощная пачка основных порфириров темно-зеленых эпидотизированных, местами содержащих вкрапления пироксена. Они ассоциируются с хлоритовыми сланцами, содержащими единичные линзы известняков по 3-5 м. Мощность толши - около 500 м. Ее выходы также приурочены к центральной части отчетливой синклинальной складки.

Верхняя часть эхингольской свиты широко развита на южном склоне хр. Гобийский Тянь-Шань, где она сложена однообразной толшей кремнистых алевролитов и песчаников, охарактеризованных фаунистически (Синицын, 1956). Возможно, что к этой же части разреза следует относить выходы аналогичных пород, наблюдавшихся нами на северном склоне хребта, в районе горы Шара-Хулусуни-Нуру. Однако наибольшее развитие верхние части эхингольской свиты получают в Заалтайской Гоби, близ оазиса Эхин-Гол. Здесь обнажается та же толща сильно рассланцованных кремнистых алевролитов и туфопесчаников. Встречаются подчиненные прослои грубозернистых обломочных пород типа гравелитов и мелкогалечных конгломератов с явной примесью туфогенного материала; обломки принадлежат кварцитам и порфирирам. Кроме того, отмечены единичные прослои (3-5 м мощностью) андезитовых порфириров. Окраска пород зеленая и фиолетовая, что связано с интенсивной послонной эпидотизацией и гематитизацией. Видимая мощность верхней части эхингольской свиты - 800-1000 м. Общая мощность ее достигает, таким образом, 1500 м.

Дислоцированность пород как верхней, так и нижней подлит достаточно напярженна. Они смяты в линейные, круто поставленные складки, с углами падения от 50 до 70°, сильно рассланцованы и обжаты. Местами наблюдаются дополнительная мелкая складчатость и гофрировка. Это обстоятельство, а также литологический состав и стратиграфическая последовательность пород эхингольской свиты, а именно преобладание в нижней части ее основных эффузивных образований, выше терригенных кремнистых осадков, филлитизированных и измененных до стадии зеленых сланцев, чрезвычайно напоминают образования нижней части силурийского разреза южных склонов Монгольского и Гобийского Алтая (см. стр. 46-48).

Точный возраст эхингольской свиты не установлен. В.М. Синицын отнес ее условно к силуру. Основанием для этого послужила находка на южном склоне Гобийского Тянь-Шаня в западных отрогах гор Булаган-Хошуни-Нуру в кремнистых сланцах верхней части свиты *Tentaculites* sp. indet. К сожалению, по ряду обстоятельств указанное обнажение нами не посещалось. В других выходах эхингольской свиты фауны не обнаружено. Таким образом, мы не располагаем новыми палеонтологическими данными.

Кратко подытоживая сказанное о силурийских отложениях всей исследованной нами части Монголии, следует отметить, что изученность их неоднотипна. Наря-

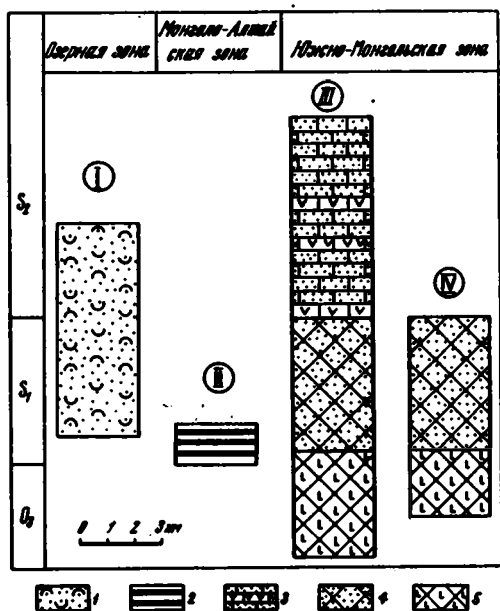


Рис. 17. Сопоставление разрезов силурийских отложений юго-западной части Монголии

I — район оз.Хара-Усу-Нуур, II — район хр.Хаджингин-Нуру, III — район сомона Цогт, IV — хр.Гобийский Тянь-Шань

1 — пестроцветные терригенные отложения; 2 — черносланцевые отложения; 3 — зеленоватые терригенные осадки, карбонатные и эффузивные породы; 4 — метаморфизованные терригенные отложения; 5 — метаморфизованные эффузивы

ду с хорошо охарактеризованными в фаунистическом отношении разрезами (Озерная зона, Монгольский Алтай), к этой системе отнесен ряд толщ, которые требуют еще дальнейшего изучения как в отношении их возрастного обоснования, так и детального стратиграфического расчленения (Южно-Монгольская зона). Тем не менее корреляция описанных выше образований в пределах системы и даже отдела кажется нам вполне обоснованной (рис. 17). В связи с этим уже в настоящий момент есть основания говорить о полифациальном характере силурийских отложений описываемой части Монголии. Наличие здесь, с одной стороны, красноцветных, с другой, черносланцевых, а также зеленоцветных терригенных и эффузивных серий указывает на значительную пестроту осадков рассматриваемого возраста, меняющих свой формационный тип при переходе от одной тектонической зоны к другой.

ДЕВОН

Девон является той системой, которая в пределах исследованной территории развита наиболее широко, почти повсеместно и представлена крайне разнообразным в фациальном отношении комплексом осадков. Отложения этого возраста известны во всех указанных выше тектонических зонах (Дзабханской, Озерной, Монголо-Алтайской и Южно-Монгольской), в каждой из них имея свою специфику.

Изучением девона занимался широкий круг геологов: В.А.Амантов, В.В.Беззубцев, И.И.Волчок, А.Х.Иванов, Б.Лувсанданзан, П.С.Матросов, Е.Э.Разумовская, В.М.Синицын, И.Б.Филиппова, В.А.Федоровский и др.

Однако, несмотря на многочисленные описания девонских отложений, возрастное обоснование их в пределах рассматриваемой территории далеко не всегда было достаточно убедительным. Зачастую к образованиям этого возраста относились немые толщи или отложения, имеющие весьма скудную и ненадежную фаунистическую характеристику. В особой степени это относится к вулканическим образованиям, имеющим широкое развитие в районе. К тому же в ряде мест отложения девона не были выявлены и отделены от более древних толщ. Например, в зонах, охваченных метаморфическими процессами, они описывались вкуче с другими метаморфическими образованиями, причем возраст их обычно сильно занижался. Как правило, не давалось сколько-нибудь подробной стратификации девонских отложений.

В связи со сказанным, любые новые данные по стратиграфии и обоснованию возраста этих отложений, безусловно, представляют собой значительный интерес.

В процессе наших работ нам приходилось наблюдать девонские отложения во всех перечисленных выше зонах. Но наиболее полный и заслуживающий внимания материал был собран нами в северных предгорьях Монгольского Алтая (район сомона Тонхил), относящимся к Монголо-Алтайской тектонической зоне, и на южных склонах Монгольского и Гобийского Алтая (северная внешняя часть Южно-Монгольской зоны).

ДЗАБХАНСКАЯ ЗОНА

На территории Дзабханской зоны образования девона известны в ряде пунктов, но имеют локальное распространение, так как связаны с изолированными друг от друга мульдами и грабенами, резко несогласно наложенными на образования вендско-кембрийского или более древнего возраста. Они были изучены В.А.Амантовым, В.В.Беззубцевым, И.И.Волчком, В.Лувсанданзаном, В.А.Благонравовым, В.И.Гольденбергом, Н.Н.Херасковым и рядом других исследователей; отложения представлены в основном красноцветными эффузивно-пирокластическими образованиями среднего и кислого, в меньшей степени основного состава, являющимися продуктами деятельности вулканов центрального типа, а также терригенными грубообломочными породами, описанными под именем боронурской и харанурской свит.

Нами образования девона наблюдались лишь в южной части Дзабханской зоны, в районе сомона Чаган-Олом (Тайшир-сомон), где они ранее были описаны В.В. Беззубцевым. Специальных изучений их мы здесь не проводили, и они картировались лишь попутно с вендско-кембрийскими отложениями. Таким образом, ничего принципиально нового в изучение девона этой зоны нашими исследованиями не внесено. Тем не менее, мы считаем возможным привести прослеженный нами конкретный разрез рассматриваемых образований, так как он является достаточно характерным для Дзабханской зоны.

Выходы образований девона в районе сомона Чаган-Олом связаны с субширотного простираения неправильной формы мульдой, несогласно располагающейся на образованиях венда-кембрия, нарушенной разломами и прорванной массивами гранитоидов (см. рис.3). Породы, выполняющие мульду, лежат спокойно, под углом 40-45°. Их разрез, прослеженный в районе хр. Боро-Нуру, снизу вверх стратиграфически представляется в следующем виде:

Мощность, м

1. Фиолетовые, липаритовые и липарито-дацитовые порфиры, иногда флюидные 225
2. Те же фиолетовые и красные липаритовые порфиры с единичными, маломощными (3-5 м) прослоями песчаников 350
3. Тонкозернистые серые и зеленоватые, хорошо слоистые песчаники 100
4. Красно-бурые туфы липаритовых порфиров с обломками липаритов, подобных слою 1. Местами наблюдается слоистость 100
5. Туфы липаритовых порфиров вишневой и фиолетовой окраски с подчиненными прослоями липаритов 80-100
6. Красные и розовые, песчаники с подчиненными прослоями туфов. 350
7. Те же песчаники, грубозернистые, прослоями переходящие в конгломерат с аркозовым цементом и галькой красных липаритовых порфиров 50
8. Красные зернистые песчаники с подчиненными прослоями вишневых, тонкослоистых алевролитов 50

Общая мощность - 1300 м.

Таким образом, в приведенном разрезе вскрыта толща, сложенная краснокаменными липаритового состава лавами и их пирокластами; а также грубозернистыми песчаниками и конгломератами. В нижней части толщи преобладает эффузивный материал, в верхней - обломочный. Возраст описываемых образова-

ний условен. Предыдущими исследователями он был принят как ниже-средне-девонский, на основании широких сопоставлений с соседними районами и пограничными областями СССР.

ОЗЕРНАЯ ЗОНА

Здесь развиты те же красноцветные эффузивные и осадочные молассоидного типа толши девона, заполняющие собой отдельные межгорные впадины. Весьма широкое развитие они получают в южной части зоны, где были встречены нами при съемочных работах в районе хр. Хан-Тайшир. Ранее они были описаны здесь В.В. Беззубцевым совместно с другими исследователями. Хороший разрез их можно наблюдать на южном склоне хребта, в районе родн. Хошу-Булак. Здесь, в юго-западном крыле крупной мульды, дополнительно осложненной брахискладчатостью, несогласно и трансгрессивно на отложениях венда-кембрия и сопутствующих им телах гипербазитов (см. рис. 5) стратиграфически снизу вверх располагается следующий комплекс пород:

Мощность, м

1. Розовые и буро-красные пуддинговые конгломераты с хорошо окатанной галькой, величина которой колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м. Среди нее легко узнаются породы нижележащих толш: известняки, основные эффузивы и яшмы венда-кембрия, кварциты, мраморы и амфиболиты докембрия; встречаются также граниты и жильный кварц. Конгломераты образуют прекрасные скальные гряды, залегающие в виде толстых плит с простиранием 310° , падением на северо-восток под углом $30-40^{\circ}$ 350-400
2. Песчаники темно-серые и красно-бурые, вначале гравийные, затем среднезернистые, полимиктовые. Среди них - прослои красных алевролитов, плотных, тонкозернистых, мощностью от 5 до 10 м. 300
3. Чередование пачек (мощностью до 20-25 м) пестроцветных песчаников и красных тонколистватых алевролитов; внизу преобладают песчаники местами обладающие диагональной слоистостью, выше по разрезу - алевролиты. 250
4. Гривки тех же красных алевролитов. 150
5. Песчаники красные, среднезернистые. 100
6. Чередование розовых, красных и вишневых липаритов и липарито-дацитов, иногда обладающих сферолитовой структурой; прослои зеленых андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов с отчетливой шаровой отдельностью; мощность их - 15-20 м, иногда резко возрастает. 220-250
7. Липаритовые порфиры со сферолитовой структурой, подчиненные прослои вишневых туфов их, а также андезитовых порфиритов с крупными включениями плагиоклаза; простирание 320° , падение на северо-восток под углом $35-40^{\circ}$ 200
8. Липаритовые порфиры с стекловатой основной массой и острым режущим изломом. 300
9. Те же липаритовые порфиры. 200
10. Липаритовые порфиры и их туфы, а также трахилипариты красной и вишневой окраски. 500-600

Укажем, что на местности и на аэрофотоснимках хорошо видны мелкие брахiformные складки, свойственные описываемой серии пород, особенно отчетливо выступающие в области развития эффузивов. Размах складок 2-3 км. Иногда они осложнены мелкими разломами и сколами, вдоль которых наблюдаются раздробленность пород и зеркала скольжения. Кроме того, толща разбита серией более крупных разломов северо-западного и северо-восточного направлений (см. рис. 5).

Итак, в приведенном разрезе вскрыты две толщи пород: нижняя - терригенная, сложенная красноцветными конгломератами и песчаниками с преобладанием внизу грубообломочных, выше - более тонкозернистых разностей пород, мощностью 1150-1200 м, и верхняя эффузивная, в основном липарито-дацитового состава, в нижних горизонтах которой то большее, то меньшее развитие имеют ан-

дезитовые и андезито-базальтовые порфиристы, а выше преобладающее значение принадлежит липаритам, иногда трахилипаритам; мощность — 1500 м.

Необходимо отметить, что более низкое стратиграфическое положение терригенной толщи по отношению к эффузивной не является характерной особенностью Озерной зоны. В других разрезах соотношение этих двух комплексов пород бывает обратным, совпадая в этом отношении с разрезом приведенным для Дзабханской зоны. Такого характера разрез наблюдался нами, например, на юго-западе Озерной зоны, близ Цаган-Шибэтинского разлома.

Таким образом, отложения, относимые к нижнему и среднему отделам девонской системы, в пределах Дзабханской и Озерной зон совершенно однотипны и представлены наземными красноцветными эффузивными и молассовыми образованиями, разрезы которых сильно варьируют в вертикальном и латеральном направлениях. В частности, различное положение в разрезе занимает терригенная толща, накопление которой или предшествует эффузивным излияниям, или завершает их.

МОНГОЛО-АЛТАЙСКАЯ ЗОНА

В пределах изученной нами части Монголо-Алтайской зоны отложения девона развиты широко (рис.8) и представлены в разных фациях — как в эффузивной, так и в терригенно-сланцевой. Стратиграфия их, однако, не везде разработана и аргументирована достаточно хорошо. В этом отношении наибольший интерес представляет район сомона Тонхил, в пределах которого распространены преимущественно вулканические образования, аналогичные описанным выше. Но если в Дзабханской и Озерных зонах эти отложения отнесены к девону в значительной мере условно, то в районе сомона Тонхил в связи с присутствием среди эффузивов прослоев и пачек осадочных пород, содержащих палеонтологические остатки, вся серия получает определенную возрастную датировку. Интересна также наблюдавшаяся здесь тесная связь эффузивных и интрузивных комплексов девона, позволяющая говорить о единой вулканоплутонической ассоциации (Маркова, Павленко, 1972).

Таким образом, район сомона Тонхил является своего рода эталоном, так как дает возможность расшифровать геологическую позицию описываемых образований.

Пижне-среднедевонский комплекс пород приурочен в районе сомона Тонхил к изометричной мульде, несогласно наложенной на образования ордовика и силура. Это — типичная глыбово-складчатая структура, характерная для орогенного этапа развития складчатых областей, разбитая многочисленными разломами и прорванная интрузиями гранитоидов. Она сильно эродирована, однако контуры ее могут быть намечены по полям эффузивов и их корням, представленным субвулканическими телами и дайками (рис.18, см. рис.9). Разрез девона подразделяется здесь на три толщи: осадочную, эффузивно-осадочную и собственно эффузивную. Осадочная толща (400 м мощностью) сложена известняками, алевролитами, в меньшей степени песчаниками, богато охарактеризованными фаунистически. Эффузивно-осадочная толща, местами тоже содержащая органические остатки, представлена чередованием песчаников и кремнистых алевролитов с туфами и туфобрекчиями кислого состава; мощность ее — 700–800 м. Наконец, эффузивная толща (свыше 1000 м мощности) представляет собой вулканоплутоническую ассоциацию. В низах она сложена андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиридами, а также их жерловыми фациями; широко развиты субвулканические тела того же состава. Выше располагаются покровы липаритовых порфиров, их туфов и игнимбритов. Иногда развиты щелочные разности, близкие к комендитам. В нижней части среди липаритов встречаются подчиненные прослои дацитов и андезитовых порфиритов. Местами среди липаритов наблюдаются "флюидные" разности с вертикально ориентированными "фьямме" (небольшие жерловинки), а также различных размеров субвулканические тела.

Следует отметить, что в районе хр.Яматуин-Хара нами обнаружен вулканический центр, характеризующийся максимальным развитием жерловых фаций, субвулканических тел и даек главным образом андезитового состава. К северу и

северо-востоку располагается область вулканического склона, где наибольшее развитие получают липаритовые порфиры и комендиты, их туфы и игнимбриты. Существенно также, что вулканогенные образования девона сопровождаются мощным внедрением гранитоидов хархинского комплекса, широко развитых в пределах Монгольского Алтая и относящихся к классу орогенных интрузивных формаций (Павленко и др. 1970). Они в свою очередь пронизаны серией даек, по составу близких к описанным выше эффузивам.

Таким образом, гранитные плутоны вместе с дайками являются несколько более поздним членом единой вулcano-плутонической ассоциации (Маркова, Павленко; 1972).

Наилучшие разрезы ниже-среднедевонских отложений наблюдались нами в районе оз. Хулму-Нур.

Разрез, вскрывший осадочную и эффузивно-осадочную толщи, описан у высоты 2430, к югу от горы Ширэ-Ула. Здесь, непосредственно выше образований аренигского и лланвирнского ярусов ордовика (см. стр. 33-36), несогласно и ингрессивно располагаются:

Мощность, м

1. Известняки светло- и темно-серые, залегающие в виде толстых плит, участками перекристаллизованные и мраморизованные. В них в обн. 31 (см. рис. 11 и приложение 2), собраны и определены¹: табуляты *Alviolitella crassispinosa* Dub. (эйфель Кузбасса), *Gracilopora infirma* Yanet. (эйфель Урала), *Lecomptia* sp. (главным образом нижний девон); ругозы — *Stenophyllum* sp., *Pseudocervularia altaica* Tcherepnina (нижний эйфель Горного Алтая); строматопоры — *Actinostroma mamontovi* Yavorsky (эйфель Кузбасса), *A. mamontovi* var. *plana* Yavorsky (эйфель Кузбасса) 170-180

2. Черные кремнистые алевролиты с многочисленными, хорошей сохранности, трилобитами (обр. 12а), представленными *Phacops altaicus* Tchern. (характерная форма эйфеля Алтая) и *Phacops* sp. nov., близким к *Ph. fecundus degener* Barr., характерный для низов среднего девона Чехословакии. Здесь же встречаются растительные остатки: *Protopteridium* sp. (характерный среднедевонский род, известный в Европе и Азии) и *Hostimella* sp. (род, широко распространенный в девоне) 50

3. Известняки 25

4. Черные кремнистые алевролиты и подчиненные прослои песчаников. В них, в обн. 29 и 30, собраны: криноидеи — *Hexacrinites* aff. *cauliculatus* J. Dub. (нижний девон Салаира) единственный экземпляр *H. cf. karzevae* Yelt. et Dub. (живетский и франский ярусы Кузбасса, Армении и Центрального девонского поля); *Pentagonocyclicus* cf. *astericus* Schew. (нижний девон Салаира и Тянь-Шаня), *Kuzbassocrinus* cf. *binidigitatus* Yelt. (средний девон Кузбасса и Алтая), *Anthinocrinus* sp.; мшанки — *Semicoscinum* sp. и *Fistulipora* sp. (широко распространенные формы). Кроме того, в алевролитах найдены мелкие, плохой сохранности, триболиты, растительные остатки, относящиеся к роду *Psilopsidae* (известны начиная с верхнего силура до среднего девона), а также отпечатки шитка панцырной рыбы 150

5. Туфобрекчи кислого состава; обломки сортированные, угловатые, состоят из кислых эффузивов, песчаников, известняков, кварца; цемент туфогенный кремнистый. В породе найдены остатки ругоз (обр. 37), из которых определены *Stenophyllum* sp., а также плохой сохранности табуляты мшанки и многочисленные ядра брахиопод. 150

6. Кислые тонкозернистые туфы с обломками эффузивного и гранитного материала и кремнистые алевролиты 150

7. Чередование крупно- и среднезернистых аркозовых песчаников и гравелитов с обломками плагиогранитов 50

¹ Табуляты определялись Т.Т. Шарковой, ругозы — Л.М. Улитиной, строматопоры — Л.Н. Большаковой, трилобиты — Г.В. Покровской, флора — А.Л. Юриной, криноидеи — А.И. Положихиной, мшанки — Г.Г. Астровой.

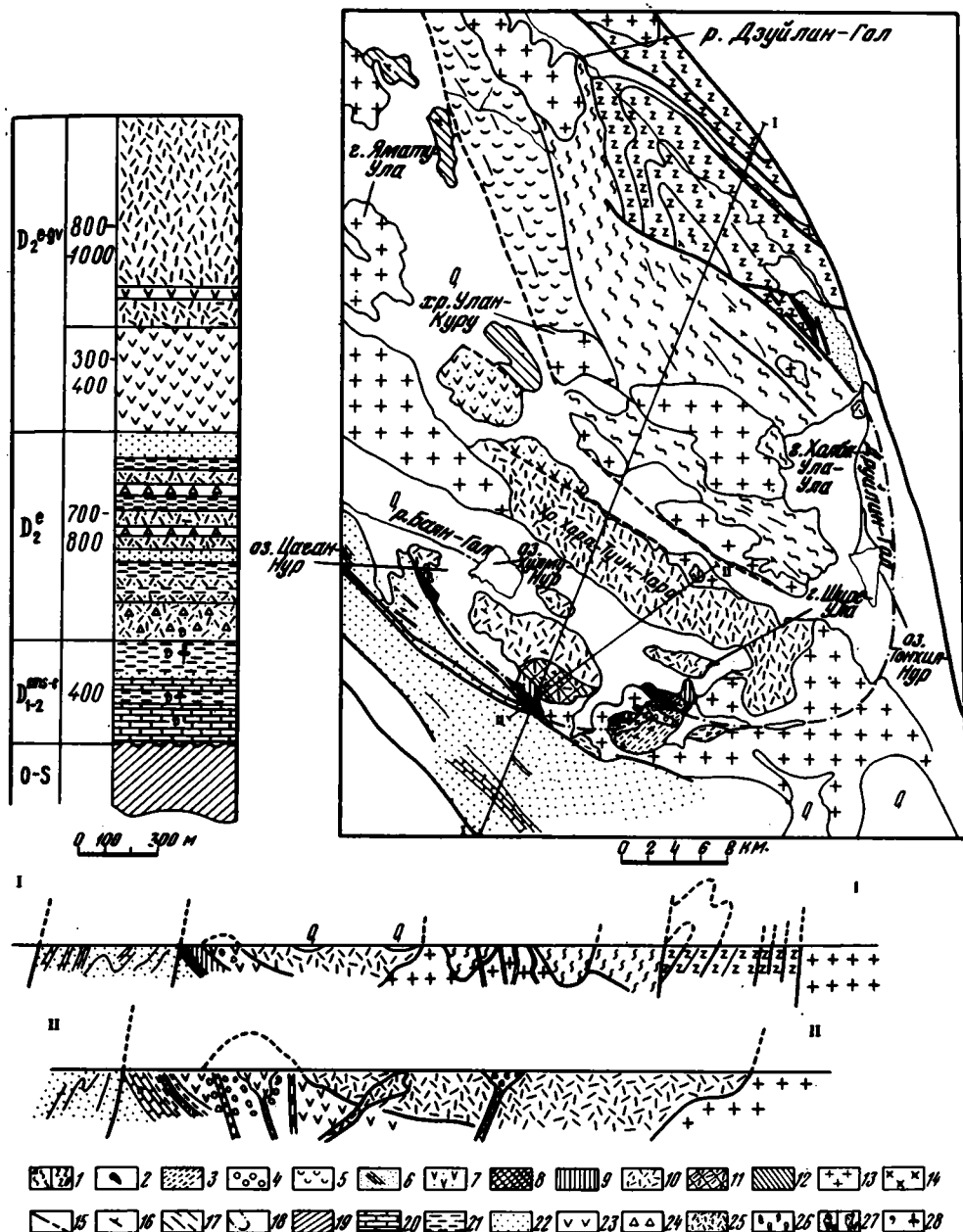


Рис. 18. Деталь геологической карты района сомоны Тонхил в области развития отложений девона

1 – метаморфические комплексы (фации): а – зеленосланцевая, б – амфиболито-
вая; 2 – гипербазиты; 3 – арениг-лланвирн (кремнистые алевролиты и песчани-
ки); 4 – средний карадок (конгломераты, песчаники, алевролиты); 5 – верхний
ордовик – нижний силур (песчаники, известняки, кремнистые алевролиты);
6 – верхний силур (песчано-сланцевые отложения с линзами известняков);
7 – силурийские отложения нерасчлененные; 8 – эмс-нижний эйфель (осадо-
чная толща); 9 – эйфель (эффузивно-осадочная толща); 10 – эйфель-живет
(эффузивная толща); 11 – область вулканического центра; 12 – верхний
девон – нижний карбон (ороговикованные терригенные породы); 13 – гранитоиды
Хархириинского комплекса; 14 – гранодиориты; 15 – разломы; 16 – элементы за-
легания; 17 – простирации пород; 18 – ориентировочный контур девонской мульт-

8. Чередование кислых туфов, слюдястых алевролитов и туфо-агломератов. Среди них – мощная дайка двуполевошпатовых гранит-порфиров 300

9. Фисташково-зеленые туфопесчаники с обломками гранитов и туфов 80–100

Слои 1–4 приведенного разреза отвечают осадочной толще, сложенной преимущественно известняками и алевролитами. Мощность ее измеряется в 400 м. Слои 5–9 характеризуют эффузивно-осадочную толщу, достигающую 700 м мощности. В ней значительная доля принадлежит кислым эффузивам, чередующимся с алевролитами и песчаниками. Общая мощность разреза превышает 1100 м.

Западнее, у южного подножия хр. Яматуин-Хара, нами также наблюдались осадочная и тесно связанная с ней эффузивно-осадочная толщи. Их разрез, отделенный от образований ордовика разломом и участками пронизанный мощными дайками гранитов, отходящими от расположенного к востоку массива, записан нами в следующем виде:

Мощность, м

1. Темно-серые, иногда битуминозные перекристаллизованные известняки, сложенные в узкую антиклинальную складку, с простираем 330° и падением крыльев на северо-восток и юго-запад под углами до 70°. видимая 100 м (по простираению на восток она увеличивается до 180 м).

В известняках, в обн. 12 (рис. 11, приложение 2); собрана фауна брахиопод, строматопор, табулят, ругоз, мшанок и криноидей, при этом брахиоподы приурочены к наиболее низкому горизонту, слагающему ядро складки. Следующий слой богат строматопорами и ругозами, самый верхний – табулятами; криноидеи распространены повсеместно, но наиболее обильны в нижнем (брахиоподовом) горизонте. Из брахиопод здесь определены *Eospirifer secans* (Barr.), которые встречаются в очень большом количестве и являются пороодообразующими, а также *Howellella* sp. (более редкие экземпляры). Обилие *Eospirifer secans*, характерной формы пражского яруса Чехословакии (нижний эмс) и известной также из верхней половины нижнего девона Урала и Горного Алтая, позволяет, по мнению Г.Т. Ушатинской, уверенно относить вмещающие слои к эмсу. *Howellella* – род, распространенный в силуре и девоне. Среди других групп фауны определены: строматопоры – *Stromatoporella javorsky* Chalfin (эйфель Кузбасса) и *S. ex gr. artyschtsensis* Yavorsky (средний девон Кузбасса); ругозы – *Pseudocervularia altaica* Tcherepnina (нижний эйфель Горного Алтая), *Stenophyllum* sp. (род, известный из среднего девона), *Thamnophyllum* aff. *tabulatum* Bulv. (эйфель Кузбасса – салаирские и шандинские слои), *Ptenophyllum* sp. (широко распространен в среднем девоне Тянь-Шаня и Новой Земли, известен также в нижнем отделе системы), *Heliophyllum* sp. (широко распространен в среднем и верхнем девоне), *Altainophyllum mongolicum* Ulit. (род известен из девона Горного и Рудного Алтая и Кузбасса), *Sulcorphyllum tonchilum* Ulit. (род известен из эмса и нижнего эйфеля Австралии и Горного Алтая); табуляты – *Alveolites edwardsi* Lec. (известен из эйфеля Динантской мульды), *A. distinctus* Janet. (эйфель), *Placocoenites medius* (Lec.) (эйфель Кузбасса и Джунгарии, зигенский ярус Тарбагатай, живет Арденн), *Squameofavosites mixtus* Dub. (эйфель Дальнего Востока), *Pachyfavosites* sp. nov.; криноидеи – *Hexacrinites* cf. *humili* –

Окончание подписи к рис. 18.

ды; условные обозначения к профилям и колонке: 19 – отложения ордовика и силура; отложения девона: 20 – известняки, 21 – кремнистые алевролиты, 22 – песчаники, 23 – андезитовые порфириды и дациты, 24 – вулканические брекчии, 25 – туфы кислых эффузивов, 26 – липариты, их туфы, игнимбриты и жерловые фации, 27 – субвулканические тела: а – андезитового, б – липаритового состава; 28 – фауна и флора

carinatus Yelt. (средний девон Кузбасса, Армении, Европы), *Pentagonocyliscus* cf. *textus* Dub. (нижний девон Кузбасса), *Tetragonocyliscus* cf. *fimbriatus* Dub. (нижний девон Кузбасса), *Cypressocrinates* sp. (нижний девон Кузбасса); мшанки — *Fenestella* sp. и *Fistulipora* sp. (широко распространенные формы)..
 100–180

2. Серый обохренный песчаник с обломками известняка, кварца, кислых эффузивов, со следами плохой неопределимой фауны; подчиненные прослои кремнистого алевролита 100

3. Порфиroidный плагиогранит 100

4. Чередование кремнистых, слюдяных алевролитов и кислых туфов, тонкослоистых, с отчетливо видимой под микроскопом туфовой структурой. Среди них — дайки габбро-диабазы и жильного гранита 175

5. Кислые туфы с подчиненными прослоями кремнистых алевролитов 80

6. Порфиroidный жильный гранит 40

7. Кислый хорошо слоистый туф 40;

8. Слоистый туф, подобный слою 7, прорезанный секущей дайкой порфиroidного гранита 125

9. Мелкие грибки кислых туфов и кремнистых алевролитов 150

Общая мощность разреза — 990 м.

Слои 1–3 (мощностью 380 м) характеризуют собой осадочную толщу, так же как и в первом разрезе сложенную известняками, в меньшей степени терригенными породами. Слои 4–9 отвечают эффузивно-осадочной толще (610 м), среди которой значительную роль играют кислые туфы и алевролиты.

Возраст описанных образований для осадочной толщи определяется достаточно точно на основании содержащейся в ней фауны. Кроме видов, приведенных при описании разрезов, укажем также комплекс табулят, собранных нами в известняках обн. 17, находящегося на простирации слоя I разреза II (рис. 11 и приложение 2). Здесь найдены формы, характерные для нижнего эйфеля: *Alveolites* cf. *fornicatus* Schluter, *Alveolitella tarejaensis* Smirnova, *Placocoenites medius* (Lec.), *Tyrganolites altaicus* Tcher., *Cladopora alba* Janet., *C. vermicularis* M^oCoу, *Gracilopora vermicularis* var. *clara* Janet., *Favosites* aff. *regularissimus* Janet., *Emmonsia taltiensis* Janet., *E. emmonsi* (Rominger), *Squameofavosites mixtus* I. Dub.

Таким образом, среди табулят, рогоз, строматопор, криноидей, и трилобитов, присутствующих в осадочной толще, преобладают среднедевонские, главным образом нижнеэйфельские виды. Брахиподы, собранные в наиболее низких ее горизонтах, характерны для пражского яруса Чехословакии (нижний эмс). Все это позволяет датировать вмещающие породы как эмс — нижний эйфель. Возраст эффузивно-осадочной толщи, тесно связанный с подлежащей, отвечает, вероятно, более высоким горизонтам эйфельского яруса.

Наиболее высокие части разреза описываемой серии пород занимает собственно эффузивная толща, залегающая совершенно согласно с постепенным переходом на двух предыдущих. Она выполняет собой основную часть мульды района оз. Хулму-Нур, слагающая хр. Яматуин-Хара, гору Ширэ-Ула и хр. Харатуин-Хара. Можно думать, что некогда площадь, занятая эффузивами, была более значительна; затем они частично были уничтожены эрозией. На это указывает широкое развитие субвулканических тел того же состава как внутри основного поля эффузивов, так и за его пределами среди образований ордовика и силура. Указанное обстоятельство позволяет, как нам кажется, расширить контур мульды, выполненной вулканическими образованиями нижнего-среднего девона (см. рис. 18).

Один из характерных разрезов эффузивной толщи наблюдался нами в хр. Яматуин-Хара. Здесь, непосредственно выше кислых туфов и кремнистых алевролитов слоя 9 эффузивно-осадочной толщи второго разреза, залегают:

1. Темно-серый, зеленоватый дацит с вкрапленниками плагиоклаза и кварца 30
2. Андезитовый порфирит роговообманково-плагиоклазовый 50
3. Вулканическая брекчия андезитового состава с обломками порфиритов, аналогичных слою 2 20
4. Андезитовые порфириты и вулканические брекчии их 150
5. Сильно раскристаллизованный андезитовый порфирит, образующий четко оконтуривающееся субвулканическое тело, связанное постепенным переходом с окружающими породами 80-100
6. Андезитовые порфириты, среди которых присутствуют мелкие субвулканические тела и многочисленные дайки того же состава, а также дайки дацитов, гранит-порфиров и адамелитов 120-150
7. Темно-серые липаритовые порфиры и их жерловые фации; характерны тонкая флюидность и вертикально ориентированные "фьямме" 100
8. Липаритовые порфиры и игнимбриты 100
9. Сильно брекчированный липарито-дацит, близкий к жерловым фациям 50
10. Андезито-дацит 50
11. Андезитовые порфириты и их туфы, зеленоватой окраски 50
12. Темно-серый дацит, катаклазированный, близкий к жерловым фациям 100
13. Дайцы и липарито-дациты, местами флюидные 100
14. Липариты, окрашенные в красноватые тона 80-100
15. Дайка крупнозернистого порфиroidного гранита 10
16. Субвулканическое тело липаритового состава, сопровождающееся игнимбритами 80
17. Липаритовые порфиры и их вулканические брекчии 75-80
18. Флюидная, липаритового и трахилипаритового состава лава, близкая к жерловым фациям. Дайки того же состава и дайки гранит-порфиров . . . 100-120
19. Плохо обнаженное пространство с глыбами порфиroidных гранитов (вероятно, дайки) 50
20. Липариты и трахилипариты 25

Общая мощность разреза - свыше 1300 м.

В приведенном разрезе четко выделяются две пачки пород: андезито-дацитовая (слои 1-6) и липарито-дацитовая (слои 7-20). На местности видно, что андезито-дацитовая пачка располагается в области купола, отчетливо намечающегося по плоскостям отдельности пород, имеющих субширотное простираание и падение вначале южное, а затем северное. Обилие вулканических брекчий, субвулканических тел и даек позволяет предположить здесь вулканический центр. Далее начинается область склона, очевидно, сильно эродированного, чем объясняется присутствие мелких жерловин и субвулканических тел.

Верхние части разреза той же вулканической толщи, отвечающие по составу липаритам, трахилипаритам, реже - кварцевым липаритам, наблюдались нами также в хр. Харатуин-Хара и на горе Ширэ-Ула. Характерны незначительное количество туфов и преобладание лав. Наблюдающаяся местами флюидность и столбчатая отдельность указывают на присутствие здесь мелких субвулканических тел.

Интересно соотношение описанных выше вулканических образований с широко развитыми в районе гранитоидами хархиринского комплекса (Амантов и др., 1966). Последние представлены двуполевошпатовыми гранитами, и отличимыми от аналогичных гранитов орогенного этапа развития других районов каледонской части Монголии (Махин, Павленко, 1966; Благонравов, Федоров, 1970; Павленко и др., 1970). Проведенное нами сопоставление петрохимических и геохимических особенностей эффузивов, гранитов и дайковых серий района сомона Тонхил (Маркова, Павленко, 1972) показало их большое сходство и позволило говорить о единой вулканоплутонической ассоциации. Последняя весьма типична и формационно

близка к вулканоплутоническим ассоциациям девонского и более молодого возрастов, описанным на территории СССР (Никитина, 1950; Коптева, 1964) и, как правило, связанным с орогенным этапом развития соответствующих регионов.

Итак, изложенное выше позволяет, как нам кажется, сделать следующие выводы:

1. Наблюдается тесная связь между осадочной и эффузивной частями разреза описанных образований, связанных между собой переходной эффузивно-осадочной толщей.

2. В связи с этим, а также учитывая перекрытие эффузивных образований молассоидными отложениями, отнесенными нами к верхнему девону (см. ниже), возраст собственно эффузивной толщи отвечает, вероятно, концу эйфельского — частично живетскому ярусу среднего отдела системы.

3. Тесное переплетение морских и континентальных образований (карбонатные и терригенные породы, содержащие как фауну, так и флору, с одной стороны, и зеленокаменные и краснокаменные эффузивы, с другой) характеризует островной режим, существовавший во время формирования охарактеризованной серии пород.

4. Сходство составов и генетическое родство эффузивных образований и гранитоидов позволяют объединять их в единую вулканоплутоническую ассоциацию, весьма типичную для орогенного этапа развития складчатых областей.

Верхний девон. В районе сомона Тонхил нами наблюдалась также толща пород, несогласно перекрывающая описанную выше вулканическую серию (рис.9). Выходы ее приурочены к хр. Дзэн-Нуру и расположенному к югу мелкосопочнику, выполняя, таким образом, центральную часть мульды, околнуренной на рис.18. Это — толща сероцветных молассоидных отложений, залегающая под углом 25–30° и сложенная чередующимися между собой конгломератами и песчаниками. В нижней части они более грубообломочны, в верхней — более тонкозернисты и лучше сортированы. Конкретный разрез толщи описан нами у южного склона хр. Дзэн-Нуру. Стратиграфически снизу вверх здесь прослежено:

Мощность, м

1. Чередование конгломератов и грубозернистых хорошо слоистых песчаников. Галька конгломератов, хорошо окатанная, размером от 2 до 10 и 20 см, принадлежит породам нижележащих толщ: много песчаников и алевролитов ордовика и силура, встречаются граниты, а также известняки, липариты, дациты и порфириты эффузивной серии девона 50

2. Чередование тех же пород, но конгломерат становится мелкогалечным, песчаники тонкозернистые, отчетливо слоистые 50

3. Те же песчаники; подчиненные прослои и линзы мергелистых пород мощностью от 0,5 до 1 м 30

4. Серо-зеленые тонкоплитчатые слоистые песчаники, местами ороговоженные 50

5. Те же песчаники, среди них дайка гранит-порфира 300

Общая видимая мощность разреза — 480–500 м.

В виду отсутствия органических остатков возраст указанных пород точно определен быть не может. Однако стратиграфическое положение их выше эффузивной серии нижнего — среднего девона и ниже охарактеризованных флорой отложений карбона (см. раздел "Карбон"), залегающих резко несогласно, с большим перерывом в основании, позволяет отнести их условно к верхнему отделу девона, частично, возможно, к самым низам карбона. Мы принимаем для них индекс D₃—C₁.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКАЯ ЗОНА

В пределах Южно-Монгольской тектонической зоны отложения девона развиты весьма широко и имеют различный состав в северной, центральной и южной ее частях. Существенно при этом, что литологически и структурно они представ-

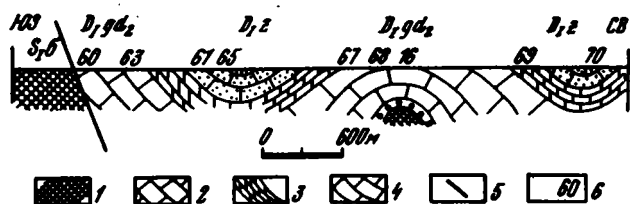


Рис. 19. Разрез через нижнедевонские образования хр.Цахир-Халгин-Нуру

1 – силурийские отложения; 2 – известняки верхней части жединского яруса; 3 – кремнистые известняки зигенского яруса; 4 – песчанистые известняки зигенского яруса; 5 – разломы; 6 – номера местонахождений фауны

лены здесь совсем иного характера толщами, чем описанные выше для более северных частей Монголии.

Сведения об отложениях этого возраста мы находим в работах Е.Э.Разумовской, В.М.Синицина, П.С.Матросова, Б.Лувсанданзана, А.К.Уфлянда, И.Б.Филипповой, Л.П.Зоненшайна и др. Нашими исследованиями были охвачены различные районы западной части Южно-Монгольской зоны (см.рис.1), при этом некоторые из них были изучены достаточно детально.

В Северной (внешней) части Южно-Монгольской зоны отложения девона распространены там же, где и силурийские (южные склоны Монгольского и Гобийского Алтая), наращивая сверху их разрез. Они были изучены нами вместе с Т.Т. Шарковой (Маркова, Шаркова, 1974). Отложения охарактеризованы комплексами фауны, повторяющимися в ряде разрезов, что дало возможность не только обосновать возраст вмещающих пород, зачастую относившихся к более древним образованиям, но и впервые наметить их ярусное подразделение.

Девон представлен в описываемом районе преимущественно нижним, в меньшей степени средним отделом. Общий облик образований этого возраста, несмотря на наблюдавшиеся фациальные изменения внутри отдельных горизонтов, достаточно постоянен. Здесь развита карбонатно-терригенная толща осадков, состоящая из чередования различных по мощности пачек и прослоев известняков (иногда кремнистых и песчанистых), а также алевролитов, песчаников, местами гравелитов. В тектоническом отношении выходы девонских отложений связаны с центральными частями синклинальных структур, более глубокие горизонты которых сложены силурийскими образованиями. Наряду с линейными складками

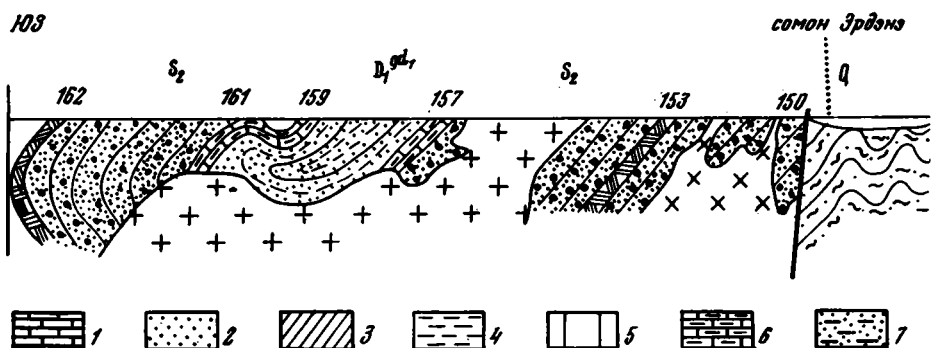


Рис. 20. Геологический разрез через девонские и силурийские отложения в районе сомона Эрдэнэ

1, 2 – эмс-эйфель: 1 – известняки, 2 – алевролиты и песчаники; 3, 4 – зигенский ярус: 3 – известняки, 4 – алевролиты и песчаники; 5 – 7 – жединский ярус: 5 – массивные известняки (верхняя часть), 6, 7 (нижняя часть): 6 – известняки, 7 – алевролиты и песчаники;

здесь развиты также изометричные формы, с размахом в 2–3 км, с хорошо картирующимися периклинальными окончаниями. Такие короткие брахисинклинальные и брахиантиклинальные складки описаны нами в ряде мест, в частности в районе сомона Цогт, близ пер. Дучин–Даба в хр. Цахир–Халгин–Нуру и др. (рис. 19). Углы падения пород измеряются в среднем в 40–45°; в центральных частях структур они заметно выпадаживаются, вблизи разломов резко возрастают.

Нами были изучены разрезы девонских отложений описываемой северной окраины Южно–Монгольской зоны. Наиболее типичный из них – разрез окрестностей сомона Цогт и Эрдэнэ, а также р. Гонт–Гол, левого притока р. Иэлин–Гол (см. рис. 15).

Самые низкие горизонты девона, относящиеся к низам жединского яруса нижнего отдела системы, вскрыты в 15 км к юго–западу от сомона Эрдэнэ, в центральной части наблюдающейся здесь сложно смятой синклинальной складки. Ее крылья сложены совершенно согласно пластующимися с жединскими образованиями породами верхней свиты силура (рис. 14, 15, 20). Стратиграфически снизу вверх нами прослежено:

Мощность, м

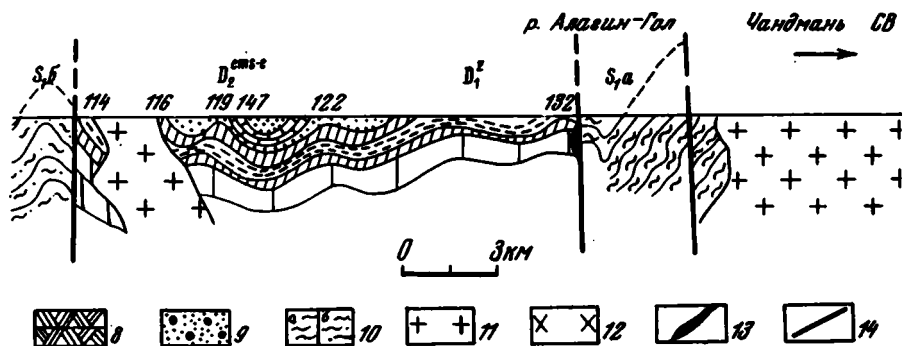
1. Тонкое ленточное переслаивание серых известняков и темно–серых алевролитов. Прослой мощностью от 10 до 25 см; породы интенсивно смяты, местами сгифрированы 50

2. Серые и темно–серые плитчатые известняки с маломощными (по 5–10 см) прослоями черных кремней. В них, в одн. 161 (см. приложение 2), нами собраны обильные колонии табулят, к сожалению, очень однообразных и сильно перекристаллизованных в связи с близостью гранитного массива; из них определены *Favosites kovechovi* Preob., *Squameofavosites* sp. nov. и мшанки *Fistulipora* sp. 250–300

3. Темно–серые тонко листоватые алевролиты, участками мелко смятые 50–70
Видимая мощность разреза – 350–400 м.

По данным Т.Т. Шарковой, определявшей табулят, они свидетельствуют о жединском возрасте вмещающих слоев, точнее нижней части этого яруса, так как *Favosites kovechovi* Preob. типичен для низов недюймской свиты Северо–Востока СССР (низы D₁ gr); *Fistulipora*, по указанию Г.Г. Астровой, имеет широкое распространение.

Более высокие горизонты жединского яруса, представленные в основном бело–розовыми, иногда пятнистыми рифовыми известняками, хорошо вскрыты в районе сомона Цогт. Образованиями этого возраста сложены прекрасно обнажен–



8, 9 – верхний силур: 8 – известняки, 9 – песчаники и алевролиты; 10, 11 – нижний силур: 10 – а – порфиристы, яшмы, хлоритовые сланцы (нижняя часть), б – алевролиты, хлоритовые сланцы (верхняя часть); 11 – граниты; 12 – гранодиориты; 13 – гипербазиты и габбро; 14 – разломы

ные скалистые массивы хр. Цахир-Халгиин-Нуру, протягивающиеся на расстоянии 4-5 км вдоль дороги Цогт-Бэгэр; выходы их наблюдаются также к северо-западу от пер. Дучин-Даба по правобережью р. Тахилтин-Гол. Нижний контакт описываемых отложений часто осложнен разломом или является трансгрессивным, в виду чего наблюдается непосредственное соприкосновение верхов жединского яруса с образованиями силура (верхней или средней его свитами).

Хороший разрез, вскрывающий базальные горизонты, а также вышележащую карбонатную толщу, был прослежен нами по одному из субмеридиональных логов, пересекающих хр. Цахир-Халгиин-Нуру, устье которого расположено в 1,5 км к юго-юго-западу от пер. Дучин-Даба. Здесь, в месте разветвления лога, в ядре купольной антиклинальной структуры (рис. 21) вскрыты:

Мощность, м

S_{1b} 1. Толща зеленых алевролитов, филлитизированных и хлоритизированных видимая 300-400

D_{1gd_2} 2. Красные мелкогалечные конгломераты с обломками нижележащих зеленых алевролитов, а также бурых гематитизированных их разностей 10-15

Мощность, м

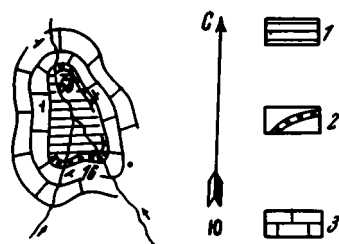
3. Красные и вишневые песчаники и гравелиты 50

4. Розовые и пятнистые массивные известняки видимая 150

Выходы этих известняков тянутся и далее вверх по логу, к водораздельной части хр. Цахир-Халгиин-Нуру. Общая мощность их измеряется в 400-435 м. Мощность всей описанной толщи вместе с базальными слоями достигает, таким образом, 500 м.

Рис. 21. Купольная антиклиналь, вскрывающая контакт силура и верхней части жединского яруса девона (хр. Цахир-Халгиин-Нуру)

- 1 - силурийские отложения (S_{1b});
2 - горизонт конгломератов (D_{1gd_2});
3 - известняки (D_{1gd_2})



В известняках в ряде обнажений (16, 63, 66, 76, 88, см. приложение 2) нами собрана фауна, из которой определены: брахиоподы - *Spirigerina* cf. *supramarginalis* (Khalf.), *Sphaerirhynchia* cf. *vagranica* (Khod.), *Ferganella* cf. *turkestanica* Nikif., *Atrypa* ex gr. *lasuthkini* Aleks.; мшанки - *Eridotrypella* sp., *Pseudobatosomella interprosa* (Ulrich et Bassler), *Hemitrypa* sp.; криноидеи - *Syrdetocrinus* cf. *natus* Stuk. По данным Г.Т. Ушатинской, определявшей брахиопод, *Spirigerina supramarginalis* (Khalf.) известна из жединских отложений Казахстана, соловьиных известняков Горного Алтая (верхний жедин-зиген), петропавловской свиты нижнего девона Урала. *Sphaerirhynchia vagranica* (Khod.) встречается в низах раннего девона Урала и соловьиных известняках Горного Алтая; *Ferganella turkestanica* Nikif. характерна для манакских слоев Средней Азии; *Atrypa lasuthkini* Aleks. найдена в томь-чулышманских и нижнекрековских слоях Салаира. По указанию Г.Г. Астровой, просматривавшей мшанок, *Pseudobatosomella interprosa* (Ulrich et Bassler) характерна для нижнего девона Северной Америки (группа Helderberg), роды *Eridotrypella* и *Hemitrypa* широко распространены от нижнего до верхнего девона. Наконец, криноидеи *Sindetocrinus natus* Stuk., по данным изучавшей их А.И. Положихиной, распространены в раннем девоне Казахстана (караззинский горизонт). Все это позволяет отнести слою, вмещающие перечисленные выше формы, к жединскому ярусу нижнего девона, при этом скорее всего к его верхам.

Образования указанного возраста наблюдались нами только в разрезе сомона Цогт. К западу и востоку от него они срезаны линией разлома, как это хорошо

видно на местности и на карте (см.рис.14), отсутствуя в связи с этим в разрезах района сомона Эрдэнэ и р.Гонт-Гол. В отличие от этого вышележащие отложения зигенского яруса нижнего отдела девона распространены очень широко, почти повсеместно. В районе Цогт выходы их приурочены также к хр. Цахир-Халгин-Нуру и правобережью р.Тахилтин-Гол, где ими сложены короткие брахисинклинальные складки, расположенные на породах верхней части жединского яруса (см.рис.14). Контакт их с последними обычно согласный, изредка отмечен незначительным разрывом.

Образования зигенского яруса наблюдались нами в ряде разрезов. Наиболее характерный из них описан в средней части лога, прорезающего хр.Цахир-Халгин-Нуру и идущего к высоте 3669. Здесь, выше массивных известняков верхней части жединского яруса, согласно с ними залегают:

Мощность, м

1. Темно-серые, почти черные кремнистые известняки, звенящие при ударе; характерна тонкая плитчатость по 10–15 см 150
2. Серые песчанистые известняки, более толсто плитчатые. Местами видна тонкая слоистость (измеряющаяся сантиметрами) с чередованием известняковых и песчанистых прослоев; известняки буквально переполнены колониями табулят; встречаются также криноидеи 250

Таким образом, разрез отложений зигенского яруса района Цогт имеет общую мощность 400 м и сложен двумя пачками карбонатных пород, нижняя из которых иногда уменьшается в мощности. Весьма типичны серые песчанистые разности известняков, легко узнающиеся в обнажениях. В них, в ряде обнажений (15, 61, 64, 69, 201, см. приложение 2), нами собраны и определены: табуляты – *Riphaeolites virgosus* J., *R. ramosus* J., *Pachypora* sp., *Pachyfavosites* ex gr. *vijai-cus* J., *Favosites admirabilis* Dub., *F. kolymensis* Tchern., *F. multiformis* Dub., *Caliapora prisca* Schark., *Gephuropora crebespinus* (Mir.) (определения Т.И. Шарковой); ругозы – *Lyrielsma chapmani chapmani* Pedder, *Embolophyllum* sp., *Pseudomicropasma nesterowskii* (Peetz), *Cystiphyllodes* sp., *Syringaxon* ex gr. *silurienne* (McCoy), *Tryplasma* sp. (определения Л.М. Улитиной); мшанки – *Lioclema* cf. *netchlavense* Astr., *Fistulipora* sp., *Leptotrypella* sp., *Eridotrypella* sp. (определения Г.Г. Астровой).

Среди собранной фауны преобладают нижнедевонские формы. Так из табулят: *Favosites multiformis* Dub., *F. kolymensis* Tchern., *F. admirabilis* Dub., *Gephuropora crebespinus* (Mir.) – характерны для крековских слоев Кузбасса (зигенский ярус); *Caliapora prisca* Schark. известна из зигенских отложений Казахстана (хр.Тарбагатай); *Riphaeolites virgosus* J. и *R. ramosus* J. встречаются в раннедевонских отложениях Урала. Из ругоз *Pseudomicropasma nesterowskii* (Peetz) типична для крековских слоев Кузбасса, род *Embolophyllum* описан из нижнего девона Австралии, *Lyrielsma chapmani chapmani* Peder. известна из зигенского яруса Австралии. Из мшанок *Lioclema netchlavense* Astr. известна из боршовского горизонта (жедин) Подолии (Западная Украина). Преобладание среди органических остатков зигенских форм позволяет принять возраст вмещающей их толщи как зигенский ярус нижнего девона.

Разрезы разновозрастных горизонтов в районе сомона Эрдэнэ и р.Цэлин-Гол близки к только что описанным, но все же наблюдаются некоторые фациальные изменения их по простираению. Одновременно меняется и дополняется комплекс фауны. Так, в районе сомона Эрдэнэ в нижней части разреза наибольшая роль принадлежит серо-зеленым алевролитам и алевропесчаникам, содержащим лишь подчиненные прослои метаморфизованных известняков (250 м). Выше располагается пачка светло-серых и темно-серых песчанистых известняков (150 м), чрезвычайно похожих на описанные в разрезе района сомона Цогт. В них, в обн.116, 119, 122 (см.приложение 2), нами собрана фауна, из которой Г.Т.Ушатинской определены брахиоподы: *Iridistrophia devonica* (Nilova), распространенная в прибалхашском горизонте (верхний жедин-зиген), *Schuchertella altaica* Khalfin, характерная для ганинских слоев Алтая (зиген); *Levenea taeniolata* Khalfin, из-

вестная в нижнем девоне Горного Алтая, *Levenea* sp., а также обломки *Orthidae* и *Spiriferidae*, имеющие, судя по ширине замочного края, девонский облик. Здесь же обнаружены криноидеи, также характерные для нижнего девона: *Kuzbassocrinus decemlobatus* Yelt., *Decacrinus* cf. *orientalis* Yelt., *Aporretocrinus occultus* (Y. Dubat.), *Saloirocrinus* cf. *textus* (Y. Dubat.), *Mediocrinus* cf. *persimilis* (Y. Dubat.) (определение А.И. Положихиной); кроме того, встречаются мшанки: *Monotrypa* sp. (определение Г.Г. Астровой).

Судя по списку приведенных форм, возраст вмещающих пород отвечает зигенскому ярусу нижнего девона.

Отметим, что описанные образования развиты к северу от сомона Эрдэнэ, где они приурочены к крыльям узкой, вытянутой в северо-западном направлении синклинали. От отложений жединского яруса они пространственно оторваны, в виду чего нижний контакт их нами не наблюдался.

В бассейне рек Цэли-Гол и Гонт-Гол к образованиям зигенского возраста нами отнесена толща преимущественно карбонатных осадков с подчиненными прослоями алевролитов, иногда кремнистых. Породы интенсивно расслапцованы, хлоритизированы и перекристаллизованы. Нижний контакт их тектонический. Обшая видимая мощность — 600 м, при этом прослои алевролитов не превышают 25–30 м, мощность известняковых пачек более значительна (100–200 м). В известняках, обычно превращенных в мраморы, из фауны в обн. 21–23 найдены только крупные, неопределимые криноидеи. Поэтому возраст толщи условно принимается нами как зигенский ярус нижнего девона, частично, возможно, верхи жединского.

Самые высокие части разреза девона, наблюдающиеся в пределах описываемой внешней части Южно-Монгольской тектонической зоны, отвечают верхам нижнего отдела (эмсу), а также эйфельскому ярусу среднего отдела системы. Они слагают единую непрерывную толщу осадков, имеющую наиболее широкое распространение в районе и отмеченную во всех описываемых разрезах (см. рис. 15). В районе сомона Цогт выходы этой толщи зафиксированы по право- и левобережью р. Тохилтин-Гол, близ пер. Дучин-Даба, где ею выполнены центральные части мзых брахискладчатых структур, крылья которых сложены породами зигенского возраста. Наиболее широкое развитие описываемые образования получают при этом в водораздельной части хр. Цахир-Халгии-Нуру; очевидно, именно к этому участку приурочена фауна, ранее собранная и описанная Е.Э. Разумовской (1946). Отложения эмса-эйфеля наблюдались нами также к северу от сомона Цогт, в хр. Тоготин-Нуру. Литологически это толща светло-серых и розовых известняков, то массивных, то тонкоплитчатых, чередующихся с серо-зелеными алевролитами. Местами наблюдается частое переслаивание указанных разностей пород, мощность прослоев которых измеряется от 20–50 м, а иногда и больше (хр. Тоготин-Нуру, водораздельная часть хр. Цахир-Халгии-Нуру). Местами преобладающая роль принадлежит известнякам (правобережье р. Тохилтин-Гол). Обшая мощность образований эмса-эйфеля в районе сомона Цогт достигает 500 м. Контакт их с образованиями зигенского яруса неоднотипен: иногда между ними наблюдается постепенный переход, иногда к этой границе приурочен разрыв с появлением брекчиевидных карбонатных пород или пачек гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Для иллюстрации сказанного приведем два конкретных разреза описываемой толши.

1. В хр. Тоготин-Нуру ею сложено южное крыло синклиналиной структуры, севернее срезанное линией разлома и приведенное в непосредственное соприкосновение с образованиями нижнего кембрия. Несогласно на образованиях средней свиты силура стратиграфически снизу вверх здесь залегают:

	Мощность, м
1. Зеленый гравелит	50
2. Серые тонкослоистые мраморизованные известняки; в них найдены табуляты <i>Squamofavosites</i> sp. и ругозы <i>Barrandeophyllum</i> sp. и <i>Syringaxon</i> sp. ¹ . . .	50

¹ Табуляты определялись Т.Т. Шарковой, ругозы — Л.М. Улитиной, мшанки — Г.Г. Астровой, криноидеи — А.И. Положихиной.

	Мощность, м
3. Чередование зеленых гравелитов и мелкогалечных конгломератов .	100
4. Известняки с табулятами <i>Placocoenites escharoides</i> (St.), <i>Alveolites</i> sp., <i>Favosites</i> sp. и ругозами <i>Syringaxon</i> sp.	20–25
5. Зеленые и серые тонколистоватые кремнистые алевролиты . . .	75–80
6. Те же алевролиты, но темно-серой и черной окраски	150
7. Известняки	50

Мощность разреза – 500 м.

II. В хр.Пахир-Халгин-Нуру, в верховьях лога, идущего к высоте 3669, выше образований зигенского яруса, описанных на стр. 67, наблюдались:

	Мощность, м
1. Известняковый конгломерат с глыбами нижележащих известняков зигенского яруса, содержащих обломки табулят	5
2. Переслаивание серых тонкоплитчатых известняков и зеленых алевролитов; в известняках собраны табуляты: <i>Thamnopora nana</i> Dub., <i>Squameofavosites</i> sp., <i>Alveolitella</i> sp.	50
3. Та же толща переслаивания; местами породы мелко смяты	150
4. Зеленые алевролиты с табулятами <i>Alveolites levis</i> Tchern., <i>Alveolitella</i> sp., <i>Thamnopora</i> sp.	80
5. Чередование алевролитов и известняков	150
6. Зеленые алевролиты, редкие линзы известняков; в алевролитах – мшанки, пока неопределенные	видимая 50

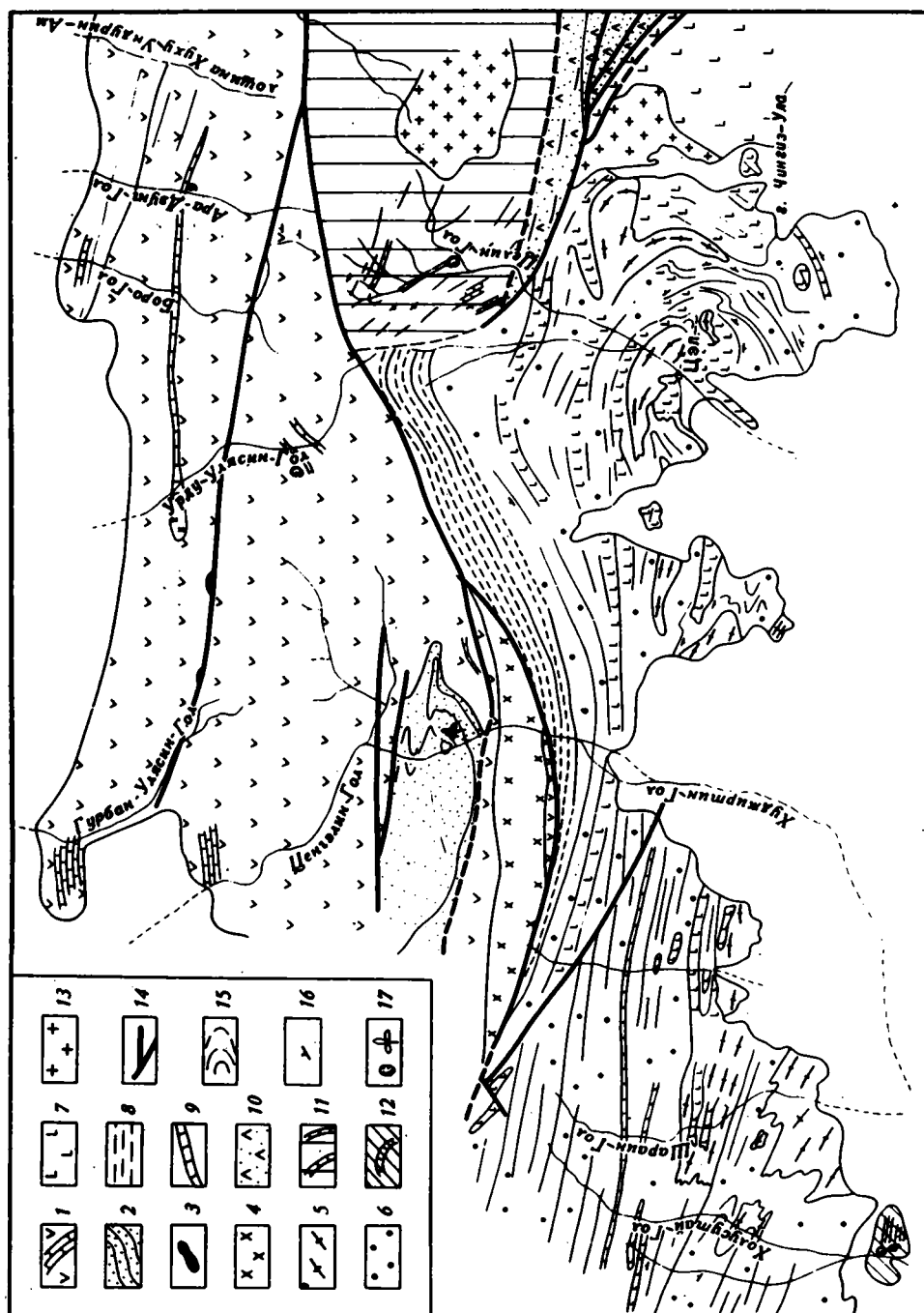
Общая мощность разреза – 485 м.

В описываемой толще пород, как в приводимых выше разрезах, так и в других обнажениях (1,9 – 12, 90, 92, 201), адреса которых указаны в приложении 2, нами собраны табуляты, ругозы, мшанки, криноидеи и обломки крупных брахиопод. В виду плохой сохранности фауны удалось определить лишь следующие формы: табуляты – *Tyrganolites altaicus* Tcherer., *T.tchernychevi* Dub., *Alveolites levis* Tchern., *Alveolites* sp., *Alveolitella* sp., *Placocoenites medius* (Lec.) *Pl.escharoides* (St.), *Favosites* sp., *Squameofavosites* sp., *Thamnopora nana* Dub., *Thamnopora* sp.; ругозы – *Heliophyllum* sp., *Barrandeophyllum* sp., *B.cantabricum* Kullman, *Syringaxon* sp., *Amplexocarina* sp., *Maikottaphyllum* sp. nov., *Phaulactis* sp., *Cystophylloides* sp., *Cilophyllum* sp., *Tabularia* sp., *Tryplasma* sp.; мшанки – *Pseudobastomella interporosa* (Ulrich et Bassler), *Lioclema* cf. *netchlavense* Aströva, *Lioclema* cf. *pulchellum* Ulrich et Bassler; криноидеи – *Hexacrinites* cf. *kartzevae* Jelt. et Dub., *Hexacrinites* cf. *biconcavus* Jelt. et Dub.

Анализируя приведенный выше список органических остатков, необходимо указать, что среди табулят преобладают среднедевонские виды: *Tyrganolites altaicus* Tcherer. (эйфель Алтая), *Tyrganolites tchernychevi* Dub. (эйфель Кузбасса, живет Казахстана), *Alveolites levis* Tchern. (эйфель Кузбасса), *Placocoenites escharoides* (St.) (эйфель Бельгии, средний девон Австралии, Индо-Китай, Польша, Кузбасса), *Thamnopora nana* Dub. (низы салаиркинских слоев – эйфель Кузбасса); лишь *Placocoenites medius* (Lec.) распространен шире и известен из зигена Казахстана и среднего девона Кузбасса, Казахстана, Бельгии, так же как род *Squameofavosites*, распространенный от верхов силура до среднего девона включительно.

Среди ругоз ряд форм характерен для нижнего – среднего девона, другие более широко распространены: *Barrandeophyllum cantabricum* Kullman (эмс северной Испании), *Heliophyllum* (средний девон и франский ярус Европы), *Amplexocarina* (нижний девон Канады), *Maikottaphyllum* (кунжакский горизонт Средней Азии), *Phaulactis* (нижний девон Горного Алтая), *Cystophylloides* (нижний – средний девон), *Tabularia* (нижний девон Таймыра), *Tryplasma* (силур–средний девон).

Среди мшанок преобладают нижнедевонские формы: *Pseudobastomella interporosa* (Ulrich et Bassler) и *Lioclema pulchellum* Ulrich et Bassler, характерные для группы Гельдерберг США, и *Lioclema netchlavense* Astr., известная из боршонского горизонта Подоли.



Среди криноидей *Hexacrinites kartzevae* Jelt. et Dub. распространен в среднем–низах верхнего девона Кузбасса, Армении и Центрального девонского поля, а *Hexacrinites biconcavus* Jelt. et Dub. — в нижнем — среднем девоне Дальнего Востока.

Таким образом, приведенная выше фауна встречается как в эйфельском ярусе среднего девона, так и в верхах нижнего отдела, что не противоречит принятому нами индексу эмс–эйфель. В других разрезах отложения эмса–эйфеля схожи с описанными из района сомона Цогт, по несколько варьируют в фациальном отношении.

В разрезе сомона Эрдэнэ образования указанного возраста слагают собой центральную часть синклинальной структуры, периклинально замыкающейся в горах Боро–Цахир–Ула. Ее крылья сложены отложениями зигенского яруса, на которых толща эмса–эйфеля располагается совершенно согласно, имея мощность 480–500 м. Литологически она представлена серо–зелеными алевролитами и тонкозернистыми песчаниками, среди которых залегает пачка (около 300 м) белых толстоплитчатых массивных, иногда несколько брекчиевидных известняков. В них, в обн. 147, нами собрана фауна кораллов, брахиопод, строматопор и мшанок, из которой определены: табуляты *Thamnopora radugini* Dub., (известная из слоев Гамильтон США и живета Кузбасса); *Alveolites levis* Tchern. (эйфель Кузбасса), *Placocoenites escharoides* (St.) (эйфель Бельгии, средний девон Австралии, Индо–Китай, Польши, Кузбасса), *Scoliopora aff. intermixtus* (Lec.) (эйфель Бельгии), *Favosites* sp., *Alveolitella* sp., *Coenites* sp.; ругозы – *Trypasma aff. karcevi* Bulv. (ранний девон Кузбасса), *Syringaxon ex gr. siluriense* (Мсой) (силур – нижний эйфель); *Spongophyllum* sp. nov. (нижний – средний девон Урала, Салаира, Китая, Алтая и Австралии); брахиоподы – *Conchidiella* sp. (род, известный начиная с эйфеля) и ближе неопределимые *Pentameridae*; строматопоры – *Gerronostroma concentricum* Yavorsky (нижний девон Кузбасса и средний девон Колымы).

Указанная фауна позволяет датировать вмещающие слои как эмский и эйфельский ярусы нижнего и среднего девона.

В разрезе р.Гонт–Гол, левого притока р.Целин–Гол, отложения эмса–эйфеля вместе с нижележащей толщей, условно отнесенной нами к зигенскому ярусу, слагают широкую синклинальную структуру (рис.22), дополнительно смятую, нарушенную разломами и прорванную массивами гранитоидов. Нижний контакт эмса–эйфеля отмечен разрывом с появлением пачки обломочных пород, представленной чередованием зеленых и вишневых алевролитов, алевропесчаников и гравелитов. В обломках последних содержится аркозовый и туфогенный материал. Породы интенсивно рассланцованы, хлоритизированы, серицитизированы и карбонатизированы. Мощность их – 150 м.

Выше располагается пачка карбонатных пород, состоящая из двух прослоев кристаллического известняка (50 и 70 м мощностью), разделенных прослоем тех же алевролитов (150 м). Верхняя часть толщи (200 м) вновь сложена алевролита–

Рис. 22. Геологическая карта района сомона Цэл (юго–восточная часть хр. Монгольского Алтая)

Озерная зона (1–4): 1 – нижний кембрий: основные эффузивы и линзы мраморов, 2 – средний карбон: конгломераты, песчаники, угленосные отложения с флорой, 3 – гипербазиты, 4 – гранодиориты; Южно–Монгольская зона (5–13). Метаморфические образования, развившиеся по терригенным и вулканогенным породам силура (свиты S_{1a} и S_{1b} , частично, возможно, S_2 для знаков 5–9): 5 – плагиогранито–гнейсы, 6 – биотитовые сланцы, 7 – амфиболовые сланцы, 8 – кварц–альбит–хлоритовые и кварц–альбит–мусковитовые сланцы, 9 – мраморы; 10 – малоизмененные порфириды и туфы силура, 11 – алевролиты, кремнистые аргиллиты, линзы известняков с фауной D_{2e} , 12 – песчаники, гравелиты, известняки с фауной C_{1c} ; 13 – граниты; 14 – разломы; 15 – линии простирания пород; 16 – элементы залегания; 17 – фауна и флора

ми и кремнистыми алевролитами, также хлоритизированными и серицитизированными. Интенсивный метаморфизм, дислоцированность и расщепленность пород придают толще древний облик. Именно этим обстоятельством объясняется тот факт, что предыдущими исследователями возраст ее сильно занижался, и она относилась к верхам докембрия (Беззубцев, 1960). Однако, несмотря на сильную перекристаллизацию известняков, в них содержатся органические остатки, которые нам удалось обнаружить близ устья р. Гонт-Гол. Здесь, в обн. 124, в верхнем прослое известняков (обр. 124а), собраны и определены:¹ брахиоподы — *Iudelinia egerovi* Andr. (в виде больших скоплений; встречается в низах эйфельского яруса Урала), *Hebetoechia* cf. *triangulariformia* Alekseeva (верхи нижнего девона Северо-Востока СССР); трилобиты — *Phacops* sp. nov. (близкий к чешскому виду, характерному для низов среднего девона), а также плохой сохранности строматопоры и криноидеи.

Из нижнего прослоя (50 м ниже обр. 124б) определены: брахиоподы — *Conchidiella kedrowensis* Andr. (эйфельский ярус Урала), *Leptaenopyxis* cf. *bonei* (Barr.) (верхи нижнего — низы среднего девона Чехословакии, Казахстана, Кузбасса), *Leptaenopyxis* sp., *Atrypa* cf. *schantziensis* Ržon. (шандинские слои — эйфель Кузбасса), *Spinatrypa bachatica* Aleks. (в большом количестве экземпляров; низы эйфеля Салаира), *Cyrtinopsis* cf. *nalivkini* Ržon. (верхи нижнего — низы среднего девона Салаира и эйфель Кузбасса), *Schizophoria* aff. *antigua* Solle (эмс западной Европы), *Iudelinia egerovi* Andr. (в большом количестве экземпляров; низы эйфеля Урала), *Eospirifer* cf. *secans* (Barr.) (нижний девон Чехословакии), *Sphaerirhynchia* sp., *Leptagonis* sp. (род ниже-среднедевонский), *Maoristropheia* sp. (род, известный из нижнего девона Казахстана и Австралии), *Stropheodonta* sp.; рогозы — *Syringaxon* ex gr. *siluriense* (McCooy) (нижний эйфель), *Barrandeophyllum* aff. *cantabricum* (Kullman) (эмс Северной Испании); мшанки — *Monotrypa nonnigensis* Hu Zhao-xun (средний девон Китая), *Monotrypa* aff. *tabulata* (Hall) (группа Гельдерберг, нижний девон США); *Semicoscinium* aff. *magnum* Walshe (нижний девон Зеравшана, кунжакский горизонт), *Hallopora* sp., *Hemitrypa* sp.

Таким образом, в перечисленном комплексе встречаются роды и виды, характерные как для нижнего, так и для среднего девона. По мнению определявших фауну палеонтологов, возраст вмещающих слоев может быть принят как верхи эмс — низы эйфеля.

Разрез по р. Уэнч-Гол. Образования девона в бассейне этой реки развиты широко, выполняя крупную синклинальную структуру, дополнительно осложненную более мелкой складчатостью. Девон представлен здесь в основном терригенно-кремнистой толщей, среди которой главная роль принадлежит алевролитам и кремнистым алевролитам; в верхах наблюдаются прослои и пачки известняков. На значительной площади указанные образования переработаны процессами метаморфизма и преобразованы в сложно дислоцированные породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Особо интенсивно процессы метаморфизма проявились близ линии Булганского глубинного разлома (см. рис. 8). Менее измененные выходы пород девона наблюдались нами в верховьях р. Уэнч-Гол, близ устья р. Хунт-Гол. Здесь, в центральных частях синклинальных складок, крылья которых сложены образованиями силура (см. рис. 16), несогласно и трансгрессивно, выше слоя 3 разреза, приведенного на стр. 52, располагаются:

Мощность, м

1. Пачка грубообломочных пород, состоящая из чередования зеленых грабвийных песчаников и мелкогалечных конгломератов. Галька последних принадлежит основным эффузивам, зеленым кремнистым алевролитам, а также зеленым и вишневым сланцам, совершенно подобным наблюдавшимся в слое I и 3 разреза силурийских отложений. Кроме того, много мелких галек жильного кварца 50

¹ Брахиоподы определялись Г.Т. Ушатинской, трилобиты — И.В. Покровской, криноидеи — А.И. Положихиной, мшанки — Г.Г. Астровой, рогозы — Л.М. Улитиной.

2. Темно-серые и черные, иногда зеленоватые алевролиты и песчаники, стоящие почти на головах; среди них прослой порфирита 350

3. Известняки серые, рассланцованные и перекристаллизованные, дающие скалистые выходы на правом и левом берегах р. Уэнч-Гол 50

В известняках слоя 3 впервые И.И.Волчком и Б.Лувсанданзаном была собрана фауна табулят, определенная В.Н.Дубатовым; позже местонахождение этих известняков было посещено нами, причем помимо табулят, изученных Т.Т.Шарковой, и ругоз, просмотренных А.Б.Ивановским, были найдены сильно перекристаллизованные мшанки и криноидеи. Список определенных отсюда форм следующий: табуляты — *Thamnopora* sp.indet., *Thamnopora* sp., *Striatopora* sp., *Favosites* sp.indet., *Squameofavosites* sp. indet., *Pachyfavosites* cf. *polymorphus* (Goldfuss), *Pachyfavosites* sp., *Coenites* sp. и ругозы — *Favistella* sp.

Мощность, м

4. Чередование темно-серых рассланцованных песчаников и алевролитов 400

Общая мощность разреза. — 850 м.

Плохая сохранность фауны, найденной в слое 3, не позволяет сколько-нибудь точно датировать возраст вмещающих пород. Можно говорить лишь о девонском облике комплекса, скорее всего отвечающего нижнему и среднему отделам системы. Принимая для описываемого разреза нерасчлененный ниже-среднедевонский возраст мы считаем возможным условно параллелизовать его с отложениями эмса-эйфеля ранее рассмотренных районов.

Кратко разюмируя изложенное выше по северной, внешней, части Южно-Монгольской тектонической зоны, укажем, что во всех изученных нами разрезах вскрыты отложения нижнего, в меньшей степени среднего отдела девона, хорошо охарактеризованные фаунистически и представленные однообразным комплексом осадков. Обращает внимание обилие внутренних перерывов и трансгрессивных залеганий, сопровождающихся появлением пачек терригенных пород, а также быстрая фациальная изменчивость отдельных горизонтов, наблюдающаяся на коротких расстояниях. Все это указывает на мелководный характер бассейна, в котором происходило отложение рассматриваемых осадков. В тектоническом отношении это, очевидно, была область поднятия, часто выходящего из-под уровня морского бассейна.

Внутренняя часть Южно-Монгольской тектонической зоны, в отличие от рассмотренной выше внешней ее северной окраины, сложена преимущественно эффузивными и эффузивно-осадочными сериями пород. Для характеристики ее строения рассмотрим два исследованных нами района — горы Мэргэн-Ула и хр.Нэмэгэт-Нуру (Нэмэгэту).

I. Район горы Мэргэн-Ула и оз. Цахир-Нур расположен в западной части Южно-Монгольской зоны, в пределах так называемой Барунхурайской котловины. Ранее эти места изучались П.С.Матросовым (1960, 1966 гг.) и Б.Лувсанданзаном (1970). Нами здесь была проведена геологическая съемка масштаба 1:200 000 (рис. 23) и составлен подробный разрез отложений девона и карбона.

Образования девона слагают собой ряд узких, северо-западного простиранья блоков, разделенных разломами и осложненных линейной складчатостью. Несмотря на разрывные нарушения, разрез девона этого района достаточно непрерывен и полон. Главная его ценность заключается в том, что он охарактеризован фаунистически, являясь в этом отношении эталонным для сложной преимущественно эффузивными образованиями внутренней части описываемой тектонической зоны, в пределах которой палеонтологические находки крайне редки.

В девонских отложениях района могут быть выделены две свиты: нижняя, эффузивная, и верхняя, кремнисто-сланцевая, в свою очередь подразделяющиеся более подробно.

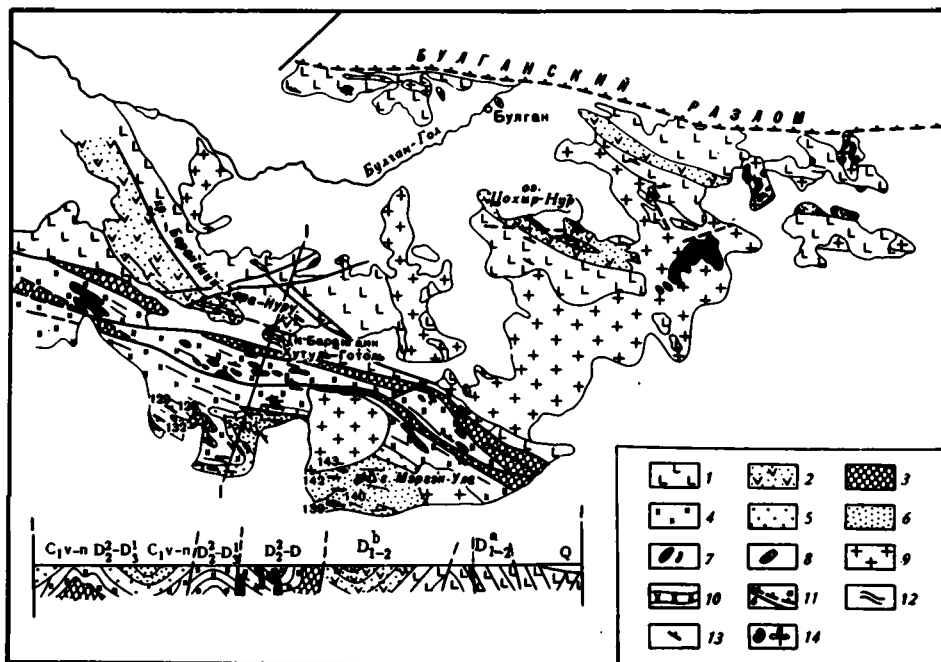


Рис. 23. Геологическая карта и профиль района хр.Барангин-Хара-Нуру и горы Мэргэн-Ула

Девонские отложения: эффузивная свита (D_{1-2}): 1 – нижняя подсвита ($D_{a_{1-2}}$), 2 – верхняя подсвита ($D_{b_{1-2}}$), кремнисто-сланцевая свита ($D_{2-D_3^1}$), 3 – нижняя подсвита, 4 – верхняя подсвита. Каменноугольные отложения (C_{1v-n}): 5 – базальные слои, 6 – верхняя часть свиты. Интрузивные образования: 7 – малые интрузии и дайки габбро и габбро-диабазов, 8 – интрузии и дайки диоритов и порфириров андезитового состава, 9 – граниты, 10 – гранит-порфиры; 11 – разломы: а – глубинные, б – региональные; 12 – простирающие породы; 13 – элементы залегания; 14 – местонахождение фауны и флоры

Эффузивная свита развита очень широко, слагая всю северную часть района: хр. Барангин-Хара-Нуру, район оз. Цахир-Нур и все пространство вплоть до Булганского разлома (рис. 23). Лучший разрез ее наблюдался нами в хр. Барангин-Хара-Нуру, представляющем собой в структурном отношении крупную антиклинальную складку, нарушенную разломами северо-западного и северо-восточного простираний. Наиболее низкие части свиты вскрыты в центральной части и на северном склоне хребта, отвечающем северному крылу антиклинали. Здесь, на перевальной тропе, идущей от колодца Барангин-Хутауль, стратиграфически снизу вверх прослежено:

Мощность, м

D_{1-2}^a . 1. Толща пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и мандельштейнов. Преобладают разности с крупными вкрапленниками пироксена, в подчиненном количестве встречаются плаггиоклазовые порфиры. Вблизи разлома породы сильно хлоритизированы и рассланцованы, а также пронизаны прожилками кальцита, эпидота и кварца. Среди порфиритов встречаются дайки диорит-порфиритов и мелкие тела габбро-порфиритов, несколько серпентинизированных видимая 150–170

2. Пироксен-плаггиоклазовые порфиры 150

3. Лавобрекчия плаггиоклазового порфира с мелкими обломками плаггиоклаза и крупными (от 1 до 20 см) обломками менее раскристаллизованных разностей тех же порфиритов; линзы сургучных яшм 125

	Мощность, м
4. Тот же плагиоклазовый порфирит, но с афанитовой структурой без обломков и вкрапленников	30
5. Чередование прослоев плагиоклазовых порфиритов и их лавобрекчий мощность отдельных прослоев от 10 до 15 м	75
6. Пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты, с простираением 295°, падением на северо-запад под углом 60-70°	150
7. Темно-серые, зеленоватые роговообманково-плагиоклазовые порфириты и их лавобрекчи, с лапиллями (3-5 см) того же состава	300
8. Те же порфириты, среди них тело роговообманкового мелкозернистого диорита	20

Таким образом, представленный разрез вскрывает толщу базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, лавобрекчий и их мандельштейнов, содержащих линзы сургучных яшм. Толща прорвана малыми интрузиями габбро, иногда с хорошо сохранившимся оливином, а также дайками габбро-порфиритов, диоритов и диорит-порфиритов, возможно, представляющих собой корни описанных эффузивов. Общая мощность разреза - 1000 м.

Более высокие части той же эффузивной свиты наблюдались нами на южном склоне хр. Барангин-Хара-Нуру, где в крыле синклинальной структуры (см. рис. 23), непосредственно выше описанной толщи залегают:

	Мощность, м
⁶ D ₁₋₂ 1. Серо-зеленые мелкообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов с прослоями агломератовых туфов; обломки (1-3 см) принадлежат плагиоклазовым порфиритам; цемент имеет дацитовый состав. Встречены также подчиненные прослои (1-5 м) тонкослоистых полосатых туффитов; залегание по слоистости: простираение 310°, падение на юго-запад под углом 55°... 75	75
2. Зеленые мелкообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов, сильно рассланцованные	90
3. Пироксен-плагиоклазовый порфирит	10
4. Пачка, подобная слою 1, состоящая из чередования мелкообломочных туфов порфиритов, их агломератов и тонкослоистых туффитов; преобладают порфириты; агломераты и туффиты имеют подчиненное значение	75
5. Светло-зеленый дацит, рассланцованный на тонкие звенящие плитки... 25	25
6. Мелкообломочные туфы с подчиненными прослоями пироксен-плагиоклазовых порфиритов	100
7. Дацит, подобный слою 5	15
8. Туф порфирита, мелкообломочный	10
9. Дацит тонко рассланцованный, переходящий в серицитовый сланец . . 10	10
10. Туф порфирита, подобный слою 8	50
11. Дацит	15
12. Пачка, состоящая из чередования тонкослоистых туффитов и мелкообломочных туфов и гравелитов; преобладают туффиты; простираение 305°, падение на юго-запад под углом 40°	200
13. Туф дацитового состава, с обломками порфиритов	15
14. Зеленые слоистые туфопесчаники и гравелиты	100
15. Зеленые туфы порфирита, обычно сильно рассланцованные	200
16. Дациты и их туфы	25
17. Дациты и их лавоагломераты	50

Таким образом, верхняя часть разреза эффузивной свиты представлена ясно-слоистой толщей, состоящей из чередования разнообразных туфов порфиритов (мелкообломочные агломератовые и тонкослоистые туффиты), а также подчиненных прослоев андезитовых порфиритов и дацитов. Вверху встречаются туфопесчаники и гравелиты. Мощность по разрезу - 1000 м. Общая мощность эффузивной свиты - 2000 м.

Кремнисто-сланцевая свита наиболее широко развита к югу от хр. Барангин-Хара-Нуру, где ею сложена ограниченная разломами горная гряда, протягиваю-

сящая к северным отрогам горы Мэргэн—Ула, а также слабо всхолмленные просторанства, расположенные южнее; кроме того, незначительные выходы нижних горизонтов свиты закартированы близ оз. Цаган—Нур, где видно согласное налегание ее на подстилающую эффузивную толщу, с которой она связана постепенным переходом.

На основании вещественного состава свита может быть подразделена на две части, или подсвиты, выделенные на карте.

В нижней подсвите, мощностью 350—400 м, значительную роль играют кремнистые и яшмовидные породы, а также порфиристы андезито—дацитового состава и их мандельштейны. Относительно меньшее значение имеют алевролиты и аргиллиты. Количество прослоев порфиритов, внизу довольно обильных и мощных, вверх по разрезу постепенно убывает. Одновременно меняется их состав с более основного внизу на более кислый сверху.

Верхняя подсвита, общей мощностью свыше 500 м, начинается горизонтом туфоконгломератов (50—60 м), содержащих обломки нижележащих пород. Конгломерат имеет внутрiformационный характер и местами замещается гравелитом. Выше следует преимущественно алевролитовая толща с подчиненными прослоями дацитовых порфиритов и дацитов.

Породы кремнисто—сланцевой свиты смяты в сжатые линейные складки субширотного простирания, с углами падения 40—60°. Часто они осложнены продольными разломами различной протяженности и амплитуды. Некоторые разломы обновлены в альпийское время, и с ними связаны резкие перепады рельефа. Местами, особенно в верхней алевролитовой подсвите, складчатость весьма напряженна и причудлива, что, несомненно, связано с ее литологией. Обе толщи пронизаны, а местами буквально насыщены малыми интрузиями габбро и габбро—диабазов. Обычно это мелкие штоки, вытянутые согласно простиранию пород и, как правило, связанные с разломами и сколами. Наиболее крупные из них (1—3 км) сложены хорошо раскристаллизованными габбро с полнокристаллической структурой. Более мелкие представлены габбро—диабазами. Они имеют характер протяженных даек или силос с тупыми окончаниями.

Конкретный разрез свиты по логу, пересекающему указанную выше широтную горную гряду в 4 км к западу от колодца Барангин—Хутуль—Тоталь, является почти непосредственным продолжением описанного выше разреза эффузивной свиты, с выпадением лишь переходных горизонтов. От края долины, у которого расположен колодец, к югу стратиграфически снизу вверх нами прослежено:

	Мощность, м
$D_2^2 - D_3^1$ (а) 1. Яшмокварцит серой и бутылочно—зеленой окраски, ясплоистый, простирание 285°, падение на северо—восток под углом 60°	60
2. Серо—зеленые алевролиты с карандашной отдельностью; подчиненные прослои серых крепких песчаников мощностью 1—2 м	175
3. Чередование прослоев яшмокварцитов с зелеными андезитовыми и дацитовыми порфиритами, а также мандельштейнами, пустоты в которых выполнены кварцем и хлоритом	100
4. Дацил зеленый	40
$D_2^2 - D_3^1$ (б) 5. Туфоконгломерат зеленый и бурый, с обломками порфиритов андезито—дацитового состава, их туфов, а также кремнистых пород и яшмокварцитов. Обломки угловаты, иногда окатаны. Величина их колеблется от 2 до 10 см	35
6. Алевролиты и песчаники, чередующиеся между собой, простирание 295°, падение на северо—восток под углом 50°	20
7. Прослой дацитового порфирита серо—зеленого цвета, с крупными вкрапленниками плагиоклаза	15
8. Алевролиты серые и зеленые, с карандашной отдельностью и подчиненными прослоями песчаников (от 2 до 5 м), простирание 265°, падение на север под углом 50—60°	175
9. Прослой туфов дацитового состава, среди них тонкий пласт (25 см) серого известняка	75

10. Алевролиты и аргиллиты, тонколистоватые, прослоями кремнистые; простирание 290° , падение на северо-восток под углом 55° 150.

11. Та же алевролитовая толща, прорванная зеленым габбро-диабазом с четкой диабазовой структурой

Это габбро-диабазовое тело обнажается только в левом склоне лога, а в правом тупо заканчивается. В восточном направлении оно прослеживается на расстоянии 700 м и рассечено широтным разломом, по которому выработана поперечная долина, усыпанная жильным кварцем. Ширина полосы выходов габбро-диабазы от 35 до 80 м.

Далее следует перегиб наблюдающейся здесь изоклинальной синклинали (см. рис. 23, профиль), и разрез повторяется вновь, причем в южном крыле структуры алевролитовая толща особо обильно пронизана телами габбро и габбро-диабазов, в виду чего разрез ее здесь менее представительен.

Подытоживая данное выше описание, укажем, что в приведенном разрезе вскрыты обе подсвиты описываемой толщи. Нижняя отвечает слоям 1–4, верхняя – слоям 5–11. Мощность нижней свиты по разрезу – 375 м, верхней – свыше 500 м. Таким образом, мощность кремнисто-сланцевой свиты превышает 800 м.

Выходы верхней подсвиты широко развиты также к югу от разлома, ограничивающего описанную выше гряду, в пределах плоского, слабо всхолмленного и плохо обнаженного пространства. Подсвита представлена здесь той же преимущественно алевролитовой толщей, внизу содержащей прослой андезитово-дацитовых порфиритов. В верхней ее части, отвечающей слою 11 предыдущего разреза, в обн. 128 и 132 нами собрана фауна, из которой определены¹: брахиоподы – многочисленные экземпляры *Isorthis sibirica* (Khalf) (распространена в членивых слоях верхов живетского яруса Западной Сибири), *Lamellispirifer mucronatus* (Conr.) (распространена там же), *Atrypa vandae* Aleks. (низы франского яруса Западной Сибири); криноидеи – *Dactylocrinus* cf. *spiniferus* Yak., *D. aff. oligoptilus* Pacht. (обе формы распространены в живетских отложениях Русской платформы). В целом возраст отложений, включающих указанные формы, отвечает верхам живетского – низам франского яруса.

Укажем также, что стратиграфически ниже, в обн. 129, в ядре антиклинальной складки собраны многочисленные экземпляры *Spinatrypa* ex gr. *bachatiensis* Aleks., известного в низах среднего девона Западной Сибири (салаирские слои).

Следовательно, возраст кремнисто-сланцевой свиты описываемого района может быть принят как живетский ярус среднего девона, частично – низы франского яруса верхнего девона. Это согласуется с возрастом барунхурайской свиты, описанной Н.С.Матросовым (1960), с которой мы ее и сопоставляем, с той лишь оговоркой, что в нее должны быть включены также нижние горизонты маргалинской свиты этого автора, охарактеризованные фауной низов франского яруса, ошибочно им от нее оторванные. Ранее это обстоятельство было отмечено В.Лувсанданзаном (1970). Вместе с тем принять для кремнисто-сланцевой свиты района хр. Барангин-Хара-Нуру и горы Мэргэн-Ула более высокий, турнейский, возраст (Лувсанданзан, 1970), мы не можем, так как находки более древних форм в обн. 129 указывают скорее на необходимость его понижения, чем повышения. Думается, что отнесение кремнисто-сланцевой свиты данного района к турнейскому ярусу вызвано недоразумением, основанном на литологическом сходстве ее с действительно турнейскими отложениями более южных частей Барунхурайской котловины (хр. Тахин-Хара-Нуру и др.), где В.Лувсанданзаном и В.А. Федоровским была собрана турнейская фауна.

Что касается возраста подстилающей эффузивной свиты, то он принимается нами как ниже-среднедевонский. Основанием для этого служат согласное перекрытие ее образованиями, содержащими живетскую фауну, а также сопоставление с байтакской свитой Н.С.Матросова (1960), охарактеризованной в более южных районах фауной кобленца-эйфеля.

¹ Брахиоподы определялись Р.Е.Алексеевой, криноидеи – А.И.Положихиной.

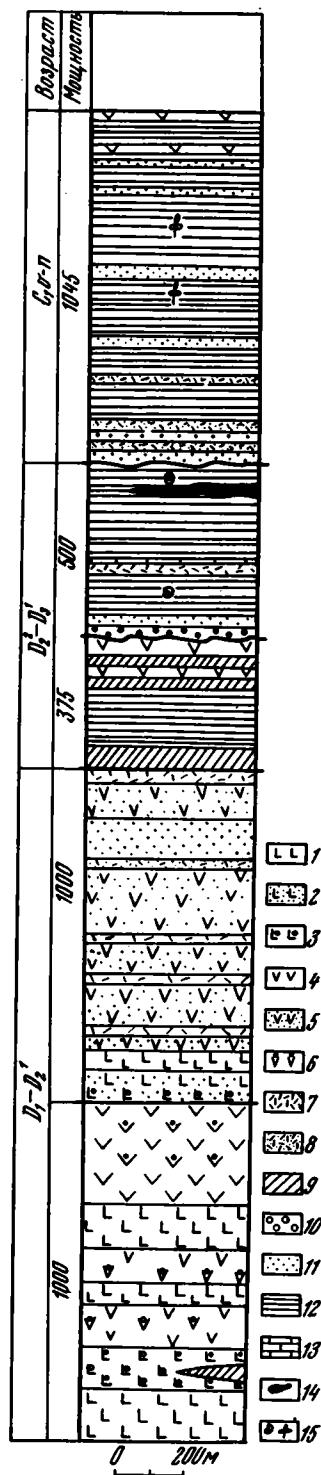


Рис. 24. Стратиграфическая колонка района хр. Барангин-Хара-Нуру и горы Мэргэн-Ула

1 – базальтовые порфиры, 2 – их туфы, 3 – их лавобрекчии и агломераты; 4 – андезитовые порфиры, 5 – их туфы, 6 – их агломераты; 7 – дациты, 8 – их туфы; 9 – яшмоиды и кварциты; 10 – конгломераты; 11 – песчаники и туфопесчаники; 12 – алевролиты и аргиллиты; 13 – известняки; 14 – габбро-диабазы; 15 – фауна и флора

Заканчивая описание девонских отложений северной части Барунхурайской котловины, укажем, что намечается четкое изменение их состава вверх по разрезу (рис. 24). Если внизу это сплошь эффузивная толща базальтового и андезито-базальтового состава, то выше количество вулканического материала постепенно уменьшается, уступая место кремнистым и терригенным образованиям. Существенно также, что верху разреза эффузивы представлены более кислыми разновидностями: андезито-дацитами и дацитами.

II. Район хр. Мэргэт-Нуру расположен на востоке охваченной нашими исследованиями внутренней части Южно-Монгольской тектонической зоны, в пределах Заалтайской Гоби, пока еще крайне слабо исследованной. На предыдущих картах (Геологическая карта МНР, 1971) этот район рисовался как область развития преимущественно силурийских, в меньшей степени девонских отложений. Как показали наши исследования, образования этого возраста развиты здесь лишь в отдельных блоках, главная же часть площади занята породами нижнего карбона и верхнего палеозоя.

Отложения, относимые нами к девону, распространены на западе и востоке хребта и представлены мощными эффузивными накоплениями (рис. 25–27). По составу девонских вулканитов можно говорить о том, что мы имеем здесь дело с типичной базальто-андезито-липаритовой формацией с преобладанием основных базальтоидного состава лав внизу и липаритов вверху. Много субвулканических тел и даек различного состава от габбро-диабазов до липарито-дацитов включительно. В отдельных ограниченных разломами сорванных блоках наблюдаются протрузии гипербазитов; здесь же сосредоточены наиболее крупные тела габбро-диабазов. Разрезы девона несколько отличны на западе и востоке хребта, поэтому мы будем описывать их отдельно.

В восточном участке (рис. 25) эффузивами этого возраста сложен крупный блок между колодцами Хутуль-Усуни-кудук и Касасин-кудук. В центральной части он прорван массивом гранитоидов горы Гиль-

бенту-Ула, на севере и юге перекрыт каменноугольными образованиями и рыхлыми отложениями мезозоя и кайнозоя. От обрамляющих толщ эффузивы девона изолированы разломами, вероятно, древнего заложения, позже неоднократно обновлявшимися. Об этом свидетельствуют приуроченность к ним полосовых массивов гранитоидов верхнепалеозойского возраста (район Бум-Трих-ку-

дук), а также дислокации в осадках мезозоя и кайнозоя и резкие уступы рельефа в месте срезания их разломами.

Среди отложений девона в восточном участке четко обособляется две свиты¹. Нижняя представлена основными порфиритами главным образом базальтового состава с подчиненным количеством андезитового материала. К ней приурочены малые тела и дайки габбро-диабазов и сосюритизированного габбро. Верхняя сложена андезито-дацито-липаритовой формацией и характеризуется, с одной стороны, широким развитием пирокластики, с другой — обилием субвулканических тел и даек кислого состава.

Нижняя свита вскрыта в восточной и южной частях очерченного выше блока. Хорошие разрезы ее наблюдались в урочище Бодочин-сайр, а также в логах, порезающих южный склон хр. Нэмэгэту-Нуру. Породы слагающие свиту, интенсивно дислоцированы и рассланцованы, местами превращены в зеленые сланцы. Простирания их близки к субширотным; падения повсеместно на север под углами от 50 до 70°.

Для иллюстрации сказанного приведем разрез урочища Бодочин-сайр, где с юго-запада на северо-восток прослежена следующая последовательность пород:

Мощность, м

1. Темно-зеленые диабазовые порфириты с миндалекаменной структурой, сильно хлоритизированные и эпидотизированные 500
 2. Измененный амфиболитизированный и эпидотизированный габбро-диабаз, образующий небольшое тело среди порфиритов 150
 3. Основные порфириты, подобные слою 1, с миндалекаменной структурой, миндалины то более мелкие, то более крупные, выполнены кварцем и опалом; подчиненные прослои туфов 300
 4. Основные порфириты темно-зеленой окраски, рассланцованные, эпидотизированные и хлоритизированные; отчетливая порфировая структура; подчиненные прослои туфов 250
 5. Те же порфириты, рассланцованные и местами превращенные в зеленые сланцы 50
- Далее в пластине, ограниченной разломами, вскрыты:
6. Серпентиниты и серпентинитовые сланцы, обнажающиеся в склонах и тальвеге небольшого лога 50
 7. Габбро среднезернистое, амфиболитизированное и сосюритизированное 200
 8. Основной порфирит, подобный слою 4, но сильнее хлоритизированный и эпидотизированный, сохранивший лишь реликты эффузивной структуры . . 100
 9. Вновь выходы габбро амфиболитизированного и сосюритизированного, слагающего значительный массив 300
 10. Темно-зеленый, почти черный рассланцованный и развальцованный серпентинит; выходы его приурочены к склонам и руслу лога, образуя полосу шириной от 50–70 до 100 м
 11. Темно-зеленый хлоритизированный, эпидотизированный и амфиболитизированный основной порфирит видимая 25–30

Далее проходит разлом, по которому описываемая толща контактирует с массивом сильно рассланцеванных и обжатых гранодиоритов.

Мощность разреза достигает 2000 м.

Верхние части разреза вулканогенной серии, вскрывающие андезито-дацито-липаритовую толщу пород, наблюдались нами в ряде мест. Наиболее интересны два разреза: один пройден в западной части блока, где наблюдается равномерное чередование эффузивов разного состава, другой расположен восточнее.

Основная роль в разрезе западной части блока принадлежит липарито-дацитам и субвулканическим телам их, получающим здесь очень широкое развитие, что, очевидно, связано с глубиной эрозионного среза и размывом верхних вулканических покровов.

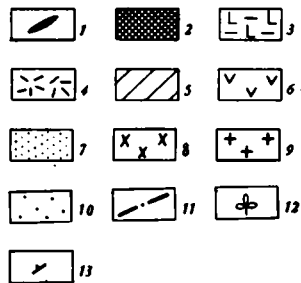
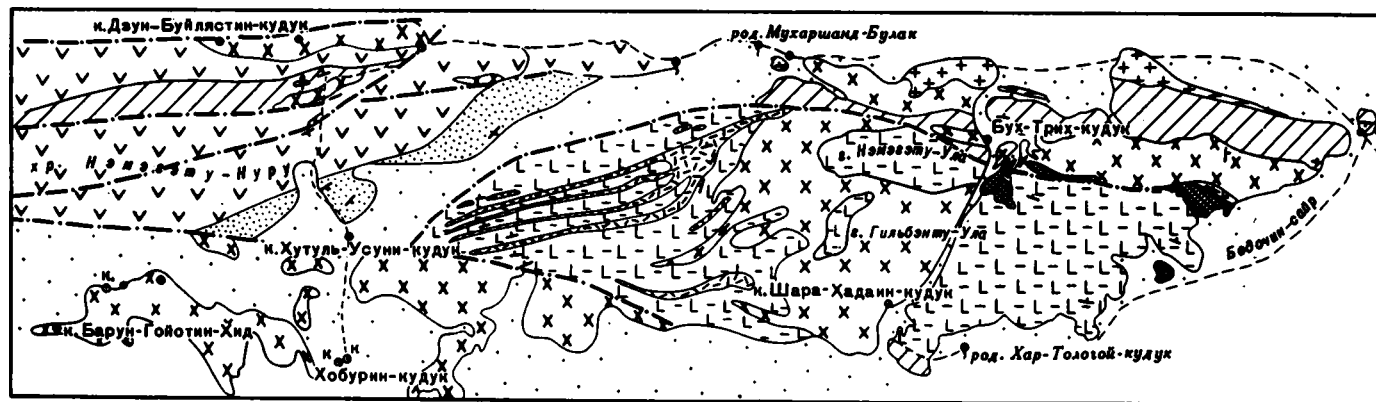


Рис. 25.

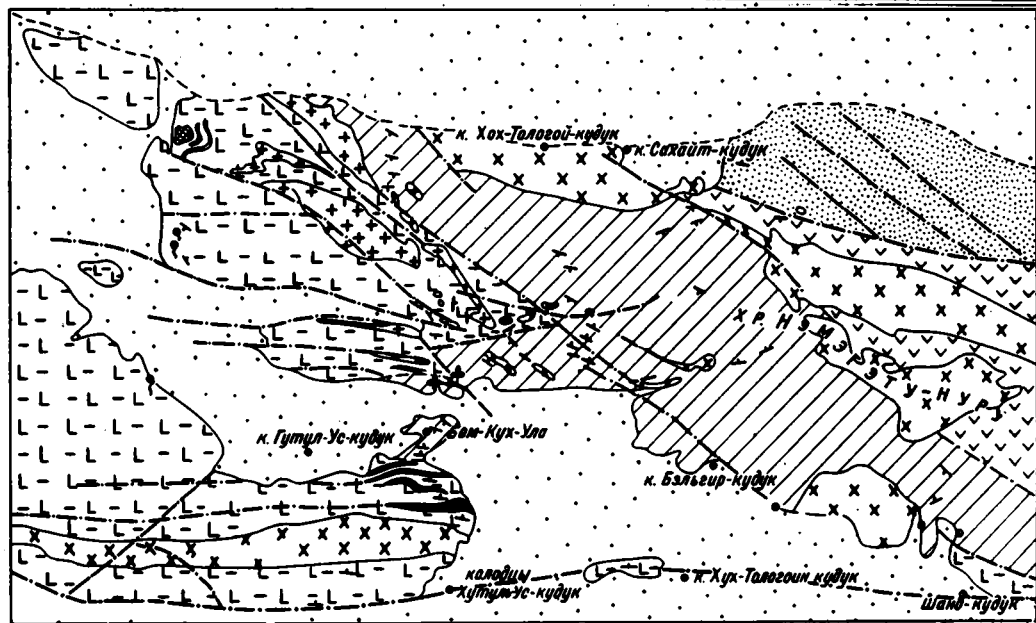


Рис. 26.

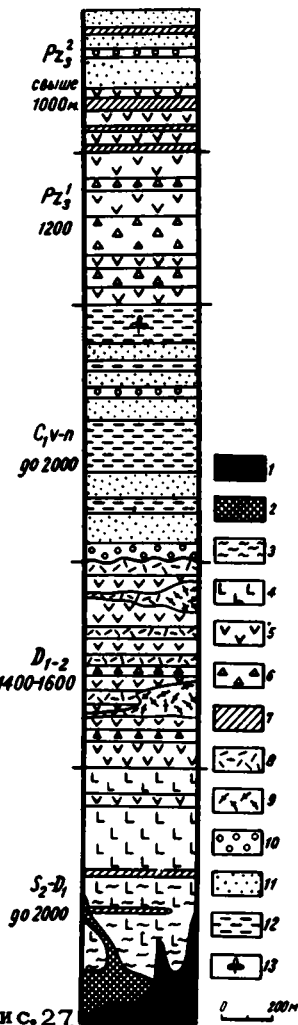


Рис. 27.

Восточный разрез прослежен нами по меридиональному логу, прорезающему хр. Нэмэгэту–Нуру в 5 км к западу от вершины Гильбэнт–Ула (рис. 25). Здесь, от места резкого изгиба лога на юго–запад и далее вниз по течению, непосредственно выше интенсивно пропилитизированных основных порфиритов нижней толщи наблюдалось:

	Мощность, м
1. Субвулканическое тело липарито–дацитового состава; четкая столбчатая отдельность с падением на восток 70° ; на плоскостях выветривания хорошо видна флюидность	300–350
2. Липаритовые порфиры с подчиненными прослоями серо–зеленых порфиритов андезито–базальтового состава	200
3. Липаритовые порфиры и их туфы; среди них–прослой тонколистоватого серицитового сланца, мощность 3 м	100
4. Пачка чередования липаритовых порфиритов и эпидотизированных андезитовых порфиритов (мощность прослоев – от 5 до 20 м); среди них – дайки габбро–диабазов	150
5. Субвулканическое тело липарито–дацитового состава; на поверхностях выветривания хорошо видна флюидность; местами наблюдаются давленные разности пород с неравномерной структурой, образующие ряд взрывных даек в этом рвущем теле; в отдельных участках, по плоскости рассланцевания и мелким сколам, образуются тонколистоватые серицитовые сланцы	300
6. Андезитовые порфириты, хлоритизированные и эпидотизированные; среди них – вулканоматматические брекчии того же состава с обломками яшм, хлоритизированных основных порфиритов и дацитов	250
7. Те же порфириты; среди них – тела плагиопорфиритов и дацитов с полнокристаллической структурой	200

Общая мощность разреза – 1400 м.

Западный разрез пересекает хребет в меридиональном направлении, примерно в 5 км к востоку от колодца Хутуль–Усуни–кудук. Он начат от верховьев лога, проходящего в гранитах, и вскрывает часть нижней и верхнюю свиту. С юга на север здесь прослежено:

Рис. 25. Геологическая карта восточной части хр. Нэмэгэту–Нуру

1 – гипербазиты; 2 – габбро–диабазы и габбро; 3, 4 – верхний силур–средний девон; 3 – основные эффузивы и их туфы, частично превращенные в зеленые сланцы, 4 – липаритовые порфиры, 5 – флишоподобная терригенная толща визе–на–мюра; 6–9 – верхний палеозой: 6 – нижняя часть (андезитовые порфириты и их туфы), 7 – верхняя часть (терригенно–туфогенная толща), 8 – гранодиориты, 9 – граниты; 10 – мезозойские и кайнозойские отложения нерасчлененные; 11 – разломы; 12 – флора; 13 – элементы залегания

Рис. 26. Геологическая карта западной части хр. Нэмэгэту–Нуру

Условные обозначения см. на рис. 25

Рис. 27. Стратиграфическая колонка хр. Нэмэгэту–Нуру

1 – гипербазиты; 2 – габбро и габбро–диабазы; 3 – зеленые сланцы по основным эффузивам; 4 – эффузивы базальтового состава и их туфы; 5 – эффузивы андезитового состава и их туфы; 6 – агломераты; 7 – яшмы и кремнистые туффи–ты; 8 – липарито–дациты; 9 – субвулканические тела липарито–дацитового состава; 10 – конгломераты; 11 – песчаники; 12 – алевролиты и кремнистые алевро–литы; 13 – флора

¹ На карте не выделены.

1. Сильно измененные основные порфиры, участками превращенные в тонколистоватые зеленые сланцы; простирание 275° , падение на север под углом 45° 300
 2. Чередование эпидотизированных и гематитизированных тонкозернистых диабазовых порфиритов и их туфов, прослоями превращенных в листоватые зеленые и вишневые сланцы: толща пронизана языками гранитоидов, идущих от расположенного к югу массива 500
 3. Светло-серые липариты с стекловатой основной массой и крупными вкрапленниками калиевого полевого шпата, слагающие высоту 1761,0 ... 150
 4. Туфоагломераты порфиритов с обломками липаритовых порфиров ... 25
 5. Чередование сильно рассланцованных эпидотизированных и хлоритизированных андезитовых порфиритов и светло-серых липаритовых порфиров; породы рассланцованы вплоть до тончайших плиток; простирание субширотное, падение на север по углом 60° 300
 6. Зеленые эпидотизированные туфы 75
 7. Липаритовые порфиры и их туфы, участками рассланцованные до серицитовых сланцев 100
 8. Чередование туфов андезитовых порфиритов зеленых, эпидотизированных с хорошо заметной на поверхности выветривания обломочной структурой и зеленовато-серых дацитов (мощность отдельных прослоев — 30–35 м). . . 150
 9. Вулканическая брекчия, в которой среди зеленой основной массы андезитового состава выделяются светлые бомбы липаритовых порфиров; величина их от 5 до 25 см 25
 10. Дациты серые, зеленоватые 50
 11. Туфы андезитовых порфиритов 25
 12. Чередование пород андезитового и липаритового состава; среди андезитов преобладающая роль принадлежит туфам, причем в более тонких разностях их отчетливо видна слоистость; в грубых, агломератных туфах много обломков липаритов; среди эффузивов липаритового состава встречаются как лавы, так и туфы (мощность отдельных прослоев варьирует от 1–2 до 25–30 м); все породы интенсивно хлоритизированы и серицитизированы, вплоть до зеленых и серицитовых сланцев 350
 13. Чередование эффузивов андезитового, дацитового и липаритового состава с подчиненной ролью кислых разностей, мощность прослоев которых не превышает 25–30 м; среди эффузивов среднего состава главная роль принадлежит туфам, при этом грубым, аггломератным их разностям, с обломками, величина которых колеблется от 1 до 15 см; сами лавы образуют подчиненные прослои по 1–3 м мощностью 350
- Общая мощность разреза — 2400 м, из них 800 м падает на нижнюю свиту (слои 1 и 2), мощность верхней свиты измеряется в пределах 1600 м.

Необходимо отметить, что в данном разрезе среди липарито-дацитов нами нигде не наблюдались ни флюидность, ни столбчатая отдельность, столь характерная и повсеместно развитая в восточном разрезе. Зато здесь в значительном количестве присутствуют туфы этого состава. Из сказанного можно сделать вывод, что на западе мы имеем дело в основном с покровами кислых лав, в то время как на востоке в основном вскрыты их субвулканические тела.

Итак, верхняя эффузивная свита девона изменчива и по мощности, и в фациальном отношении, с преобладанием то андезитовой, то липаритовой составляющей. Непостоянно также количество субвулканических тел, то чрезвычайно обильных, то почти отсутствующих. Последнее обстоятельство связано с глубиной эрозионного среза.

Общая мощность эффузивной толщи девона в восточном участке — 3500 м.

Разрез той же серии пород в исследованном нами западном участке хр. Нэм-гэту-Нуру (см. рис. 26) отличается меньшей полнотой. Составление его крайне затруднено тем обстоятельством, что здесь нет единого крупного блока, а выходы пород этого возраста разделены широкими долинами, заполненными мощными

конусами выноса. Кроме того, многочисленными разломами породы разбиты на серию мелких, неправильной формы блоков и клиньев. Наконец, метаморфизм пород здесь более интенсивен и достигает амфиболитовой фации, особенно на севере участка, где много мелких тел гранитоидов, вызывающих интенсивную гранитизацию окружающих пород. Сравнительно менее измененные породы наблюдаются лишь по южному фасу гор. Здесь в узкой горной гряде, расположенной между колодцами Хутул—Ус—кудук и Гутул—Ус—кудук вскрыта толща базальтовых и андезитов—базальтовых порфиритов, содержащих линзы и прослои кварцитов и яшм. Конкретный разрез этой эффузивной толщи, которую мы параллелизуем с нижней свитой восточного участка, наблюдался нами в меридиональном сечении гряды между высотой 2201, 3 (обзор 50 км) и колодцем Хутул—Ус—кудук. С юга на север здесь прослежено:

Мощность, м

1. Основные порфириты с крупными вкрапленниками пироксена, крепкие, по трещинам эпидотизированные; подчиненные прослои туфов 350
2. Кварцит розовый, обохренный, образует четкий прослой среди эффузивов, далеко прослеживающийся в мелкосопочнике; простирание субширотное, падение на север под углом 50° 25
3. Пироксеновые порфириты, эпидотизированные; среди них неправильной формы прослои и линзы (30–50 м мощностью) кварцитов и красных яшм. . . 400
4. Пачка туфов андезито—дацитового состава светло—серых, тонкослоистых; в верхней части ее — прослой аггломератов с эпидотизированной основной массой и обломками основных порфиритов, подобных слою 1 и 3 . . . 150
5. Пироксен—плагиоклазовые порфириты зеленые, массивные, по трещинам эпидотизированные 250

Дальше разрез прерывается выходами гранитоидов, образующих протяженную пластовую интрузию субширотного простирания, по северному контакту которой наблюдаются выходы порфиритов, аналогичных слою 5 (до 200 м). Севернее проходит ряд субширотных разломов, между которыми, в полосе шириной 1–1,2 км, прослеживается та же эффузивная серия пород, но сильно рассланцованная, зачастую превращенная в зеленые сланцы. Среди нее закартированы многочисленные протрузии гипербазитов, также имеющие субширотную ориентировку. Разрез этой тектонической зоны приводится ниже:

Мощность, м

1. Зеленые хлоритизированные и эпидотизированные диабазовые порфириты; среди них — узкая протрузия гипербазитов, протягивающаяся на расстоянии около 3 км при ширине от 100 до 200 м; гипербазиты приурочены к понижению рельефа и представлены змеевиками, серпентинитами, серпентинитовыми сланцами, а также бирбиритами; все указанные разности чередуются между собой, образуя неправильной формы полосы шириной от 1–2 до 10 м. . . 300
2. Мелкообломочные туфы среднего состава, сильно хлоритизированные и рассланцованные, с раздробленными вкрапленниками полевого шпата . . . 50
3. Основные эффузивы и их туфы, измененные, прокварцованные и раздробленные, прорванные жилами гранитоидов 200
4. Гряда сопков с выходами зеленых плотных диабазовых порфиритов и их туфов, сильно эпидотизированных 150
5. В тальвеге ложков и на их склонах — серпентиниты, обычно сильно разрушенные, мучнистые; среди них на вершинах небольших сопков выходы основных порфиритов, интенсивно рассланцованных и превращенных в зеленые сланцы; они образуют своего рода останцы среди протрузии гипербазитов . . . 150
6. Зеленые сланцы по основным эффузивам дают хорошие, чистые отложения в одном из ложков; простирание субширотное, падение на север под углом $60–70^\circ$ 150
7. Змеевики, серпентиниты и бирбириты, выходы их приурочены к скалистой гряде субширотного простирания 100
8. Зеленые сланцы, подобные слою 6 100

Таким образом, приведенный разрез нижней свиты запада хр. Нэмэгэт–Нуру близок к синхронным образованиям восточного участка. Новым является появление прослоев яшм и яшмокварцитов; отсутствуют дайки и тела габбро–диабазов. В остальном разрезы близки, почти идентичны. Мощность нижней свиты, трудно определяемая из–за интенсивных тектонических нарушений, ориентировочно принимается нами равной 2000 м. Верхняя свита в западном участке отсутствует. Думается, что это вызвано сложной тектоникой и несогласным перекрытием эффузивов девона отложениями нижнего карбона.

Заканчивая характеристику девонских отложений хр. Нэмэгэт–Нуру, отметим, что ввиду отсутствия в них органических остатков определение возраста развитых здесь эффузивных образований крайне затруднительно и может быть решено лишь путем сравнения с близлежащими районами. Наиболее интересен в этом отношении хр. Дзолэн, расположенный непосредственно восточнее. По данным работавших в этом районе Л.П.Зоненшайна, О.Д.Суетенко, Г.Энжина и др. (Тектоника Монгольской Народной Республики, 1974), развитие здесь эффузивные образования, весьма схожие с описанными для хр. Нэмэгэт–Нуру, на основании найденной в них фауны относятся к низам девона–верхам силура. Исходя из этого, для эффузивов хр. Нэмэгэт–Нуру может быть принят тот же возраст. О том же свидетельствует сравнение с разрезом горы Мэргэн–Ула. Напомним, что эффузивная толща, представленная в районе горы Мэргэн–Ула близким комплексом пород с преобладанием базальт–андезитового состава излияний внизу и более кислых вверху, имеет меньшую мощность по сравнению с аналогичными образованиями хр. Нэмэгэт–Нуру (2000 м в первом случае и 3500 м во втором). Возможно, таким образом, что район хр. Нэмэгэт–Нуру сильнее эродирован и вскрывает более глубокие горизонты эффузивной серии, которая здесь относится не только к нижнему и среднему девону, а захватывает также верхи силура. Верхние же горизонты девона, представленные в районе горы Мэргэн–Ула туфогенно–осадочной толщей пород средне–верхнедевонского возраста, в хр. Нэмэгэт–Нуру отсутствуют, так как срезаны несогласно лежащими на них отложениями нижнего карбона и верхнего палеозоя (рис. 27). В этом заключается различие двух рассмотренных выше разрезов девона, в формационном отношении весьма близких друг другу.

Необходимо отметить, что в ближайших к востоку от хр. Нэмэгэт–Нуру участках Заалтайской Гоби – в хребтах Дзолэн и Гурбан–Сайхан (Суетенко, 1971) – разрез эффузивной серии, как и в районе горы Мэргэн–Ула, надстраивается вверх туфогенно–осадочными образованиями, содержащими фауну радиолярий среднего–верхнего девона.

Таким образом, в целом характер девонских отложений внутренней части Южно–Монгольской зоны оказывается достаточно выдержанным на значительных расстояниях.

Резюмируя весь изложенный выше материал по исследованной нами юго–западной части Монголии, укажем, что девон представлен здесь крайне изменчивым полифациальным комплексом осадков, резко меняющим свой состав и характер не только в различных тектонических зонах, но даже внутри них. Так, в северной части области, на территории Дзабханской, Озерной и Монголо–Алтайской тектонических зон, широкое развитие имеют континентальные краснокаменные эффузивы среднего и кислого состава, сопровождающиеся комагматичными им интрузиями гранитоидов. Изредка среди них присутствуют пачки морских осадочных образований, охарактеризованные фаунистически (район сомона Тонхил); чаще же осадочные образования представлены также континентальной –красноцветной или серо–цветной – молассой.

В тектоническом отношении указанные породы связаны с паложенными мульдами и грабенами и характеризуются глыбово–складчатой структурой, т.е. обладают всеми признаками, присущими орогенным образованиям.

Совсем иной характер имеют отложения девона на юге исследованной области -- в Южно–Монгольской тектонической зоне. Здесь главную роль играют геосинкли-

нальные зеленоцветные толщи, в распределении которых к тому же намечается известная зональность. Во внешней части зоны, отвечающей области южных склонов Монгольского и Гобийского Алтая, главная роль принадлежит карбонатным и терригенным мелководным осадкам с различным распределением этих двух компонентов по вертикали и латерали. Характер дислокаций их сравнительно спокойный, наблюдаются широкие линейные или брахискладчатые формы. Во внутренней зоне доминирующее значение имеют подводные основного состава эффузивы, интенсивно метаморфизованные, смятые в узкие сжатые линейные складки, часто сорванные и надвинутое друг на друга в виде чешуй.

Таким образом, все сказанное свидетельствует о четко проявившейся в девонско-тектонической дифференциации исследованной области, выразившейся прежде всего в обособлении двух крупных блоков – северного и южного. Они отличались друг от друга не только фациальным характером накапливавшихся в них осадков, но и их типом, принадлежащих к разному классу формаций – орогенных в одном случае и геосинклинальных в другом.

КАРБОН

Отложения карбона в пределах описываемой территории развиты широко, но неравномерно. Наиболее значительное, почти повсеместное развитие они имеют на юге, в Южно-Монгольской тектонической зоне, где так же как и девонские образования, отличаются разнообразием фаций. На севере – в Дзабханской, Озерной и южной части Монголо-Алтайской зон – они развиты локально и приурочены к отдельным межгорным впадинам и грабенам.

Описание каменноугольных отложений рассматриваемой территории мы встречаем в работах ряда исследователей: В.А.Амантова, В.В.Беззубцева, И.И.Волчка, В.Г.Васильева, В.С.Волхонина, Л.И.Зоненшайна, Б.Лувсанданзана, П.С.Матросова, Е.Э.Разумовской, В.М.Синицина, А.К.Уфлянда, И.Б.Филипповой, В.А.Федоровского, А.А.Храпова и многих других. Особенно много сделано Б.Лувсанданзаном (1970), посвятившим описанию нижнекаменноугольных отложений отдельную статью.

Мы не занимались специально изучением каменноугольных образований и имеющийся в наших руках материал фрагментарен. Тем не менее он, вероятно, представляет собой известный интерес, так как содержит сведения о конкретных, пройденных нами разрезах и найденных в них органических остатках, а также позволяет составить представление об этапах развития исследованной территории.

СЕВЕРНАЯ ОБЛАСТЬ (МОНГОЛО-АЛТАЙСКАЯ И ОЗЕРНАЯ ЗОНЫ)

В северной части описываемой территории отложения каменноугольного возраста наблюдались нами в предгорной части Монгольского Алтая от меридиана сомона Цэцэг до меридиана сомона Цэл включительно. Они вытянуты здесь в виде узкой (от 5 до 15 км) прерывистой полосы, протягивающейся на расстоянии свыше 200 км и меняющей свое простираие от субширотного до субмеридионального. В структурном отношении каменноугольные отложения слагают ряд мелких мульд, прослеживающихся по границе Монголо-Алтайской и Озерной зон и приуроченных к системе Цаган-Шибэтинского и Ихэбогдинского глубинных разломов. Некогда эти мульды были связаны воедино в протяженный приразломный прогиб. В настоящий момент они изолированы одна от другой выходами кембрийских отложений, образующих своего рода антиклинальные перегибы между ними. Мухды выполнены грубообломочными терригенными и угленосными осадками большого возрастного диапазона: от намюра до верхнего карбона включительно. Разрезы их в целом близки, однако заметно варьируют по мощностям и последовательности отдельных горизонтов.

Прекрасное представление о характере каменноугольных отложений описываемых приразломных структур можно получить при изучении небольшой мульды, расположенной в верховьях р. Хошутон-Гол и несогласно наложенной на ордовикские, силурийские и кембрийские образования. Последние граничат с ней по раз-

лому северо-западного простираения (см. рис. 9, 10). Мульда дополнительно подразделяется на ряд самостоятельных мелких структур. Выполняющие их породы сложно и причудливо смяты, как это хорошо видно на местности и на контактной печати. Особенно это относится к верхним горизонтам, сложенным пластичными породами. Однако залегающие в основании массивные и мощные конгломераты также образуют ряд отчетливых изгибов и складок.

Частный разрез каменноугольных отложений наблюдался нами по небольшому широтному овражку, рассекающему мульду и выходящему к дороге, идущей на сомон Дарив. Сверху вниз по оврагу и стратиграфически снизу вверх здесь прослежены:

Мощность, м

1. Базальные пуддиновые конгломераты с галькой всех нижележащих пород района (много кремнистых туффов и известняков кембрия, песчаников и эффузивов ордовика, красных липаритовых порфиров девона, а также жильного кварца и гранита, подобного обнажающемуся западнее, на горе Шанды-Ула; галька хорошо окатана, величина ее варьирует от 1–3 до 15–20 см); среди конгломератов изредка встречаются подчиненные прослои гравийных белых и бурых песчаников в 2–5 м мощностью 250–300
 2. Бурые и белые гравийные песчаники, переслаивающиеся с конгломератами 120
 3. То же переслаивание, с преобладанием песчаников 25
 4. Белый и рыжий обохренный песчаник 50
 5. Пласт угольной сажи 15
 6. Белый и желтый песчаник 5
 7. Серые кремнистые тонкослоистые ломкие сланцы; в них, в обн. 76 (см. рис. 8 и табл. 1), нами найдена обильная флора, к сожалению, из-за трещиноватости сланцев трудно поддающаяся коллекционированию. Среди нее М.В.Дуранте определены *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaropteridium* sp. typ. *chakassicum* Radcz., *Angaropteridium* sp. typ. *abacatum* Zal., обрывки крупных листьев *Angaropteridium* sp., отличающихся от перечисленных выше форм 10
 8. Белые песчаники 5
 9. Кремнистые сланцы, серые и черные 15
- Мощность разреза – 500 м.

Возраст вскрытой в нем толщи определяется флорой, найденной в слое 7. Собранные здесь *Angaropteridium*, по данным М.В.Дуранте, отличаются рядом признаков (вильчатость рахисов, косое прикрепление перышек), характерных для *Angaropteridium* острогорской и мазуровской свит Кузбасса, т.е. указывают на палеозойско-среднекарбонный возраст вмещающих пород.

Укажем, что в 8 км к юго-востоку от обн. 76, на непосредственном продолжении полосы каменноугольных отложений, в соседней небольшой мульде, отделенной от описанной выше антиклинальной перемычкой, нами наблюдался разрез, вероятно, надстраивающий предыдущий. Вслед за выходами габбро и тектонической брекчии, трассирующими разлом, ограничивающий образования карбона от кембрийских (рис. 10), обнажаются:

Мощность, м

1. Белый грубозернистый песчаник с железистыми конкрециями; в последних, в обн. 69, найдены остатки флоры, определенные М.В.Дуранте: *Paracalamites* sp., *Cordaite* sp. No 1, *Cordaite* sp. No 2, *Carpolithes* sp. 35
 2. Белые песчаники 50
 3. Светло-серые песчаники, тонкие прослойки углистого вещества 65–70
 4. Прослой угольной сажи 10
 5. Песчаники и алевролиты 100
- Мощность разреза – 260 м.

Сочетание паракаламитов и кордаитов, найденных в слое 1, по мнению М.В.Дуранте, указывает в целом на интервал времени от середины мазуровской свиты

Кузбасса до перми включительно. Судя по составу кордаитов, верхний отдел перми надо исключить: *Cordaites* sp. No1 напоминает формы, встречающиеся в алыкаевской свите Кузбасса (верхний карбон). В связи с этим наиболее вероятный возраст вмещающих пород — верхний карбон.

Учитывая все сказанное, мы считаем возможным в целом принять возраст описанной угленосной серии пород, вскрытой в двух приведенных разрезах и достигающей мощности 800 м, в интервале намюр—верхний карбон (см. рис. 9). Необходимо оговориться при этом, что сложная складчатость слагающих пород, разломная тектоника, а также их фациальная изменчивость сильно осложняют установление соотношений разрезов различных мульд. Для точного решения этого вопроса необходимы детальная картировка и составление литолого—фациальных разрезов всей полосы образований описываемого возраста.

ЮЖНО-МОНГОЛЬСКАЯ ЗОНА

В южной части исследованной нами территории — в Южно—Монгольской тектонической зоне — каменноугольные образования представлены как нижним, так средним и верхним отделами. При этом они образуют не единый, слитный разрез, подобно тому как это наблюдалось в северной части, а делятся на две толщи, резко различные как в фациальном отношении, так и по своей тектонической значимости.

Структурно Южно—Монгольская зона представляет собой сложно построенную область, состоящую из ряда узких, субширотно ориентированных блоков и клиньев, разделенных разломами. Разрезы карбона в их пределах значительно отличаются друг от друга как составом, мощностями, стратиграфическим уровнем слагающих пород, так и соотношением их с более древними горизонтами и толщами, на которых они располагаются. Поэтому описание каменноугольных отложений этой обширной тектонической зоны удобнее вести по более мелким подзонам и блокам.

Нижнекаменноугольные отложения

Во внешней, северной, части Южно—Монгольской зоны отложения нижнего карбона наблюдались нами в районе сомона Цогт (см. рис. 14), где они ранее были отмечены Е.Э.Разумовской (1946). Образования этого возраста залегают здесь трансгрессивно и несогласно на самых различных горизонтах палеозоя (кембрий, силур, нижний и средний девон), выполняя ряд мелких, изолированных друг от друга грабенообразных прогибов, не всегда укладывающихся в масштаб карты, в виду чего их не удалось отобразить на рис. 12. Как это можно наблюдать в районе родн. Хошу—Булак, они сложены черными и перечными песчаниками, гравелитами, а также мелкогалечными конгломератами, преобладающими в нижней части разреза, и черными тонкошланцеватыми алевролитами и аргиллитами, доминирующими в верхах разреза. Изредка встречаются единичные прослои известняков. Мощность толщи изменчива и колеблется от нескольких сотен метров до 1000 м и более. В алевролитах содержится обильный растительный детритус, но хорошей флоры здесь собрано не было. Поэтому возраст толщи условен. Он устанавливается путем сравнения с аналогичными образованиями, развитыми восточнее (северная часть зоны Гобийского Алтая), которые на основании содержащейся в них фауны отнесены к нижнему карбону, ближе не расчлененному (Зоненшайн и др., 1970).

Внутренняя часть Южно—Монгольской зоны. При описании нижнекаменноугольных отложений внутренней части Южно—Монгольской зоны удобнее рассмотреть раздельно разрез северного ее блока, охватывающего южные предгорья Гобийского, частично Монгольского Алтая, а также районы хр. Эдэргин—Нуру и сомона Хайрхан—Ула, и более южного блока, протягивающегося от Барунхурайской котловины на юго—восток, в пределы Заалтайской Гоби. Эти две полосы развития отложений нижнего карбона отделены одна от другой выходами эффузивов девона.

1. Разрезы нижнего карбона северного блока изучены пока недостаточно и, несомненно, требуют дальнейших пристальных работ и исследований. Для характеристики северных окраин этого блока приведем разрез низовий р.Холусутай–Гол (южные предгорья Монгольского Алтая, в 60 км западнее сомона Цэл), впервые описанный в 1960 г. В.В.Беззубцевым. По нашим данным, здесь стратиграфически снизу вверх обнажаются (рис. 28):

	Мощность, м
1. Темно-серые тонкозернистые дациты с подчиненными прослоями липаритов; простираение 90° , падение на юг под углом 60°	180
2. Светло-серый андезит, хорошо раскристаллизованный	100
3. Известняк серый, битуминозный, комковатый; простираение 90° , падение на юг под углом 80°	20
4. Конгломерат с галькой, величиной в 10–15 см, состоящей из кремнистых сланцев и дацитов; галька редкая, цемент обильный, песчанистый . . .	60
5. Известняк, подобный слою 3	30
6. Песчаники серые, сильно кливажированные; простираение 90° , падение на юг под углом 45°	75
7. Темно-серые брекчиевидные известняки, в которых в обн. 86 собрана фауна кораллов, криноидей и крупных брахиопод. Из брахиопод здесь встречены <i>Spirifer subgrandis</i> Rotai и <i>Reticularia</i> sp., а также ближе неопределимые Dictyoclostidae, Productacea, Ortotetidae, Phynchonellidae. Среди кораллов определены <i>Caninophyllum koksharour</i> Stuck., <i>Caninophyllum</i> sp., <i>Pterophyllum</i> sp. nov. Кроме того, в шлифах М.Н.Соловьевой обнаружены фораминиферы <i>Hypertammina</i> sp., <i>Tuberitina maljavkini</i> Lukh., а также иглы брахиопод, обломки мшанок и остракод	150
8. Глинистые сланцы, подобные слою 2, сильно перемятые. Причудливая мелкая складчатость хорошо видна в вертикальных обрывах; падение изменчиво; в среднем на юг под углом 70°	115
9. Известняки брекчиевидные	35
10. Зеленые и серые глинистые сланцы, перемятые в мелкие складки; простираение 90° , падение изменчиво – до 90°	60
11. Известняки брекчиевидные	75
Общая мощность разреза – 900 м.	

Возраст описанной толщи, судя по брахиоподам, определявшимся Е.Е.Павловой, особенно по присутствию *Spirifer subgrandis* Rotai, распространенном в турне и визе Кузбасса и Алтая, а также рода *Reticularia*, характерного для нижнего карбона, определяется как нижний отдел описываемой системы. В то же время кораллы, по данным просматривавшей их Т.А.Саютиной, дают более высокий возрастной уровень (средний отдел карбона). Однако, учитывая данные В.В.Беззубцева, которым здесь также были собраны органические остатки (Лувсанданзан, 1970), возраст толщи дол-

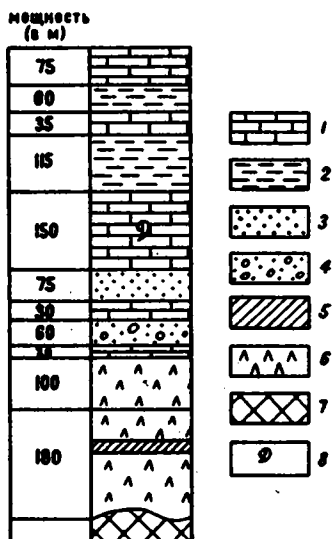
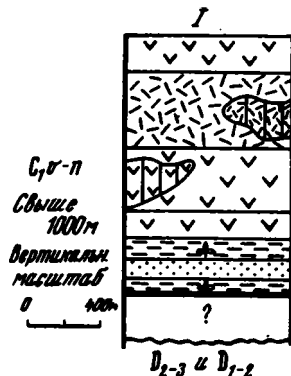


Рис. 28. Разрез отложений нижнего карбона по р.Холусутай–Гол

1 – известняки; 2 – алевролиты и аргиллиты; 3 – песчаники; 4 – гравелиты и мелкогалечные конгломераты; 5 – липариты и их туфы; 6 – андезиты, дациты и их туфы; 7 – метаморфические породы; 8 – фауна

Рис. 29. Разрез визе-намюрских отложений нижнего карбона хр. Эдэрэнгийн-Нуру и сомона Хайрхан-Ула

1 – липариты, липарито-дациты и их туфы, 2 – субвулканические тела того же состава; 3 – андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты и их туфы, 4 – субвулканические тела того же состава; 5 – гравелиты, песчаники, мелкогалечные конгломераты; 6 – алевролиты; 7 – флора; 8 – тектонический контакт



жеп быть принят как нижнекаменноугольный, скорее всего отвечающий нижней половине отдела.

Интересно также отметить, что разрез по р.Холусутай-Гол близок к разрезу нижнего карбона южной части зоны Гобийского Алтая (Зоненшайн и др., 1970). Оба разреза представлены толщей морских осадков, состоящих из чередования терригенных и карбонатных пород, содержащих фауну брахиопод, мшанок, кораллов. Спорадически в них присутствуют прослои эффузивов среднего и кислого состава.

Таким образом, при переходе от внешней зоны к внутренней уже на самой окраине последней намечается изменчивость состава нижнекаменноугольных отложений, выражающаяся в смене преимущественно терригенных, черпосланцевых толщ терригенно-карбонатными, содержащими при этом в подчиненном количестве эффузивный материал.

Количество вулканического материала в разрезах нижнего карбона северного блока внутренней части Южно-Монгольской зоны заметно возрастает по мере движения на юг. Так, по данным наших маршрутных работ, проведенных совместно с Л.П.Зоненшайном в районе хр. Эдэрэнгийн-Нуру и Сомон-Хайрхан-Ула, к нижнему карбону должна быть отнесена толща наземных вулканитов андезито-дацитового и липаритового состава (рис. 29). Типично широкое развитие пирокластов: туфов, агломератов и лавобрекчий. Часто встречаются субвулканические тела того же состава. Мощность толщи ориентировочно свыше 1000 м. Возраст ее установлен на основании следующего разреза, записанного нами в горах Сомон-Хайрхан-Ула, в 12 км к северо-востоку от колодца Боны-Худук, вскрывающего основание эффузивной серии, контактирующей по разлому с образованиями девона. В небольшом ложке, прорезающем в северном направлении расположенную здесь группу мелко-сопочника, стратиграфически снизу вверх прослежены:

Мощность, м

1. Песчаники и гравелиты, изредка линзообразные прослои (2–3 м мощностью) мелкогалечных конгломератов 50
2. Обохреные песчаники, переходящие в гравелиты, с подчиненными прослоями (1–2 м) черных тонкослоистых алевролитов; в нижней части слоя в них найдены остатки *Paracalamites* sp. 150
3. Чередование песчаников, алевролитов и черных кремнистых сланцев; в верхней части слоя в них собрана флора, из которой определены *Angaropteridium* sp., *Cardopteridium* sp., 150
4. Светло-серые андезито-дациты 100
5. Андезитовые порфириты, дациты и их туфы 250–300

Видимая мощность разреза – около 750 м.

Выходы вулканической толщи прослеживаются и дальше, в соседних разрезах, наращивая ее мощность.

Растительные остатки, найденные в слоях 1 и 3, были изучены С.В.Мейеном. По его данным, род *Angaropteridium* распространен от виле до верхов карбона; *Cardiopteridium* является типично нижнекаменноугольным виле — намюрским родом. Следовательно, можно говорить о каменноугольном, по-видимому, виле-намюрском, возрасте вмещающих пород.

Таким образом, в приведенном разрезе мы встречаемся с наиболее высокими горизонтами нижнего карбона. Не исключено, однако, что часть эффузивных образований северного блока, изученных пока плохо и требующих в дальнейшем детализации и расчленения, отвечает более низким горизонтам нижнего карбона, т.е., возможно, весь разрез последнего представлен здесь в эффузивной фации.

II. Для суждения о характере нижнекаменноугольных отложений южного блока мы располагаем более полным материалом.

В северо-западной части, в пределах Барунхурайской котловины, нами был изучен разрез горы Мэргэн-Ула. Здесь развиты верхние горизонты нижнего карбона, просмотренные в ряде сечений и охарактеризованные флористически (см. рис. 23, 24). Образования указанного возраста слагают в этом районе причудливой формы мульд, несогласно располагающуюся на образованиях девона (см. рис. 23). Они представлены преимущественно осадочными терригенными породами: кремнистыми сланцами, алевролитами и аргиллитами. Существенно, однако, что в незначительном количестве среди них присутствует вулканический материал в виде подчиненных прослоев туфов, реже лав андезито-дацитового и дацит-липаритового состава. Широкое развитие имеют малые интрузии и дайки того же, иногда более основного состава, вплоть до габброидов. Породы смяты в спокойные складки, с углами падения 40—45°, но, как правило, сильно рассланцованы. Часто наблюдается дисгармоничная складчатость, более интенсивная в аргиллитах и алевролитах и более спокойная в песчаниках. Хорошие разрезы каменноугольных отложений можно наблюдать по дороге, идущей от колодца Барангин-Хутуль-Тоталь к югу, а также на южном склоне горы Мэргэн-Ула, южнее расположенного здесь гранитного массива. Разрез южного склона горы Мэргэн-Ула наиболее представительен, так как именно здесь расположены лучшие обнажения с флорой. Стратиграфически снизу вверх нами прослежены:

Мощность, м

1. Базальная пачка¹, сложенная серыми толстоплитчатыми сливными песчаниками, часто переходящими в гравелиты, а также спекшимися туфами дацитового состава; подчиненные прослои темно-серых и черных, иногда зеленатых кремнистых сланцев 50—100
2. Равномерное чередование темно-серых и черных кремнистых сланцев, яснослоистых, а также черных и темно-серых песчаников; простираение 275—280°, падение юг под углом 40°; породы прорезаны секущими и пластовыми дайками диорит-порфиритов и габбро-порфиритов 215
3. Те же кремнистые сланцы с многочисленными экземплярами *Archaeocalamites* sp. нижнекаменноугольного облика и рахисами птеридоспермов (обн. 140, а также аналогичный ей горизонт другого крыла мульды в обн. 143) . . . 125
4. Чередование туфогенных песчаников и кремнистых сланцев, подобных слою 2; простираение 235°, падение на юг под углом 40° 65
5. Серые крепкие толстоплитчатые песчаники и туфы 45
6. Темно-серые алевролиты и аргиллиты, иногда кремнистые, с подчиненными прослоями песчаников; в 50 м от подошвы пачки (в обн. 142) в алевролитах собрана флора, из которой определены *Angarodendron vel.*, *Caenodendron* sp., *Knorria* sp. No 1 (древовидная), *Knorria* sp. No 2 (древовидная), *Archaeocalamites* sp., *Sphenopteris* sp., *Adiantites* (?) sp., *Angaropteridium* sp., *Cardioneura* sp., рахисы птеридоспермов, *Cordaites* sp., *Carpolithus* sp. . . . 200

¹ Хорошие, чистые разрезы базальной пачки наблюдались также по дороге от колодца Барангин-Хутуль-Тоталь к югу и западнее — у высоты 1261. Здесь пачка более мощная (до 200 м) и хорошо видно налегание ее на девонские образования.

7. Черные и темно-серые алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями песчаников; в них заключено рвущее тело дацитового состава с четкими секущими контактами; мощность дацитов 80 м 200
8. Порфирит андезито-дацитового состава с войлочной структурой и крупными вкраплениями плагиоклаза 30
9. Чередование темно-серых и черных алевролитов и аргиллитов с карашной отдельностью 80
10. Порфирит, подобный слою 8 35

Далее южные падения пород сменяются на северные, и разрез повторяется вновь (другое крыло мульды). Общая мощность толщи карбона в данном разрезе — 1045 м.

Таким образом, нижнекаменноугольные отложения района горы Мэргэн-Ула представлены преимущественно терригенными черносланцевыми толщами, не сте-рильными, однако, от вулканического материала (см. рис. 24). Последний пред-ставляет, вероятно, отголоски более интенсивной вулканической деятельности, расположенных к востоку районов (хр. Эдерэнгин-Нуру и сомон Хайрхан-Ула).

На основании содержащейся в толще флоры можно говорить о визе-намюрс-ком возрасте вмещающих пород. По мнению М.В. Дуранте, занимавшейся определением растительных остатков, общий набор их близок к флоре верхней полови-ны острогорской-низов мазуровской свит Кузбасса. Ранее эти отложения были описаны Н.С. Матросовым (1960) под именем мэргэнской свиты, отнесенной им к верхам девона — низам карбона, позже охарактеризованы Б. Лувсанданзаном (1970) как отложения визейского яруса. На рис. 30 изображены стратиграфичес-кие колонки описываемого района в трактовке разных авторов.

Кроме того, ряд разрезов был пройден нами совместно с Л.П. Зоненшайном во время маршрутных работ в Заалтайской Гоби. В целом они дают довольно пол-ное представление о разрезе нижнего карбона. Наиболее низкие части последне-го наблюдались нами на горе Сайрин-Шандани-Хара-Ула. Здесь в северо-вос-точном крыле пологой мульды с углами падения 25–30° стратиграфические сни-зу вверх прослежены:

1. Пачка переслаивания туфов и кристаллокластических туфов липарито-вого состава, туфов андезит-дацитового и андезитового состава, а также туфопесчаников и кремнистых туффитов 300–350
2. Переслаивание агломератных светло-серых туфов андезито-дацито-вого состава и их более тонкозернистых разновидностей с хорошо сортированными слоистыми туфами и туфопесчаниками, содержащими обломки липаритов, фель-зитов и андезито-дацитов. Подчиненные прослои кремнистых сланцев зеленой и серой окраски 300
3. Агломератные туфы липаритового состава с прослоями грубозернистых туфопесчаников и туфоконгломератов 50–70
- В слое 3, в обн. 163 нами собрана фауна мшанок, криноидей и брахиопод, из которой определены: брахиоподы — *Chonetes* aff. *wysotzkii* Nal. (в большом количестве), *Megachonetes* ex gr. *siblyi* Paeck., *Rugosochonetes* sp., *Schuchertella* sp. indet., *Productus* sp., *Avonia* (?) sp. indet., *Camarotoechis* sp., *Spirifer* (*Spirifer*) sp., *Neospirifer* sp., *Mucrospirifer* sp., *Brachythyridina* sp. indet., *Plicat- ifera* sp.; мшанки — *Fenestella* sp., *Polypora* sp.; криноидеи — *Pentagonocys- licus pulcher* Dub. et Schao, *P. kuangisensis* Dub. et Schao, *P. glabellus* Pol. (in litt.), *P. ordinarius* Elt. et Dub., *P. cf. tarbaghataensis* Sis. (in litt.), *Pentagonocys- licus* sp., *Cyclocyclicus* cf. *karus* Sis. (in litt.).
4. Та же толща чередования, что в слое 2 250–300
5. Переслаивание туфопесчаников и кремнистых тонкослоистых алевроли-тов с преобладанием песчаников 200
6. Липаритовый порфир 25–30
7. Переслаивание туфопесчаников и кремнистых алевролитов с преобла-данием последних 100
- Общая мощность разреза — 1300 м.

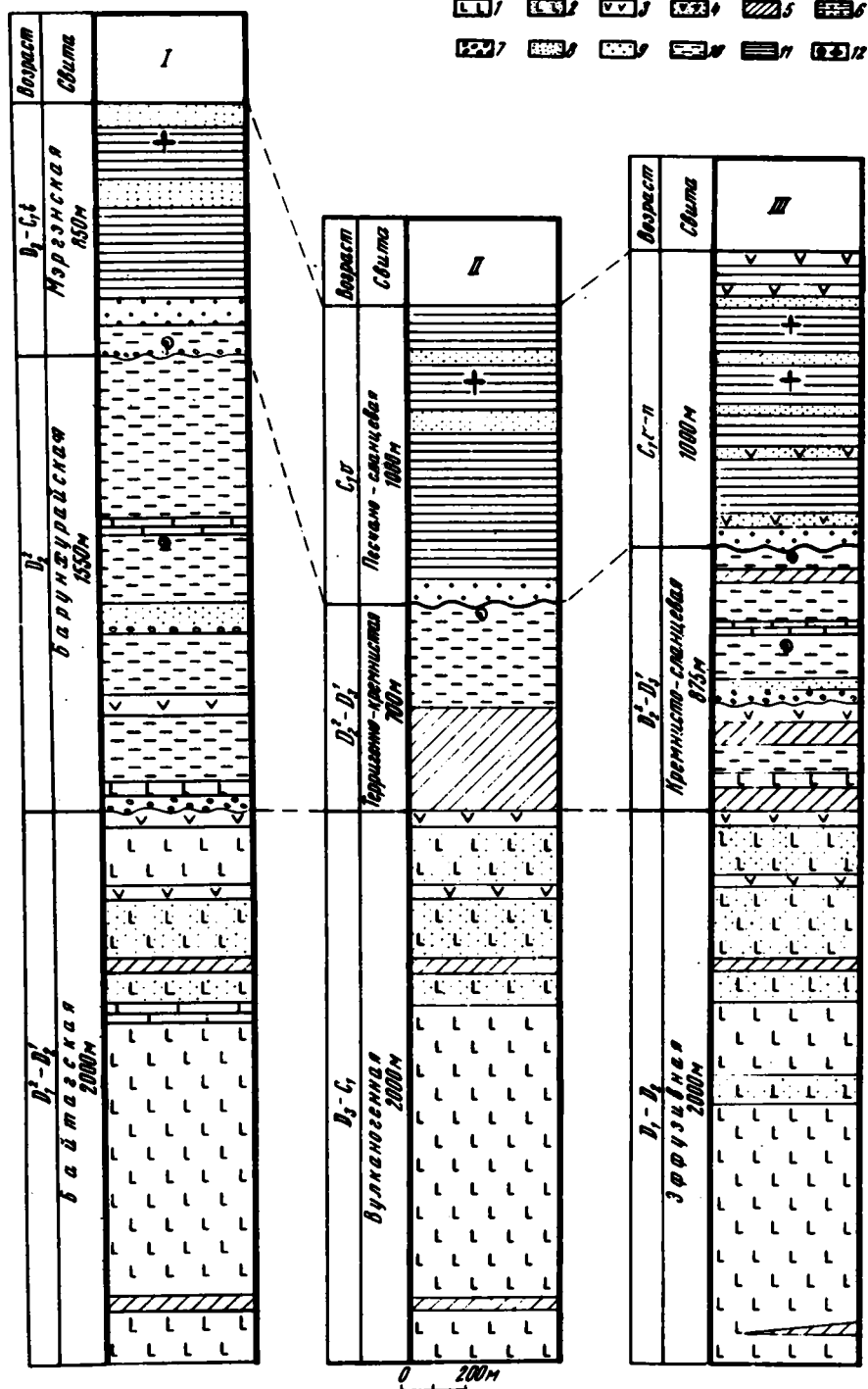


Рис. 30. Стратиграфические разрезы девонских и каменноугольных отложений хр. Барангин-Хара-Нуру и горы Мэргэн-Ула в трактовке разных авторов I – по Н.С.Матросову (1960 г.); II – по Б.Лувсанданзану (1970 г.); III – по Н.Г.Марковой (1972 г.)

1 – пироксеновые и андезитовые порфиры, 2 – их туфы и лавобрекчии; 3 – дациты и липаритовые порфиры, 4 – их туфы; 5 – яшмокарциты; 6 – известняки; 7 – конгломераты; 8 – песчаники; 9 – гравелиты; 10 – кремнистые сланцы; 11 – алевролиты; 12 – фауна и флора

Таким образом, в данном разрезе вскрыты две несколько отличные толщи пород: нижняя (слои 1—4), преимущественно вулканогенная, и верхняя (слои 5—7), преимущественно осадочная. Они залегают согласно и связаны одна с другой постепенным переходом. Возраст нижней толщи определяется фауной, собранной в слое 3. Из брахиопод, определенных Х.С.Розман и М.В.Мартыновой, наиболее характерен *Chonetes wysotzkii* Nal., собранный в большом количестве экземпляров, а также *Megachonetes sibilyi* Paeck. Первый распространен в визейском ярусе Центрального Казахстана, род *Megachonetes*, по А.Н.Сокольской, является типичным родом нижнего карбона Азии, Австралии и Северной Африки. Род *Schuchertella* широко известен в верхнем девоне и нижнем карбоне. Наличие *Productacea* также обычно для нижнего отдела системы, причем род *Avonia* распространен в визейском ярусе Европы, Азии и Северной Америки. Род *Spirifer* (*Spirifer*) характерен для карбона в целом, а *Neospirifer* и *Brachythyridina* распространены от карбона до перми (Европа, Азия, США). Криноидеи, по данным определявшей их А.И.Положихиной, также характерны для нижнего карбона турнейского яруса. Так, *Pentagonocyclicus pulcher* Dub. et Schao и *P. kuangisensis* Dub., et Schao встречаются в турнейском ярусе нижнего карбона Китая, *P. glabellus* Pol. известна в верхней части турнейского яруса Северо-Восточного Прибалхашья Центрального Казахстана, *P. ordinarius* Elt. et Dub. распространена в турнейском ярусе Армении и Центрального Казахстана, *P. tarbaghataensis* Sis. встречается в фаменском ярусе верхнего девона Центрального Казахстана, *Cyclocyclicus* cf. *karus* Sis. распространена в турнейском ярусе Центрального Казахстана. В целом, по мнению указанных палеонтологов, можно уверенно говорить о нижнекаменноугольном возрасте вмещающих пород; скорее отвечающем нижней половине отдела.

Более высокие горизонты нижнего отдела карбона наблюдались нами восточнее, в хр. Цаган-Шабр-Нуру. Здесь вскрываются:

Мощность, м

1. Зеленые туфы и кремнистые туффыты, выше сменяющиеся пачкой чередующихся между собой зеленых песчаников и кремнистых алевролитов; породы совершенно аналогичны верхней толще разреза горы Сайрин-Шандани-Хара-Ула 250—300
2. Крупногалецные конгломераты, переходящие в валунные с галькой от 3 до 15 см, иногда до 0,5 м; преобладает галька гранодиоритов, диоритов и плагиогранитов, вскрывающихся южнее, кроме того, встречаются кремнистые породы и эффузивы, присутствуют линзы грубозернистых песчаников . . . 300
3. Грубозернистые песчаники и гравелиты с отдельной "плавающей" галькой тех же интрузивных пород. Подчиненные прослои алевролитов, кремнистых алевролитов и туффов 300
4. Туфопесчаники и туфогравелиты с обломочным материалом, принадлежащим эффузивам среднего состава 100
5. Серые кремнистые алевролиты и туффыты 50
6. Чередование туфопесчаников, граувакк, кремнистых алевролитов и туффов, линзы яшмовидных пород 250

Самые верхи разреза нижнего карбона наблюдались нами в районе горы Бурин-Хяр и хр. Нэмэгэт-Нуру. В первом из них, к югу от высоты 1162 в логу, по которому идет дорога на заставу, прослеживается хороший разрез. Непосредственно выше песчаников и кремнистых алевролитов верхней толщи горы Сайрин-Шандаин-Хара-Ула здесь залегает мощная грубообломочная серия пород, совершенно аналогичная описанной на горе Цаган-Шабр-Нуру. Весьма характерны конгломераты с галькой гранитоидов и эффузивов среднего и кислого состава, чередующиеся с песчаниками. Выше они сменяются черносланцевой пачкой переслаивания алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность пачки — не менее 500 м. В аргиллитах присутствует обильный растительный детритус, но хорошей флоры нами здесь найдено не было. Однако по данным Б.Лувсанданзана (1970), им в той же толще, к югу от горы Бурин-Хяр, были собраны *Mesocalamites mrassiensis* Radcz., *Asterocalamites* sp., *Knorrria* sp., характерные для острогорской свиты Кузбасса (определения Г.П.Радченко и Н.Г.Вербицкой). Это дает

основание относить вмещающую пачку в визе-намяру, параллелизуя ее с близкой литологически серией пород горы Мэргэн-Ула.

Наиболее подробно верхняя часть нижнекаменноугольных отложений была изучена нами в хр. Нэмэгэт-Нуру (см.рис. 25-27). Максимальное распространение породы этого возраста получают в западной части хребта, где вместе с более высокими горизонтами верхнего палеозоя они слагают наиболее высокую и скалистую часть этого горного сооружения. Здесь развита толща флишеподобного переслаивания песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, а также тонколистоватых алевролитов и кремнистых алевролитов темно-серой и черной окраски. Конгломераты встречаются как в базальной части толщи, так и внутри ее, в виде внутриформационных прослоев. В гальке их узнаются породы нижеследующих образований девона и силура, которые они несогласно перекрывают: много кремнистых пород и яшм, порфиринов, дацитов, кварца, изредка встречаются гальки гипербазитов и известняков. Вблизи контактов с прорывающими их гранитоидами верхнего палеозоя описываемые образования обычно метаморфизованы вплоть до высоких ступеней зеленосланцевой фации метаморфизма. При удалении от массивов метаморфизм постепенно ослабевает и породы принимают свой нормальный облик. Залегание их в целом довольно выдержанное, меняющееся лишь вблизи линейных разломов. Простираения чаще всего субширотные, падения на север и юг под углом от 35 до 50°.

Ниже мы приводим характерный разрез толщи, пройденной от колодца Хох-Тологой-кудук на юг, к высоте 2109,8 (см.рис. 26). Сразу за массивом гранодиоритов здесь наблюдались:

	Мощность, м
1. Метаморфизованные терригенные породы, превращенные в кварц-хлорит-мусковитовые сланцы	100
2. Те же метаморфические сланцы, но местами среди них наблюдаются менее измененные разности, в которых узнаются первичные терригенные породы, то более, то менее грубозернистые; они залегают правильными плитами с простираем 220°, падением на юго-запад под углом 40°	400
3. Темно-серые и черные листоватые филлиты; неясные следы флоры	250
4. Та же терригенная толща, то более видоизмененная и превращенная в типичные кварц-серицитовые сланцы, то имеющая более свежий облик и представленная черными филлитами	400
5. Переслаивание слабометаморфизованных серых крепких среднезернистых песчаников и гравелитов с отдельными крупными гальками, принадлежащими главным образом кремнистым породам, реже черным алевролитам.	200
6. Переслаивание песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов; прослой черных листоватых алевролитов	400
7. Переслаивание песчаников и черных алевролитов, а также кремнистых их разностей; алевролиты преобладают	250
Общая мощность разреза — 2000 м.	

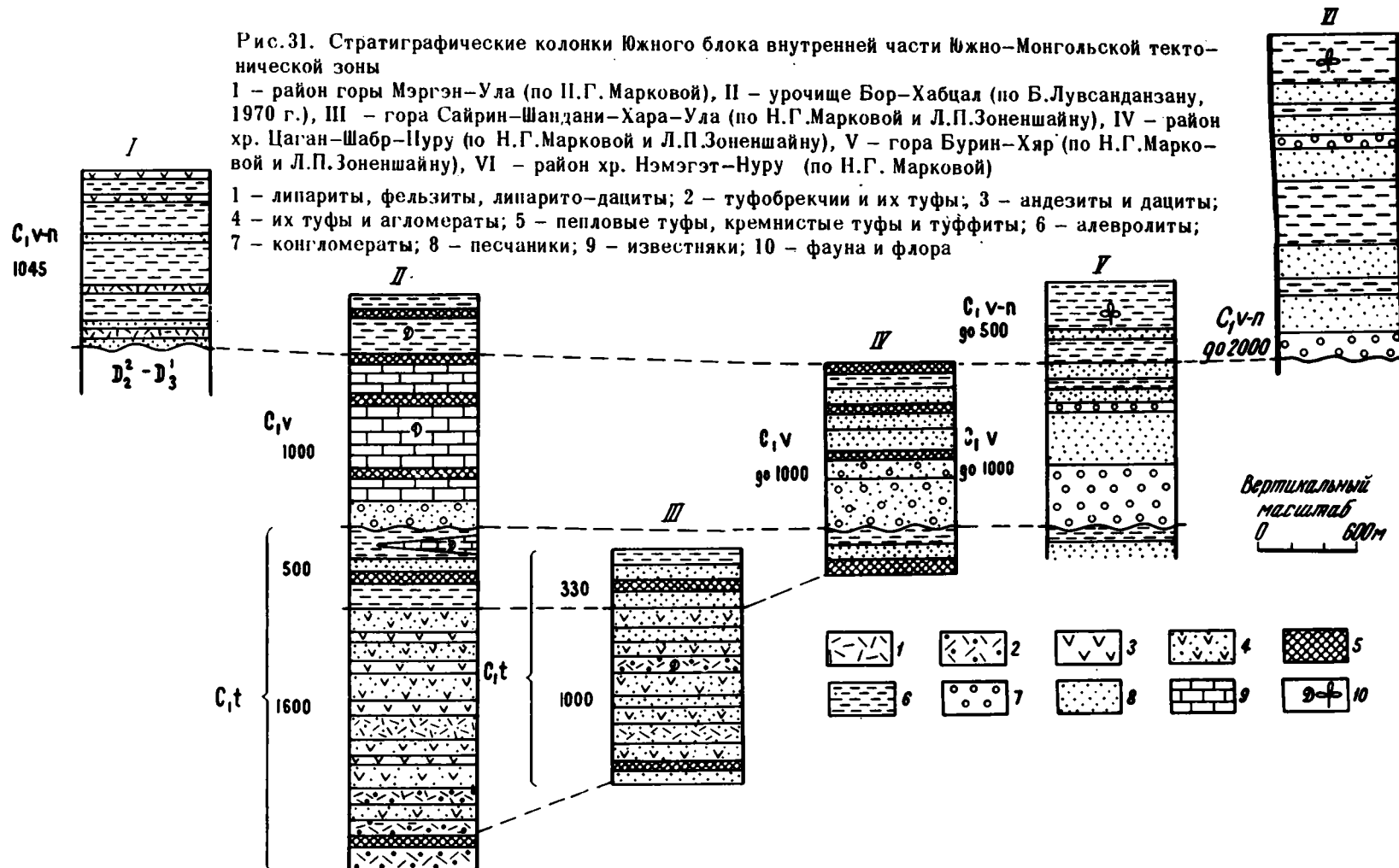
Близ колодца, расположенного в 1 км к северу от горы Бом-Кух-Ула, в черных тонколистоватых алевролитах, подобных развитым в верхах приведенного разреза, нами собрана флора, из которой определены *Angaropteridium* ex gr. *cardiopteroides* (Schm.) Zal., *Angaropteridium* sp., *Paracalamites* sp., *Cardioneura* sp., рахисы птеридоспермов. По заключению М.В. Дуранте, занимавшейся определением коллекции, аналогичные растительные остатки распространены в пределах всего карбона, начиная с визе. Однако сопоставление с другими местонахождениями флоры Южной Монголии, в которых представители рода *Angaropteridium* также встречаются в сочетании с небольшим количеством членистостебельных, позволяет принять возраст вмещающих слоев как верхи намюра — возможно, самые низы среднего карбона (верхи острогорской — низы мазуровской свиты Кузбасса).

Принимая во внимание мощность описанной выше толщи нижнего карбона и то обстоятельство, что флора собрана в верхней ее части, очевидно, следует для от-

Рис.31. Стратиграфические колонки Южного блока внутренней части Южно-Монгольской тектонической зоны

I – район горы Мэргэн-Ула (по П.Г. Марковой), II – урочище Бор-Хабцал (по Б.Лувсанданзану, 1970 г.), III – гора Сайрин-Шандани-Хара-Ула (по Н.Г.Марковой и Л.П.Зоненшайну), IV – район хр. Цаган-Шабр-Нуру (по Н.Г.Марковой и Л.П.Зоненшайну), V – гора Бурин-Хяр (по Н.Г.Марковой и Л.П.Зоненшайну), VI – район хр. Нэмэгэт-Нуру (по Н.Г. Марковой)

1 – липариты, фельзиты, липарито-дациты; 2 – туфобрекчии и их туфы; 3 – андезиты и дациты; 4 – их туфы и агломераты; 5 – пепловые туфы, кремнистые туфы и туффиты; 6 – алевролиты; 7 – конгломераты; 8 – песчаники; 9 – известняки; 10 – фауна и флора



ложений, развитых в пределах хр. Нэмэгэт—Нуру, принять обобщенный визе—намюрский возраст.

Итак, в южном блоке внутренней части Южно—Монгольской тектонической зоны нами был прослежен полный разрез нижнего карбона от турнейского яруса до намюра включительно. Интересно сравнить его с разрезом, описанный Б.Лувсанданзаном (1970) совместно с В.А.Федоровским для более западных участков рассматриваемой полосы нижнекаменноугольных отложений, который мы позволили себе привести на рис. 31. В урочище Бор—Хабцал (северные предгорья хр. Тахин—Шара—Нуру) указанными авторами в едином, хорошо охарактеризованном палеонтологически разрезе наблюдалась следующая последовательность пород. Внизу ими описана вулканогенная толща (1600 м мощностью), сложенная преимущественно туфами туфобрекчиями кислого, а также среднего состава с покровами андезитовых порфиритов и альбитофиров. Следующая, терригенно—кремнистая толща (500 м), залегающая согласно с предыдущей и охарактеризованная фауной турнейского яруса, представлена чередованием песчаников, алевролитов и яшмовидных пород. Еще выше несогласно, с разрывом, отмеченным накоплением туфоконгломератов, располагается мощная (850 м) толща известняков с богатой фауной визейского яруса. Венчается разрез монотонной толщей темно—серых алевролитов, пепловых туфов и туфитов мощностью 350 м, среди которой собраны мшанки визейского возраста.

Сопоставление разреза урочища Бор—Хабцал с материалами, изложенными нами выше, указывает на их значительное сходство. Особенно близки нижние и верхние части разрезов; однотипна стратиграфическая последовательность толщ, фациально отлична лишь средняя часть разреза, сложенная в урочище Бор—Хабцал, преимущественно карбонатными породами, однако также резко несогласно залегающая на нижележащих отложениях и подстилающаяся горизонтом конгломератов. Все это дает возможность достаточно уверенно коррелировать разрезы нижнекаменноугольных отложений западных и восточных участков описываемого блока, приняв для них возрастные индексы, указанные на рис. 31 (C_{1t} для нижней, C_{1v} для средней и C_{1v-n} для верхней части разреза). Вместе с тем из сделанного сопоставления отчетливо выступает фациальная изменчивость нижнекаменноугольных отложений описываемой полосы по простиранию, особенно ярко проявленная в визейских отложениях. Характерно предвизейское несогласие, фиксирующееся повсеместно, но на западе, в частности в Барунхурайской котловине, выраженное более резко. Этим объясняется неполнота разреза нижнего карбона указанного района, представленного лишь верхней толщей, залегающей резко несогласно на девоне. В тектоническом отношении это был, вероятно, более поднятый участок.

В хр. Гобийский Тянь—Шань образования нижнего карбона развиты незначительно и приурочены преимущественно к южному склону хребта. Они образуют здесь ряд мульд и грабен, выполненных черносланцевой толщей, несогласно наложенной на ордовикские и силурийские отложения. Выходы ее наблюдались нами к юго—западу от горы Цаган—Богдо—Ула (см. рис. 13). В этом районе вскрыта монотонная серия, состоящая из переслаивания темно—серых и черных алевролитов и песчаников. Мощность ее — около 500 м. Близ разлома, ограничивающего толщу с востока, слагающие ее породы метаморфизованы — филлитизированы и амфиболитизированы.

Литологический характер толщи и сходство с отложениями визе—намюрского возраста ранее охарактеризованных разрезов позволяют отнести ее к тем же горизонтам нижнего карбона. Это хорошо согласуется с данными В.М. Синицына (1956), обнаружившего в аналогичных образованиях горы Индер визейскую флору.

Средне-верхнекаменноугольные отложения

Образования среднего и верхнего карбона в южной части описываемой территории распространены необычайно широко, но в отличие от северной, где они сложены угленосными осадками, представлены преимущественно субэвральными

вулканитами среднего и кислого ряда, в меньшей степени вулканогенно-осадочными образованиями, сравнительно однообразными на всем указанном пространстве. В процессе наших работ нам неоднократно приходилось наблюдать выходы этих вулканогенных образований, однако специальным изучением их мы не занимались. Поэтому мы позволим себе ограничиться рассмотрением лишь одного, ранее неизвестного разреза хр. Нэмэгэт-Нуру, в остальном сославшись на литературные источники (Синицын, 1956; Васильев и др., 1959; Амантов и др., 1970; Моссаковский, 1973).

Отложения описываемого возраста наблюдались нами как в западном, так и в восточном районах хр. Нэмэгэт-Нуру (см. рис. 25, 26), где ими сложены наиболее высокогорные участки, прорезанные узкими скалистыми ущельями. Они представлены здесь андезитового состава вулканитами и их туфами — крепкими, массивными, несмотря на интенсивный кливаж. Породы имеют пеструю, зелено-фиолетовую окраску в связи с неравномерно идущими процессами эпидотизации и гематитизации. Значительную роль играют грубые пирокластические накопления, вверх постепенно сменяющиеся тонкозернистыми туфами и терригенными породами. Толща очень типична, резко отличаясь своим обликом и составом от измененных и метаморфизованных эффузивов девона и силура того же района (см. раздел "Девон").

Существенно, что в восточной части хр. Нэмэгэт-Нуру удается наблюдать нижний контакт описываемой вулканогенной толщи, залегающей стратиграфически выше черных алевролитов визе-намюра с остатками флоры. Черносланцевая пачка обнажается здесь в ядре узкой, линейно вытянутой антиклинали, с юга подорванной разломом, а на севере согласно перекрытой вулканогенными образованиями. Этим определяется более высокий возраст последних.

Наиболее чистый, хорошо обнаженный разрез вулканитов верхней части карбона можно наблюдать в скалистом каньонообразном ущелье в 3 км к югу от колодца Дзун-Байластин-кудук. Здесь с севера на юг и вверх по разрезу прослеживаются:

Мощность, м

1. Пестрые туфы порфиритов андезитового состава, эпидотизированные и гематитизированные, а также сами порфириты с крупными вкрапленниками плагиоклаза; преобладают туфы; порфириты образуют подчиненные прослои мощностью 10–15 м 150
2. Массивные агломераты с обломками от 2–3 до 10–15 см андезитовых порфиритов и их туфов, обычно интенсивно гематитизированных и эпидотизированных; подчиненные прослои более тонкозернистых туфов, подобных описанным в слое 1 200
3. Андезитовые порфириты, крепкие, массивные 80
4. Мощная пачка агломератных туфов, подобных слою 2, с очень крупными обломками, достигающими 25–30 см в поперечнике; состав их весьма разнообразен: кроме андезитовых порфиритов, по-прежнему преобладающих, здесь встречаются темные андезито-базальтовые и базальтовые порфириты, дациты и липариты, аналогичные развитым в девоне (см. стр. 82), а также мелкогалечные конгломераты, подобные описанным в визе-намюре. Цемент агломератов — пестрый гематитизированный туф андезитового состава 240
5. Андезитовые порфириты 75
6. Туфы зеленые, эпидотизированные и гематитизированные, хорошо сортированные; простирание субширотное, падение на юг и юго-запад под углом 40° 180
7. Андезитовые порфириты 20
8. Пестрые гематитизированные туфы андезитовых порфиритов и их агломераты, здесь более мелкообломочные 150
9. Андезитовые порфириты 25–30

Общая мощность разреза — 1200 м.

Таким образом, толща, обнажающаяся в ущелье, весьма однообразна и состоит из однотипного набора пород, чередующихся между собой: андезитовых порфиритов, их туфов и агломератов то более, то менее грубообломочных. За пределами ущелья разрез продолжается дальше, но одновременно с рельефом меняется и облик толщи. Несортированные вулканогенно-пирокластические накопления постепенно уступают место вулканогенно-осадочным породам, прошедшим водную обработку.

В грядках скалистого мелкосопочника при движении на юг прослежены согласно пластующиеся с нижележащими образованиями:

Мощность, м

11. Зеленые андезитовые порфириты, тонкозернистые их туфы и светлые тонкослоистые кремнистые туффиты, чередующиеся между собой; прослой порфиритов и туфов достигают мощности 10–25 м, кремнистых туффитов — 0,5 — 2 м; простираение пород 260°, падение на юго-восток под углом 45° 350

12. Чередование тех же разностей пород, но туффиты получают преобладающее значение (мощность порфиритовых прослоев не превышает 1–3 м) . . . 150

13. Туфопесчаники зеленые, ясно слоистые, с редкой "плавающей" галькой андезитовых порфиритов; подчиненные прослои туффитов 350

14. Конгломераты с хорошо окатанной округлой галькой величиною 2–3 см; состав ее очень разнообразен: много основных эффузивов, яшм и липарито-дацитов девона, черных песчаников и алевролитов визе-намюра, а также андезитовых порфиритов нижележащей толщи верхов карбона 35

15. Пачка переслаивания конгломератов и песчаников, плитчатых, ясно-слоистых 100

16. Песчаники с подчиненными прослоями голубовато-зеленых кремнистых туффитов 100

Мощность этой части разреза — 1085 м.

Итак, в описанной эффузивной серии хр. Нэмэгэт–Нуру отчетливо выделяются две части. Нижняя — собственно вулканогенная андезитового состава и верхняя — вулканогенно-осадочная. Мощность первой из них достигает 1200 м, второй — 1085 м. Ни в той, ни в другой толще нами не было обнаружено органических остатков, однако на основании их стратиграфического положения выше охарактеризованных флорой осадков визе-намюра мы считаем возможным отнести их к верхнему палеозою — скорее всего к верхам карбона. Общий облик толщ не оставляет сомнения в принадлежности их к орогенным образованиям, резко отличным от подлежащих геосинклинальных серий.

Все сказанное о каменноугольных отложениях Южно-Монгольской тектонической зоны сведено нами на схематическом фациальном профиле (рис. 32), проведенном в субмеридиональном направлении от внешней части зоны к хр. Гобийский Тянь-Шань.

Из него, а также из приведенного выше фактического материала, как нам кажется, могут быть сделаны следующие выводы:

1. Каменноугольные отложения Южно-Монгольской зоны отчетливо подразделяются на два резко отличных возрастных комплекса: нижний карбон и средний — верхний карбон. Первый отличается необычайным разнообразием фациального состава в различных участках и блоках, второй, напротив, характеризуется сравнительным однообразием.

2. Нижнекаменноугольные отложения в свою очередь могут быть подразделены на две части, разделенные несогласием. Нижняя охватывает турпе и низы визе.

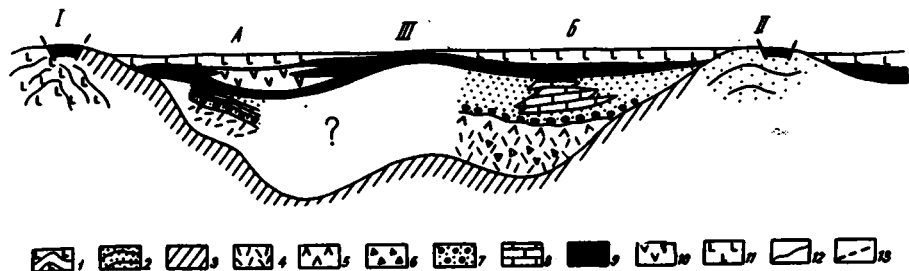


Рис. 32. Схематический фациальный профиль каменноугольных отложений Южно-Монгольской тектонической зоны

I - Гобийский Алтай, II - Гобийский Тянь-Шань, III - Центральное поднятие, А - Северный блок, Б - Южный блок

Подстилающие отложения: 1 - основные эффузивы и известняки (См); 2 - преимущественно терригенные образования (О-S); 3 - эффузивы, терригенные породы, известняки (S-D).

Нижний карбон. Турне-визе (4-6): 4 - кислые эффузивы, 5 - средние эффузивы, 6 - агломераты и их лавобрекчии; визе-намюр (7-10): 7 - конгломераты, песчаники, алевролиты, 8 - известняки, 9 - черносланцевая серия, 10 - эффузивная серия; 11 - эффузивная серия среднего - верхнего карбона; 12 - линия несогласия; 13 - разломы

Верхняя отвечает верхам визе и намюру. Нижняя получает наибольшее развитие во внутренней части Южно-Монгольской зоны и на ее склонах. Верхняя развита повсеместно.

3. Турне-нижевизейские отложения представлены морскими фациями, содержащими фауну. Они резко меняют свой облик как по простирацию зоны (см.рис.31) так и вкрест ее (рис. 32).

4. Визе-намюрские образования сложены морскими и наземными фациальными комплексами, сложно переплетающимися между собой. Существенно при этом, что во внешней части зоны, а также на территории Гобийского Тянь-Шаня они представлены черносланцевой серией пород, располагающейся чаще всего несогласно на подлежащих образованиях до кембрия включительно. Во внутренней части зоны в них появляются горизонты пепловых туфов и лав, а местами эффузивный материал получает преобладающее значение. Отрыв отложений нижнего карбона от подстилающих образований во внутренней части зоны меньше, чем во внешней, а разрезы его более полны.

5. Таким образом, полнота разреза нижнего карбона, площадное распространение различных его горизонтов и их соотношение с подстилающими породами позволяют предположить на территории Южно-Монгольской зоны очень сложный тектонический рельеф. Создается впечатление (см. рис. 31), что в это время в какой-то мере были уже сформированы краевые поднятия Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня, чем обусловлена неполнота разрезов в их пределах. Возможно, неметилась также поднятие, разделяющее северный и южный блоки. Дальнейшее изучение и детализация разрезов северного блока позволят более уверенно вскрыть отличие их от разрезов юга и понять, существовала ли в нижнекаменноугольную эпоху между ними какая-то преграда.

6. В среднем и верхнем карбоне дифференциация тектонического рельефа в пределах Южно-Монгольской зоны в какой-то мере была сnivelирована, чем объясняется сравнительное однообразие и широта распространения здесь образований этого возраста. Вместе с тем, намечается резкое отличие фаций южной, герцинской, части Монголии от северной, каледонской, ее половины, где в это время шло накопление угленосных осадков.

Заканчивая на этом описание каменноугольных отложений исследованной нами территории отметим, что из изложенного выше материала вытекает необходимость доработки и выяснения некоторых вопросов их стратиграфии. В первую очередь совершенно необходимо дополнительное изучение, расчленение и возрастное обоснование эффузивных толщ карбона. Обращает внимание также разноречивость в определении возраста терригенно-кремнистой толщи, развитой на территории Южно-Монгольской зоны. Некоторые авторы относят ее к турнейскому ярусу нижнего карбона, другие датируют средним-верхним девоном, и в том и в другом случае подкрепляя это фаунистическими данными. Возможно, таким образом, что существуют две близкие литологически, но разновозрастные толщи. Иными словами, интервал времен от среднего девона до нижнего карбона требует расшифровки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал по палеозою юго-западной части Монголии свидетельствует о том, что работы по стратиграфии, тем более по биостратиграфии в этой, пока еще чрезвычайно слабо изученной части страны, только начинаются. Отрабатываются первые опорные разрезы, дается их стратификация на основе собранных комплексов фауны, начинает намечаться ярусное подразделение. Одновременно выясняются неясные вопросы, требующие внимания и отработки. О некоторых из них говорилось уже выше при описании отдельных систем. Здесь мы укажем лишь наиболее важные и первоочередные направления.

I. Необходима дальнейшая пристальная работа в части возрастного обоснования терригенных серий, широко развитых в Монгольском и Гобийском Алтае, а также на территории Гобийского Тянь-Шаня. Часть из них, как это было показано выше, имеет ордовикский и силурийский возраст, часть датируется совершенно условно. Особое внимание при этом следует обратить на зелено-фиолетовые филлитизированные и рассланцованные толщи, которые по литологическому сходству с горноалтайской серией Советского Алтая обычно относятся к верхнему кембрию, но, возможно, частично являются более молодыми.

II. Одна из трудных, но необходимых задач — обоснование возраста вулканических образований девона как краснокаменных, так и зеленокаменных, широко распространенных в северной, каледонской, и южной, герцинской, частях страны. Пока в них известны лишь единичные находки ископаемых, в частности описанные выше, к которым условно привязываются сходные с ними литологически отложения других районов.

III. Те же вопросы возникают относительно вулканогенных серий карбона, особенно для территорий Южно-Монгольской зоны, где возрастная принадлежность тех или иных толщ зачастую определяется лишь на основе их положения в разрезе, которое также требует еще проверок и доработки.

Возвращаясь к изложенному выше стратиграфическому материалу, укажем, что, несмотря на недостаточную полноту и ряд пробелов, на основании его все же могут быть сделаны выводы, в том числе тектонические, уясняющие ряд спорных моментов районирования исследованной территории, структурной роли отдельных зон и их составных элементов. Кратко они сводятся к следующему.

1. Данная выше фаунистическая характеристика разреза геосинклинальных отложений венда-кембрия для Дзабханской и Озерной зон позволила более уверенно, чем это делалось предыдущими исследователями, сопоставить их в возрастном отношении. Тем самым подтвердилось одновременное существование в области, относимой нами к раннекаледонской складчатости, двух резко контрастных геосинклинальных протигбов, отличных как в формационном отношении, так и по типу структур (см. рис. 2).

2. Детальное изучение разрезов геосинклинальных и орогенных отложений Монгольского Алтая позволило уточнить возраст складчатости и время замыкания этой зоны. Так, разработка опорного, фаунистически охарактеризованного разреза ордовикских и силурийских отложений в районе сомона Тонхил уяснила строение геосинклинального комплекса южной части Хархиринской зоны. Изучение орогенных образований последней было проведено на примере Хулмунурской мульды, выполненной образованиями порфировой формации, широко развитой и

в других районах Монгольского Алтая. Нам удалось фаунистически обосновать ниже-среднедевонский возраст этих эффузивных образований, а также установить их тесную генетическую связь с гранитоидами Хархиринского комплекса, образующими совместно единую вулканоплутоническую ассоциацию. Эта ассоциация обычна для орогенного этапа развития геосинклинальных областей, а формационный облик и массовость внедрения гранитоидов Хархиринского комплекса, типичного для Монголо-Алтайской зоны в целом, указывают на то, что время замыкания последней произошло в девоне и что, следовательно, она должна быть отнесена к позднекаледонским складчатым сооружениям. Позже, в пределах этой области известно появление лишь единичных, кратковременно существующих шовных прогибов, выполненных геосинклинальными формациями, возникновение которых связано с оживлением некоторых глубинных разломов.

3. Сопоставление девонских орогенных образований Монгольского Алтая с синхронными им в возрастном отношении, но принципиально отличными разрезами девона Баянлэг-Уэнчинской части Южно-Монгольской зоны, представленными геосинклинальными формациями, позволило подойти к решению вопроса о южной границе Монголо-Алтайской зоны. Она совпадает с северной границей внешней части Южно-Монгольской зоны, причем рубежом между этими двумя структурами являлся Тургенгольский глубинный разлом, разграничивавший в девоне две принципиально отличные структурно-формационные зоны. Именно по нему, а не по Булганскому нарушению следует проводить границу каледонид и герцинид. Булганский разлом, несомненно, также представляет собой весьма важную структурную линию. Однако он лежит уже внутри Южно-Монгольской зоны, подчеркивая границу внутренней и внешней ее частей. История развития этого разлома и неоднократное обновление обусловили четкость его выражения. В противовес этому Тургенгольский шов, игравший столь значительную роль в палеозое, позже не обновлялся и поэтому выражен менее резко.

4. Изучение разрезов палеозоя северной, внешней, части Южно-Монгольской зоны позволило не только уточнить границу каледонид и герцинид, но дало также возможность выяснить структурное значение Баянлэг-Уэнчинской полосы и ее роли в пределах герцинской складчатой области юга Монголии. Так, отмеченный в стратиграфической части работы мелководный характер образований девона, быстрая фаціальная изменчивость их, относительно небольшие мощности, а также обилие внутренних перерывов и несогласий — все это, несомненно, свидетельствует о том, что уже в девоне Баянлэг-Уэнчинская структура представляла собой поднятие, часто выходящее из-под уровня моря. Рост этого поднятия продолжался и в нижнекаменноугольную эпоху, о чем можно судить по залеганию черносланцевого комплекса, располагающегося здесь трансгрессивно и несогласно на самых различных горизонтах палеозоя до кембрия включительно.

Таким образом, северная, внешняя, часть Южно-Монгольской зоны представляет собой крупное конседиментационное поднятие внутри герцинид юга Монголии.

5. К тому же типу положительных структур мы склонны причислять область Гобийского Тянь-Шаня. В пределах изученной нами части этого горного сооружения, сложенного в основном геосинклинальными образованиями ордовика и силура, отложения девона отсутствуют. Однако выходы их, связанные с отдельными блоками, появляются восточнее (Суетенко, 1971). При этом они располагаются там несогласно на образованиях силура и представлены краснокаменными средними и кислыми эффузивами. Видимо, в девоне началось уже воздымание Гобийско-Тяньшанской структуры, продолжавшееся и в нижнем карбоне, разрез которого представлен здесь лишь образованиями визе-намюрского возраста, развитыми по южному склону хребта. Думается, что свое естественное продолжение Гобийско-Тяньшанское поднятие находит в Тотошань-Нукутдабанской геосинклинальной системе, охарактеризованной в работах О. Д. Суетенко (1971). Этим, возможно, определяется и южная граница рассматриваемой герцинской складчатой области.

6. Принятая нами трактовка внешних частей Южно-Монгольской зоны как крупных конседиментационных поднятий хорошо увязывается также с широким

развитием в их пределах метаморфических серий, которые, как известно, часто тяготеют к областям поднятия (Смирнов, 1967 а,б). Протяженные полосы пород, преобразованные до стадии амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, прослеживаются вдоль южного склона Баянлэг—Уэнчинского поднятия и связаны, кроме того, с областью Заалтайского разлома и ядрами частных антиклинальных структур (Маркова, Федорова, 1971). Их изучение показало, что метаморфические процессы имели здесь наложенный характер и развивались по терригенным и эффузивным породам силурийского и девонского возраста. Аналогичные метаморфические комплексы описаны нами также в Гобийско—Тяньшанском поднятии, где изменению подверглись породы силура и нижнего карбона.

7. Совсем иное структурное значение имеет внутренняя часть Южно—Монгольской зоны. Формационный характер развитых здесь образований девона, представленных, в противоположность ранее рассмотренным областям, основными эффузивами и кремнистыми осадками, позволяет толковать ее как звгеосинклинальный прогиб, расположенный между Баянлэг—Уэнчинским и Гобийско—Тяньшанским поднятиями. В карбоне намечается тектоническая дифференциация этого прогиба, в частности, в это время отчетливо обособляются северный и южный блоки, различающиеся характером разрезов.

Таким образом, уже в девоне определились основные крупные структурные элементы герцинской зоны юга Монголии.

8. Интересны фациальные изменения отложений карбона в пределах внутренней части Южно—Монгольской зоны. Так, для восточной части изученной нами территории характерны полные разрезы нижнего отдела, причем значительную роль в них играет эффузивный материал. На западе разрезы нижнего карбона имеют резко сокращенный характер и представлены только визе—намюрскими терригенными образованиями, среди которых фиксируются лишь незначительные по мощности горизонты пепловых туфов (см.рис. 31). Таким образом, восточные районы на протяжении нижнего карбона были ареной бурной вулканической деятельности, а в тектоническом отношении отвечали глубоким частям звгеосинклинального прогиба. На западе, напротив, располагались удаленные от вулканического центра участки морского бассейна, тектонически это была более поднятая часть структуры.

9. Интересны публикации О.Д.Суетенко, занимавшейся изучением расположенной к востоку от охваченной нашими исследованиями части Южно—Монгольской зоны. Ею отмечены те же явления при движении от центра последней (совпадающей с восточным окончанием нашей схемы; см.рис. 2) на восток. О.Д.Суетенко, базируясь на формационном анализе, говорит о сужении Южно—Монгольского прогиба в восточном направлении, о потере им "черт звгеосинклинальности" и намечающемся выклинивании. Таким образом, создается впечатление, что звгеосинклинальный прогиб Южно—Монгольской зоны в пределах Монголии в схеме имел характер ванны, обладавшей, однако, сложной, пока еще до конца не расшифрованной внутренней тектонической структурой. За пределами Монголии этот прогиб, возможно, продолжался на запад. Некоторые исследователи протягивают его в Иртыш—Зайсанскую область (Зоненшайн, 1972), другие — на территорию Тянь—Шаня (Пейве и др., 1972). Таким образом, отмеченное нами воздымание этой структуры близ западной границы Монголии представляет временное явление, далее, вероятно, вновь сменяясь погружением.

Приложение 1

Распространение фауны девонских отложений в пределах южной части Монгольского Алтая и в других регионах

Ярус	Монгольский Алтай	Другие регионы	Ярус, отдел
1	2	3	4
<u>Табуляты</u>			
Эмский Эйфельс- кий	<i>Tyrganolites altaicus</i> Tcherep.	Алтай	Эйфельский
То же	<i>T. tchernychevi</i> Dub.	Кузбасс	"
"		Казахстан	Живетский
"	<i>Alveolites levis</i> Tchem.	Кузбасс	Эйфельский
"	<i>A. edwardsi</i> Lec.	Динантская мульда	"
"	<i>A. distinctus</i> Yanet.	Урал	"
"	<i>A. fornicatus</i> Schlut.	Европа	"
"	<i>Alveolitella tarejensis</i> Smim.	Тарейская свита п-ова Таймир	"
"	<i>A. crassispinosa</i> Dub.	Кузбасс	"
"	<i>Placocoenites medius</i> (Lec.)	Кузбасс и Джунгария	"
"		Тарбагатай	Зигенский
"		Арденны	Живетский
"	<i>P. escharoides</i> (St.)	Бельгия	Эйфельский
"		Австрия, Бельгия,	Средний девон
"		Индо-Китай, Польша, Кузбасс	"
"	<i>Thamnopora nana</i> Dub.	Низы салаиркин- ских слоев, Кузбасс	Эйфельский
"	<i>T. radugini</i> Dub.	Слои Гамильтон (США), Кузбасс	Живетский
"	<i>Scoliopora intermixtus</i> (Lec.)	Бельгия	Эйфельский
"	<i>Squameofavosites mixtus</i> Dub.	Дальний Восток	"
"	<i>Pachyfavosites polymorphus</i> (Gold)	Широко распрост- раненная форма в Европе, СССР и Америке	Средний девон
"	<i>Gladopora alba</i> Yanet.	Урал	Эйфельский
"	<i>G. vermicularis</i> Mc'Coy	Америка	"
"	<i>Glacilopora vermicularis</i> var. <i>clara</i> Yanet., <i>G. infirma</i> Yanet., <i>Favosites regularissimis</i> Yanet.	Урал	"
"	<i>Emmonsia taltiensis</i> Yanet.	"	"
"	<i>E. emmonsii</i> (Roming.)	Северная Америка	Верхи ниже- го девона
"	<i>Lecomptia</i> sp.	Широко распростра- ненная форма	Девон (главным образом нижний)

1	2	3	4
<u>Ругозы</u>			
Эмский и Эйфель- ский	<i>Barrandeophyllum cantab- ricum</i> Kullman	Северная Испания	Эмс
То же	<i>Tryplasma karcevi</i> Bulv.	Кузбасс	Нижний девон
"	<i>Syringaxon siluriense</i> (Mc'Coy)		Силур — нижний эйфель
"	<i>Pseudocervularia altaica</i> Tcherep.	Горный Алтай	Нижний эйфель
"	<i>Thamnophyllum tabulatum</i> Bulb.	Салаиркинские и шандинские слои Кузбасса	Эйфельский
"	<i>Altaioophyllum mongolicum</i> Ulit.	Горный и Рудный Алтай, Кузбасс	Средний девон
"	<i>Sulconophyllum tonchilum</i> Ulit.	Австралия, Горный Алтай	Эмс-эйфель- ский
"	<i>Heliophyllum</i> sp.	Европа	Средний и верх- ний девон (широ- кое распростра- нение)
"	<i>Amplexocarina</i> sp.	Канада	Нижний девон (широкое рас- пространение)
"	<i>Maikottaphyllum</i> sp.	Кунжакский гори- зонт Средней Азии	Нижний девон
"	<i>Phaulactis</i> sp.	Горный Алтай	Нижний девон
	<i>Cystiphyllodes</i> sp.		Нижний — сред- ний девон
	<i>Pilophyllum</i>		Верхний силур — нижний девон
	<i>Tabularia</i> sp.	Таймыр	Нижний девон
	<i>Tryplasma</i> sp.		Силур — сред- ний девон
	<i>Spongophyllum</i> sp.	Урал, Салаир, Китай, Алтай, Австралия	Нижний — сред- ний девон
	<i>Stenophyllum</i> sp.		Средний девон
	<i>Ptenophyllum</i> sp.	Тянь-Шань, Новая Земля	Средний девон (широкое рас- пространение); и известен также в нижнем девоне

1	2	3	4
<u>Мшанки</u>			
Эмский и Эйфельский	<i>Pseudobastomella interporosa</i> (Ulrich et Bassler)	Группа Гельдерберг (США)	Нижний девон
То же	<i>Lioclema netchlavense</i>	Борщовский горизонт. Подолия	Верхи верхнего силура
"	<i>L. pulchellum</i> Ulrich et Bassler	Группа Гельдерберг (США)	Нижний девон
"	<i>Monotrypa nonningensis</i> Hu Zha-ox	Китай	Средний девон
"	<i>M. tabulata</i> (Hall)	Группа Гельдерберг (США)	Нижний девон
"	<i>Semicoscinium magnum</i> Weshar.	Кунжакский горизонт, Средняя Азия	Нижний девон
"	<i>Hemitrypa</i> sp.	Широко распространенная форма	От нижнего девона до нижнего карбона
"	<i>Fistulopora</i> sp., <i>Fenestella</i> sp.	Широко распространенная форма	
<u>Криноидеи</u>			
"	<i>Hexacrinites kartzevae</i> Yelt. et Y. Dub.	Кузбасс, Армения, Центральное девонское поле	Живетский
"	<i>H. biconcavus</i> Yelt et Y. Dub.	Дальний Восток	Нижний — средний девон
"	<i>H. humilicarinatus</i> Yelt.	Кузбасс, Армения, Западная Европа	Средний девон
"	<i>H. cauliculatus</i> Y. Dub.	Салаир	Нижний девон
"	<i>Kuzbassocrinus binidigitatus</i> Yelt.	Кузбасс, Алтай	Средний девон
"	<i>Pentagonocyclus osteoricus</i> Schew.	Салаир, Тянь-Шань	Нижний девон
"	<i>P. textua</i> Y. Dub., <i>Tetragonocyclicus fuscus</i> Y. Dub., <i>T. fibriatus</i> Y. Dub., <i>Gurressocrinites</i> sp.	Кузбасс	Нижний девон
<u>Брахиподы</u>			
"	<i>Indelinia egorovi</i> Andr.	Урал	Нижнеэфельский
"	<i>Hebetoechia triangulariformis</i> Aleks.	Северо-Восток СССР	Верхи нижнего девона
"	<i>Conchidiella kedrowensis</i> Andr.	Урал	Эйфельский
"	<i>Leptaenopyxis bonei</i> (Barr.)	Чехословакия, Казахстан, Кузбасс	Верхи нижнего — низы среднего девона
"	<i>Atrypa schandiensis</i> Bžon	Шандинские слои Кузбасса	Эйфельский
"	<i>Spinatrypa bachatica</i> Aleks.	Салаир	Нижний эйфель

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4
Эмский Эйфель- ский	<i>Cyrtinopsis naliukini</i> Ržon.	Салаир,	От верхов нижне- го до верхов среднего девона
То же		Кузбасс	Эйфельский
"	<i>Schizophoria antiqua</i> Sol.	Западная Европа	Эмс
"	<i>Eospirifer secans</i> (Barr.)	Чехословакия	Правский ярус (нижний эмс)
"		Урал, Алтай	Верхняя половина нижнего девона
"	<i>Leptagonia</i> sp.	Широко распространен- ная форма	От нижнего до среднего девона
"	<i>Maoristrophia</i> sp. <i>Howellella</i> sp.	Казахстан, Австралия	Нижний девон Силур, девона
<u>Строматопоры</u>			
"	<i>Gerronostroma concetri-</i> <i>cum</i> Yavorsky	Кузбасс, Колыма	Нижний девон
"	<i>Stromatoporella</i> Yavorsky	Кузбасс	Эйфельский
"	<i>Chalf.</i>	"	
"	<i>S. artyschtsensis</i> Javorsky	"	Средний девон
"	<i>Actinostroma mamontovy</i> Yavorsky, <i>A. mamontovi</i> var. <i>plana</i> Yavorsky	"	Эйфельский
<u>Трилобиты</u>			
"	<i>Phacops eltaicus</i> Tschern.	Алтай	Эйфельский
"	<i>Ph. fecundus degener</i> Barr.	Чехословакия	Низы среднего девона
<u>Табуляты</u>			
Зигенский	<i>Riphaeolites virgosus</i> Yanet., <i>R. ramosus</i> Yanet., <i>Pachyfavosites vijaicus</i> Yanet.	Урал	Раннедевонские отложения
То же	<i>Favosites admirabilis</i> Dub., <i>F. kolymensis</i> Tschern., <i>F. multiformis</i> Dub., <i>Gephu-</i> <i>ropora crebispinosus</i> (Mir.)	Крековские слои Кузбасса	Зигенский
"	<i>Galiopora prisca</i> Schark.	Тарбагатай (Казах- стан)	"
<u>Ругозы</u>			
	<i>Lyriolasma chapmani</i> chap- mani Peddev.	Австралия	"
"	<i>Embolaphyllum</i> sp.	"	Нижний девон
"	<i>Pseudomicroplasma nesterow-</i> <i>skii</i> (Peetz.)	Крековские слои Кузбасса	Зигенский
	<i>Cystiphyllodes</i> sp.		Нижний — сред- ний девон
	<i>Syringaxon siluriense</i> (Mc'Coy)		Силур — нижний эйфель

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4
Зиген- ский	<i>Tryplasma</i> sp.	Кузбасс	Нижний девон
		<u>Мшанки</u>	
То же	<i>Lioclema netagla vense</i> Astr.	Борщовский горизонт	Жединский
"	<i>Fistulopora</i> sp.	Подолы	
"		Широко распростра- ненная форма	
"	<i>Eridotrypella</i> sp.nov.	Род исключительно девонский. Настоящий экземпляр близок к нижнедевонским видам США и Казахстана	
		<u>Брахиподы</u>	
"	<i>Iridistrophia devonica</i> (Nilova)	Прибалхашский гори- зонт Казахстана	Верхнежединс- кий – зигенский
"	<i>Schuchertella altaica</i> Rhalf.	Ганинские слои Алтая	Зигенский
"	<i>Levaena taeniclata</i> Rhalf.	Горный Алтай	Нижний девон
		<u>Криноидеи</u>	
"	<i>kuzbassocrinus decemlo- batus</i> Yelt.	Салаир	
"		Нижнекрековские слои	Жединский
"		Малобочатский горизонт	Зигенский
"		Казахстан	Жединский, зигенский
"		Восточное Приамурье, Урал	Нижний девон
"	<i>Decacrinus orientalis</i> Yelt.	Казахстан	Прибалхашский горизонт
"		Горный Алтай	Эйфельский
"		Восточное При- амурье	Нижний девон – эйфельский
"	<i>Aporretocrinus occultus</i> (Y.Dub.)	Салаир	Зигенский, мало- бочатский гори- зонт
"	<i>Saloirocrinus textua</i> (Y.Dub.)	Салаир	Нижнекрековс- кие слои и мало- бочатский горизонт
"		Горный Алтай	Эйфельский
"	<i>Mediocrinus persimilis</i> (Y.Dub.)	Салаир	Зигенский, мало- бочатский гори- зонт
		<u>Табуляты</u>	
Жединский	<i>Favosites kovechovi</i> Preob.	Низы нелюдимской свиты Северо-Вос- тока СССР	Жединский (низы)

Приложение 1 (окончание)

1	2	3	4
<u>Брахиподы</u>			
Жединский То же	<i>Spirigerina supramarginalis</i> (Khalf.)	Казахстан Соловьиные слои Горного Алтая	Жединский Жединский- зигенский
"	<i>Sphaerirhynchia vagranica</i> (Khod.)	Петропавловская свита Урала	Нижний девон
"	<i>Fergenella turkestanica</i> Nikif.	Урал и Соловьиные слои Горного Алтая	Низы раннего девона
"	<i>Atrypa lasuthini</i> Aleks.	Манакские слои Средней Азии	
		Толевчулышманские и нижнекреков- ские слои Салаира	
<u>Мшанки</u>			
"	<i>Pseudobatostomella interprosa</i> (Ulrich et Bassler)	Группа Гельдерберг (США)	Нижний девон
	<i>Eridotrypella</i> sp., <i>Hemitrypa</i> sp.	Роды, широко распространенные в девоне	
<u>Криноидеи</u>			
"	<i>Syndetocrinus natus</i> Stuk.	Караэспинский горизонт Ка- захстана	Ранний девон

Приложение 2

Местонахождение точек с фауной и флорой

Обр., №	Местонахождение	Район	Возраст
1	2	3	4
<u>Венд – кембрий</u>			
21	Правый берег р.Баян-Гол, в 7 км выше устья	Сомон Цаган-Олом	У
22	Левый берег р.Баян-Гол, в 800 м вверх по течению от обн. 21	То же	"
23	Там же, в 1 км вверх по течению от обн. 22	"	"
24а	Там же, в 400 м вверх по течению от обн. 23	"	"
24б	Здесь же, на правом берегу р.Баян-Гол, в 80 м выше по разрезу	"	"
24в	На правом берегу р.Баян-Гол, в 50 м выше по разрезу	"	У

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4
35а и б	Правый берег р.Баян-Гол, в 1,5 км выше обн. 24в и в 250-300 м выше входа в ушенье	"	V
35 в и г	Правый берег р.Баян-Гол, в 200-300 м вверх по течению от обн.35б	"	Cm ₁
84	Северное подножие горы Сатир-Ула	Сомон Наран	"
109	Меридиональное ушенье в горах Улан-Шанды-Ула, в 3,5 км к югу от сомона Наран	"	V
113	Северное подножие горы Дологой-Цахир-Ула	"	Cm ₁
193	Водораздельная часть хр.Хан-Тайшир, в 6 км к юго-западу от разв. Хантайшири-Хурэ	Гоби-Алтай (центр аймака)	Cm ₁ al
1003	Среднее течение р.Баян-Гол, близ родника	Сомон Цаган-Олом	Cm ₁ al (нижняя половина)
1004	Левый приток р.Саланы-Гол у начала ушья	Хр.Хасагт-Хайрхан	Cm ₁ al
1005-1007	Среднее течение того же притока	То же	"
1008	"	"	Cm ₁
1011	"	"	"
1012, 1013	Верховья того же притока	"	"
1014	Водораздельная часть хр.Хасагт-Хайрхан, в истоках левого притока р.Саланы-Гол		
<u>Ордовик</u>			
2,3,6, 11	Южное подножие высоты 2430	Оз.Хулму-Нур	O ₁₋₂ ar-I
34	В 6 км к юго-западу от горы Ширэ-Ула	"	O ₁ ar
36	Вершина сопки к югу от высоты 2430	"	O ₂ k ₂
45б	В 4 км от родника вверх по безымянному логу, к востоку от гор Дзэн-нуру	К северу от оз.Хулму-Нур	O ₃ ach
46в	В 1,8 км от обн.45б вниз по логу	"	"
46г	В 75 м вниз по логу от обн. 46в	"	"
47а	В 100 м вниз по логу от обн.46г	"	"
47б	В 50 м вниз по логу от обн.47а	"	"
50а	В 10 м к западу от оз.Цаган-Нур	Оз.Хулму-Нур	O ₂ k
57	Дорога Цэцэг-Дарив, в 5 км юго-востоку от горы Сальхат	Сомон Цэцэг	"
57а	Там же, в 2 км к юго-востоку от обн. 57	Оз.Хулму-Нур	"
43а	В 5,3 км от родника вверх по безымянному логу, к востоку от гор Дзэн-Нуру	Хр.Хаджингин-Нуру(к северу от оз.Хулму-Нур)	S ₁ ld ₃ =w ₁

Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4
436	Там же, в 300 м ниже обн.43а	Там же	S_1ld_{1-2}
446	Там же, в 500 м ниже обн. 436	"	S_1ld_{2-3}
44в	Там же, в 150 м ниже обн. 446	"	$S_1ld_3 = w_1$
103	Правый берег р.Уэнч-Гол у устья р.Хутний-Гол	Бассейн р.Уэнч-Гол	$S_1ld = w_1$
220а	Верховья лога, в 5 км к востоку от горы Тэргэту-Ара-Гуй-Ула	Юго-западный берег оз.Хара-Ус-Нур	S_1w
2206	В 50 м выше по логу от обн.220а	Там же	"
220в	В 200 м выше по логу от обн.2206	Там же	$S_1w_1 = ld$
<u>Девон</u>			
12	Северо-западное окончание известняковой гряды у южного подножия хр.Яматуин-Хара	Район сомона Тон-хили оз.Хулму-Нур	$D_1ems = D_2e$
12а	500 м к северо-востоку от высоты 2430	Там же	"
13	Кжное подножие хр.Яматуин-Хара, в 1 км к юго-востоку от обн.12	"	"
17	В 700 м к югу от оз.Цаган-Нур	"	"
29	В 1 км к северо-западу от высоты 2430	"	"
30	В 600 м к востоку от точки 29	"	"
31	Южный склон высоты 2430, в 4 км к северо-востоку от горы Агач-Ула	Район сомона Тонхил и оз.Хулму-Нур	$D_1ems = D_2e$
37	В 1600 км к востоку от обн. 31 и в 2 км к югу от горы Ширэ-Ура	"	"
116	Дорога Эрдэнэ-Чандмань, в 6 км к северу от сомона Эрдэнэ	Район сомона Эрдэнэ	D_1z
119	В 1,5 км к северо-востоку от обн. 116	Там же	"
122	В 4,5 км к восток-юго-востоку от горы Боро-Цахир-Ула, к западу от дороги Эрдэнэ-Чандмань	Район сомона Эрдэнэ	D_1z
147	Восточный склон горы Боро-Цахир-Ула	Район сомона Эрдэнэ	$D_1ems = D_2e$
161	В 15 км к юго-юго-западу от сомона Эрдэнэ, по старой дороге, идущей к юго-западу	Там же	D_1gd_1
1	Хребет Тоготин-Нуру, верховья лога в 2 км выше отметки 2984	Район сомона Цогт	$D_1ems = D_2e$
9	В 600 м к северу от обн.1	Там же	"
10	В 300 м выше по логу от обн.9	"	"
11	Верховья лога в хр.Цахир-Халгиин-Нуру, в 1,5 км ниже высоты 3669	Там же	"
12	В 400 м выше по логу от обн. 11	"	"

1	2	3	4
15	Верховья субмеридионального лога в хр.Цахир-Халгиин-Нуру, устье которого находится в 1,5 км к юго-западу от пер.Дучин-Даба	Там же	D _{1z}
16	Место раздвоения того же лога, в 700 м ниже обн. 15	Район сомона Цогт	D _{1gd} ₂
61	В 3 км к северо-западу от высоты 3669; там же, где обн. 11	"	D _{1z}
63	Северо-западный склон хр.Цахир-Халгиин-Нуру, в 1 км к северо-западу от обн. 61	"	D _{1gd} ₂
64	Северо-западный склон хр.Цахир-Халгиин-Нуру, в 900 м Севернее обн.61	"	"
66	Северный склон хр.Цахир-Халгиин-Нуру, в 1200 м восточнее обн. 63	Район сомона Цогт	D _{1gd} ₂
69	Северный склон хр.Цахир-Халгиин-Нуру, в 1,3 км от пер.Дучин-Даба	Там же	D _{1z}
76	Известняковая гряда, в 2 км к юго-западу от родн.Кошу-Булак, вверх по логу	"	D _{1gd} ₂
88	Правый берег р.Тахилтин-Гол, в 6 км к западу от пер.Дучин-Даба, в 1 км к северу от дороги на сомон Цогт	"	"
90	Правый берег р.Тахилтин-Гол, в 3 км к северо-западу от обн.88	"	D _{1ems} =D _{2e}
92	На той же известняковой гряде, 1 км западнее обн. 90	"	"
201	Северный склон хр.Цахир-Хулгиин-Нуру, в 100-150 м к югу от обн.69	"	D _{1z} -D _{1ems} (контакт)
21-23	Долина р.Цэлин-Гол, 2 км ниже устья р.Гонт-Гол	Сомон Цэл	D _{1z} ?
124	Правый берег р.Гонт-Гол, в 800 м выше впадения ее в р.Цэлин-Гол	"	D _{1ems} =D _{2e}
99	Река Уэнч-Гол, 1200 м выше устья р.Хутний-Гол, у дороги на г.Кобдо	Река Уэнч-Гол	D ₁₋₂
<u>Карбон</u>			
69	Левый берег р.Хошутуин-Гол, в 4 км к юго-юго-востоку от горы Кошот	Сомон Цэцэг	C ₃
76	Дорога Цэцэг - Дарив, в 12 км севернее оз. Цэцэг	"	C _{1n} -C ₂
86	Устье р.Холусутай-Гол, возвышенность Тосархан-Хара-Ула	Сомон Цэл	C _{1t}

Приложение 2 (окончание)

1	2	3	4
139	Юго-западное подножие горы Мэргэн-Ула, в 4 км к юго-западу от отметки 1883	Барунхурай-ская котловина	C ₁ ^{v-n}
140	Гора Мэргэн-Ула, в 1,5 км вверх по логоу от обн. 139	Там же	"
142	Там же, в 1 км вверх по логоу от обн. 140	"	"
143	Там же, в 400 м к северу от обн. 142	"	"
163	Северный склон горы Сараин-Шандони-Хара-Ула, в 300 м от ее вершины.	Заалтайская Гоби	C ₁ ^t
240	Гора Сомон-Хайрхан-Ула, в 12 км к северо-востоку от кол. Боны-Худук	"	C ₁ ^{v-n}

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В.А. 1961а. Краткий очерк стратиграфии силурийских отложений Долины Больших озер в сопоставлении с силуром Тувинского прогиба. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.
- Амантов В.А. 1961б. Геология и проблема геолого-структурного районирования северо-запада Монголии (Озерная зона и Западный Хангай). — Автореф. канд. дисс. Л., ЛГУ.
- Амантов В.А. 1963. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Амантов В.А., Благоданов В.А., Борзаконский Ю.А., Дуранте М.В., Зоненшайн Л.П., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Филиппова И.Б., Хасин Р.А. 1970. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М., "Наука".
- Амантов В.А., Борзаконский Ю.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Хасин Р.А., Хурц Ч. 1968. Основные черты тектоники Монголии. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., "Наука".
- Амантов В.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С. 1962. О развитии геологических структур Западной Монголии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Амантов В.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Хасин Р.А. 1966. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., "Недра".
- Амантов В.А., Матросов П.С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.
- Беззубцев В.В. 1963. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Беззубцев В.В., Волчек И.И. 1963. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Беззубцев В.В., Лувсанданзан Б., Федоровский В.А. 1963. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии. — Там же.
- Благоданов В.А., Зайцев Н.С. 1972. Джидинская зона ранних каледонид Монголии. — Геотектоника, № 6.
- Благоданов В.А., Федоров Е.Е. 1970. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л., Иванов А.Х., Маринов Н.А., Мокшанцев К.Б. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат.
- Геологическая карта Монгольской Народной Республики, под ред. Н.А. Маринова. 1971. М., Министерство геологии СССР и Министерство топливно-энергетической промышленности МНР.
- Геология Монгольской Народной Республики, т. I и II. 1973. М., "Недра".
- Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1971. Герцинии Монголии и проблема Палеотетиса. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. 1970. Наложенные структуры Северо-Западной Монголии. — В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX геологической службе МНР. Улан-Батор, Изд-во АН МНР.
- Ерофеев Б.Н., Маринов Н.А. 1970. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., "Недра".

- Зоненшайн Л.П. 1967. Тектоника складчатых областей Центральной Азии. — Геотектоника, № 6.
- Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра".
- Зоненшайн Л.П., Дуранте М.В., Маркова Н.Г., Филиппова И.Б., Чехович М.В. 1970. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М., "Наука".
- Иванов А.Х. 1953. Геология и полезные ископаемые Кобдоского района Монгольского Алтая. — Труды Монгольской Комиссии АН СССР, вып. 2. М.
- Иванов А.Х. 1961. Сравнительная геология трех окраинных районов Монголии и обоснование тектонического районирования страны. — Труды Бурятского научно-исследовательского института СО АН СССР, серия геол., вып. 7. Улан-Удэ.
- Ильин А.В., Журавлева И.Т. 1968. О границе кембрия и докембрия Прикосоколья (МНР). — Докл. АН СССР, серия геол., т. 182, № 5.
- Келлер Б.М. 1971. Венд и юдомий. — Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3.
- Келлер Б.М. 1973а. Венд, юдомий и терминальный рифей (вендомий). — Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Келлер Б.М. 1973б. Рифей и его место в единой стратиграфической шкале докембрия. — Сов. геол., № 6.
- Келлер Б.М., Аксенов Е.М., Королев В.Г., Крылов И.Н., Розанов А.Ю., Семиханов М.А., Чумаков Н.М. 1974. Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. — В кн.: Итоги науки и техники. Стратиграфия и палеонтология, т. 5, М., ВИНТИ.
- Коптева В.В. 1964. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан). — Труды Лаборатории палеовулканологии КазИМС, вып. 3. Алма-Ата.
- Корень Т.Н., Маркова Н.Г. 1975. Новые находки граптолитов силура Монголии. — В сб.: Труды II Всесоюзного коллоквиума по граптолитам. Таллин, "Валгус".
- Лувсанданзан Б. 1963. Гранитоидные комплексы северо-западной части Монгольского Алтая. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Лувсанданзан Б. 1970. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М., "Наука".
- Маринов Н.А. 1967. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., "Недра".
- Маркова Н.Г., Коробов М.П., Журавлева З.А. 1972. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 47, вып. 1.
- Маркова Н.Г., Павленко А.С. 1972. Вулкано-плутоническая ассоциация орогенного этапа развития Монголо-Алтайской зоны каледонид. — Докл. АН СССР, т. 206, № 1.
- Маркова Н.Г., Федорова М.Е. 1971. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере Юго-Западной Монголии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
- Маркова Н.Г., Шаркова Т.Т. 1974. Девонские отложения южной части Монгольского Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Матросов П.С. 1960. Основные черты стратиграфии девонских отложений Барун-Хурайской котловины. — Сов. геол., № 4.
- Матросов П.С. 1966. К тектонике Барун-Хурайской котловины. — В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., "Недра".
- Махин Ю.В., Павленко А.С. 1966. Сапгиленский комплекс. — В кн.: Геология СССР, т. XXIX, Тувинская АССР, ч. I Геологическое описание. М., "Недра".
- Моссаковский А.А. 1973. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной коры. — Автореф. докт. дисс. М., ГИН.
- Никитина Л.Г. 1959. Геологическое строение вулканического аппарата г. Машан в хр. Чингиз. — Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3 (36).
- Павленко А.С., Лувсанданзан Б., Павленко В.С., Филиппов Л.В., Гарам Д., Болд Д., Орлова Л.П. 1970. Петролого-тектонические формирования гранитоидов МНР в связи с проблемой металлогенического прогнозирования. — В кн.: Труды Научно-исследовательского геологического института. Улан-Батор, Изд-во АН МНР.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В. 1972. Проблема внутригеосинклинальных эвгеосинклиналей. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Тектоника. М., "Наука".

- Разумовская Е.З. 1946. К стратиграфии Монгольского Алтая. — Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Розанов А.Ю., Миссаржевский В.В., Волкова Н.А., Воронова Л.Г., Крылов И.Н., Келлер Б.М., Королюк И.К., Лендзион К., Михняк Р., Пыхова Е.Г. 1969. Том-мотский ярус и проблема нижней границы кембрия. — Труды ГИН АН СССР, вып. 206.
- Семихатов М.А., Серебряков С.И. 1957. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна. — Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Синицын В.М. 1956а. Основные элементы геологической структуры Гоби. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 61, вып. 6.
- Синицын В.М. 1956б. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.
- Синицын В.М. 1959. Центральная Азия. М., Географгиз.
- Смирнов Я.Б. 1967а. Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления. — Докл. АН СССР, т. 167, № 2.
- Смирнов Я.Б. 1967б. Исследования генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. — Докл. АН СССР, т. 177, № 1.
- Соколов Б.С. 1964. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Геология докембрия. М., "Наука".
- Соколов Б.С. 1972. Вендский этап в истории Земли. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Палеонтология. М., "Наука".
- Соколов Б.С. 1974. Проблема границы докембрия и кембрия. — Геол. и геофиз., № 2.
- Суетенко О.Д. 1970. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии. — В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 1. М., "Наука".
- Суетенко О.Д. 1971. Тектоника палеозойских Юго-Восточной Монголии. Автореф. канд.дисс. М., ГИН АН СССР.
- Тезисы докладов совещания по верхнему докембрию (рифю) Русской платформы. 1974. М. Тектоника Монгольской Народной Республики. 1974. — Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, вып. 9. М., "Недра".
- Цай Д.Т. 1975. Граптолиты ордовика Монголии. — В сб.: Труды II Всесоюзного colloquium по граптолитам. Таллин, "Валгус".
- Cieslinski S., Rutkowski E. 1962. Archeocyjaty południowowschodniego kranca Kotliny Wielkich Jezior w Mongolii. — Prz. geol., nr. 7. Warszawa.
- Don J., Dumicz M. 1964. Budowa geologiczna południowej części obszaru górskiego Chasagtu-Chairchan-Ul w Zachodniej Mongolii. — Roczn. Pol. Towarz. Geol., t. 34. Krakow.
- Don J., Dumicz M. 1968. On the boundary of the Palaeozoic in West Mongolia. — Bull. de l'Académie Polonaise des Sciences, vol. 16, N 2.
- Kozłowski S., Sliwinski S. 1964. Budowa geologiczna północnej części gór Chasagtu-Chairchan-Ul w Zachodniej Mongolii. — Roczn. Pol. Towarz. Geol., t. 34. Krakow.
- Rutkowski E., Borucki J. 1965. Pierwsze datowanie bezwzględne (K-Ar) granitoidów Mongolii Zachodniej. — Kwart. Geol., t. 9, N 3. Warszawa.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Тектоническое районирование	7
Стратиграфия	15
Венд-кембрий	15
Дзабханская зона	16
Озерная зона	22
Ордовик	31
Монголо-Алтайская зона	31
Южно-Монгольская зона	40
Силур	42
Озерная зона	42
Монголо-Алтайская зона	43
Южно-Монгольская зона	46
Девон	54
Дзабханская зона	55
Озерная зона	56
Монголо-Алтайская зона	57
Южно-Монгольская зона	63
Карбон	85
Северная область (Монголо-Алтайская и Озерная зоны)	85
Южно-Монгольская зона	87
Нижнекаменноугольные отложения	87
Средне-верхнекаменноугольные отложения	96
Заключение	100
Приложение 1,2	104
Литература	114

ГАРЧИГ

Оршил	5
Тектоникийн мужлал	7
Стратиграфи	15
Венд-кембрий	15
Завханы бус	16
Их Нууруудын бус	22
Ордовик	31
Монгол Алтайн бус	31
Өмнөт Монголын бус	40
Силур	42
Их Нууруудын бус	42
Монгол Алтайн бус	43
Өмнөт Монголын бус	46
Девон	54
Завханы бус	55
Их Нууруудын бус	56
Монгол Алтайн бус	57
Өмнөт Монголын бус	63
Карбон	85
Хайт хэсэг (Монгол Алтай ба Их Нууруудын бус)	85
Өмнөт Монголын бус	87
Доод карбоны хурдас	87
Дунд-дээд карбоны хурдас	96
Дүгнэлт	100
Хавсралт 1,2	104
Ашигласан хэвлэл	114

CONTENTS

Introduction	5
Tectonic zonation	7
Stratigraphy	15
Vendian—Cambrian	15
Dzabkhan zone	16
Lake zone	22
Ordovician	31
Mongolo—Altai zone	31
South—Mongolian zone	40
Silurian	42
Lake zone	42
Mongolo—Altai zone	43
South—Mongolian zone	46
Devonian	54
Dzabkhan zone	55
Lake zone	56
Mongolo—Altai zone	57
South—Mongolian zone	63
Carboniferous	85
Northern region (Mongolo—Altai zone and Lake zone)	85
South—Mongolian zone	87
Lower Carboniferous deposits	87
Middle—Upper Carboniferous deposits	96
Conclusion	100
Addendum 1,2	104
Bibliography	114

Наталья Гавриловна НАРКОВА

**СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ**

Труды совместной Советско-Монгольской
научно-исследовательской геологической
экспедиции, выпуск 12

Утверждено к печати
Советско-Монгольской научно-исследовательской
геологической экспедицией

Редактор Л.П. Зоненгайн

Редактор издательства Л.В. Миравова

Художественный редактор В.А. Чернецов

Технический редактор Г.В. Лазарева

Подписано к печати 14/VII -75 г. Т-10965

Усл.печ.л. 10,5. Уч.-изд.л. 10,7.

Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1.

Тираж 800 экз. Тип. зак. 257.

Цена 1р.07 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

1-я типография издательства "Наука". 199034,

Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1 р. 07 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»