

МНР-1



СТРАТИГРАФИЯ
И ТЕКТОНИКА
МОНГОЛЬСКОЙ
НАРОДНОЙ
РЕСПУБЛИКИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ
ХОДОЛМОРИЙН ГАВЬЯАНЫ

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХУРЭЭЛЭН

ГЕОЛОГИЙН
ХУРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL
INSTITUTE

GEOLOGICAL
INSTITUTE

БУГД НАЙРАМДАХ
МОНГОЛ АРД УЛСЫН
СТРАТИГРАФИ БА ТЕКТНИК

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ
ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 1

ЭРЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ ШУА-ийн сур.-гйшуун *Б. Лувсанданган*,
Н. А. Маринов (хариуцлагатай эрхлэгч),
академич *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*,
академич *А. В. Пейс*, *П. П. Тимофеев*, *О. Төмөртоого*,
академич *А. Л. Яншин*

1 9 7 0

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

М О С К В А

СТРАТИГРАФИЯ
И ТЕКТОНИКА
МОНГОЛЬСКОЙ
НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 1

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев, член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсанданзан*,
Н. А. Маринов (ответственный редактор),
академик *В. В. Меннер*, *Т. Г. Павлова*,
академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Томуртогоо*,
академик *А. Л. Яншин*

1 9 7 0

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
М О С К В А

STRATIGRAPHY AND TECTONICS
OF THE MONGOLIAN
PEOPLES REPUBLIC

THE JOINT
SOVIET MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

(TRANSACTIONS, VOL. 1)

EDITORIAL BOARD:

N. S. Zaitsev, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences
B. Luvsandansan, *N. A. Marinov* (responsible editor),
academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*,
academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tumortogoo*,
academician *A. L. Yanshin*

Сборник содержит новые материалы по стратиграфии и тектонике различных районов Монгольской Народной Республики, а по некоторым стратиграфическим подразделениям — по всей стране в целом. Помещенные в сборнике данные, полученные главным образом за последние 3—4 года ее геологического изучения, вносят существенные уточнения в прежние представления о стратиграфии и тектонике характеризуемых районов. Некоторые материалы дают совершенно новую трактовку особенностям их геологического строения.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Монгольская Народная Республика расположена в центральной части Азиатского материка. Ее площадь достигает почти 1,6 млн. км². На протяжении более чем 2700 км она граничит на севере, востоке и западе с Советским Союзом, складчатые структуры которого из смежных с Монголией районов Забайкалья и Прибайкалья, Саяно-Алтайской области и Восточного Казахстана уходят в ее пределы.

В географическом и геологическом отношении территория Монголии чрезвычайно специфична и разнообразна. Этому она, по-видимому, обязана не только своим положением в области так называемой высокой Азии, но и расположением между древнейшими и крупнейшими геоструктурными элементами Азии — Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской и Таримской платформами — на юге, обусловившими сложное развитие, сочетание и взаимоотношение разновозрастных складчатых поясов и систем, занимающих всю площадь Монголии.

Горные сооружения Монголии богаты рудными и нерудными полезными ископаемыми. Все это уже давно стало привлекать внимание исследователей.

Географо-геологическое изучение Монголии началось около 100 лет назад — с последней четверти прошлого века. Оно связано прежде всего с именами русских путешественников — географов и геологов. Именно русские исследователи, во главе которых на первых этапах изучения стоял академик В. А. Обручев, внесли наибольший вклад в дело познания геологического строения Монголии. Однако до 20-х годов текущего столетия, т. е. до прихода в страну в 1921 г. народной власти, территория Монголии в геологическом отношении оставалась чрезвычайно слабо изученной. В 20-х годах много новых данных о геологии Монголии принесли экспедиционные исследования, организованные Академией наук СССР, производившиеся под руководством И. П. Рачковского. Результаты их опубликованы в 30-х годах в серии выпусков трудов Монгольской комиссии Академии наук СССР и Комитета наук МНР.

С 30-х же годов на территории Монголии стали проводиться более систематические геологоразведочные работы, осуществлявшиеся советскими организациями при активном участии монгольских специалистов; были сделаны важные научные обобщения и решен ряд практических задач, связанных с выявлением некоторых закономерностей пространственного размещения полезных ископаемых. За эти годы опубликованы многочисленные статьи, очерки и ряд монографий по стратиграфии, тектонике, истории геологического развития, магматизму, закономерностям формирования и распространения подземных вод и главнейших полезных ископаемых, изданы первые сводные геологические карты страны масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 1 500 000, составленные большим коллективом советских и монгольских геологов.

Особенно большая роль в работе по обобщению накопленных материалов в последние годы принадлежит крупным исследователям Монголии —

Н. А. Маринову и Р. А. Хасину. Ими же в соавторстве с другими геологами написана и сводная работа «Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых Монголии», помещенная в книге Н. А. Маринова «Геологические исследования Монгольской Народной Республики». В этой работе обобщены и подведены итоги всех геологических исследований, проведенных до 1964 г. включительно.

В настоящее время в Монголии на базе всех ранее проведенных исследований и выросших национальных кадров геологов создана национальная геологическая служба, осуществляющая все геологоразведочные работы в стране при активной помощи геологических организаций Советского Союза, а в последние годы и некоторых других социалистических стран.

Однако проведенные работы все же далеко не достаточны для решения целого ряда как общетеоретических научных проблем, так и практических вопросов, непосредственно связанных с нуждами народного хозяйства МНР.

Достаточно указать, что геологическая изученность территории Монголии весьма неравномерна и в целом во многом еще очень несовершенна. Среди общегеологических и теоретических проблем, требующих дальнейшей разработки, на первом месте стоят вопросы тектонического районирования, возникновения и истории развития структур в целом, вопросы новейшей тектоники и формирования современного рельефа, вопросы разработки стратиграфии ряда геологических подразделений, а особенно докембрия и раннего палеозоя, вулканических толщ верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, континентальных образований мезозоя и кайнозоя с их богатейшими местонахождениями уникальной фауны позвоночных, вопросы интрузивного магматизма разного возраста и его связей со структурами, вопросы геохимии и металлогении магматических образований, вопросы пространственных и временных закономерностей размещения полезных ископаемых и многие другие.

В целях разработки и решения данных проблем между Академиями наук СССР и МНР в начале 1967 г. были заключены соглашения, в соответствии с которыми при Геологическом институте Академии наук СССР в этом же году была организована многолетняя совместная Советско-Монгольская научно-исследовательская геологическая экспедиция. Ее общей задачей является проведение на территории Монголии комплексных научно-исследовательских геологических работ, направленных на решение указанных выше проблем и особенно на выяснение условий формирования и пространственных закономерностей размещения главнейших полезных ископаемых, а также оказание помощи в подготовке квалифицированных научных кадров для Геологического института Академии наук МНР.

За два года исследований (1967—1968 гг.) экспедицией собран по различным геологическим проблемам достаточно большой новый фактический материал, расширяющий наши представления о геологическом строении Монголии и позволяющий решать с учетом всего накопленного ранее некоторые общетеоретические вопросы.

Все полученные данные и вытекающие из них обобщения экспедиция в соответствии с соглашениями будет публиковать как в периодической печати в виде отдельных статей, так и в трудах совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции.

В настоящее время подготовлены к печати первые четыре выпуска трудов экспедиции. Все они являются тематическими сборниками. Первые два из них — настоящий сборник «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики» и «Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии» — написаны группой авторов еще на основе материалов «доэкспедиционных» исследований последних лет; новые материалы, полученные в результате работ Советско-Монгольской экспедиции, учтены в них лишь частично.

Выпуски третий и четвертый, посвященные стратиграфии и фауне мезозойских и кайнозойских отложений Западной Монголии, обобщают уже преимущественно материалы работ экспедиции.

В первом выпуске помещено семь статей. Первая из них, написанная большой группой авторов, является обобщающей по стратиграфии палеозоя и самой верхней части докембрия (венда?) всей Монголии. Описание в ней дается в соответствии с принятым авторами структурным районированием, изображенным на тектонической схеме, которая развивает и уточняет тектонические схемы, опубликованные теми же авторами в упомянутой выше книге Н. А. Маринова. Не все в этой схеме совершенно (особенно в отношении терминологии и проведении границ между различными складчатыми системами), но и в таком виде она представляет дальнейший шаг вперед в наших взглядах на тектонику Монголии. В статье приводится схема стратиграфии палеозоя страны, в значительной своей части обоснованная органическими остатками и отражающая уровень современных знаний. Статья сопровождается новыми биостратиграфическими данными, таблицами корреляции отложений различных структурных зон и литолого-фациальными схемами осадконакопления.

В статье О. Д. Суетенко дается более подробное описание докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии, а в статье Б. Лувсанданзана — палеозойских отложений Монгольского Алтая. Авторами приводится характеристика формационно-литологических особенностей всех выделяемых стратиграфических подразделений, а их возраст обоснован обширным палеонтологическим материалом, главным образом из последних сборов.

Новые данные по стратиграфии среднедевонских отложений Северо-Западного Хангая и нижнекарбонových Юго-Западной Монголии приведены в статьях В. А. Благодирова и Б. Лувсанданзана.

Статья Л. П. Зоненшайна, М. В. Дуранте, Н. Г. Марковой, И. Б. Филипповой и М. В. Чехович посвящена описанию геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая. На основании выполненного формационного анализа авторы показывают, что эти складчатые сооружения принадлежат ранневариссийской Южно-Монгольской системе и состоят из ряда зон поднятий и прогибов, а по типу своего развития отвечают типичным эвгеосинклиналям.

Особенности тектонического строения Северной Гоби описаны в статье А. А. Храпова. В ней рассматриваются разновозрастные и разнотипные структурные комплексы, принимающие участие в строении Северо-Гобийского антиклинория, и устанавливается, что основные черты этой структуры сформированы в каледонский этап.

Помещенные в сборнике статьи представляют ценный вклад в дальнейшее познание геологии Монголии.

В дальнейшем в трудах экспедиции будут публиковаться законченные монографические работы по различным проблемным вопросам. В настоящее время можно лишь указать, что ближайший выпуск трудов будет посвящен мезозойским редкометалльным гранитоидам Монголии и связанной с ними минерализации.

Хочется надеяться, что эти труды экспедиции принесут пользу не только для познания геологического строения и условий формирования некоторых полезных ископаемых МНР и смежных территорий СССР, но и для разработки некоторых общетеоретических вопросов, связанных с развитием геологических структур Евразии и, может быть, более обширных территорий.

Н. С. Зайцев

*В. А. Амантов, В. А. Благоурагов, Ю. А. Борзаковский,
М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайн, Б. Лусанданзан, П. С. Матросов,
О. Д. Суетенко, И. Б. Филиппова, Р. А. Хасин*

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ПАЛЕОЗОЯ МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

На протяжении палеозойской эры на территории Монголии развернулись главнейшие события ее геологической истории: развитие разнообразных геосинклинальных прогибов, их замыкание и складчатость, формирование структур орогенного этапа. В связи с этим решение многих ключевых проблем тектоники, магматизма и металлогении Монголии так или иначе связано с прогрессом в познании стратиграфии палеозойских отложений. Интерес к изучению стратиграфии палеозоя объясняется еще и тем, что территория страны занимает узловое положение в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса, представляя собой связующее звено между складчатыми системами Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области, Забайкалья, Северо-Западного и Северо-Восточного Китая. На востоке Монголии палеозойские складчатые сооружения служили тем основанием, на котором возникли широко распространенные в Восточной Азии структуры, связанные с мезозойской активизацией.

В разработке стратиграфии палеозоя различных областей страны в разное время участвовали С. Н. Алексейчик, В. В. Беззубцев, В. А. Бобров, А. Г. Вологдин, В. И. Гольденберг, Б. И. Данилов, В. В. Дельнов, Ю. С. Желубовский, А. Х. Иванов, А. В. Ильин, Б. М. Казаков, З. А. Лебедева, В. А. Макаров, Н. А. Маринов, М. Ф. Нейбург, В. А. Обручев, Ю. Я. Петрович, И. П. Рачковский, Э. Рутковский, П. П. Сизова, В. М. Сивичин, М. А. Усов, Н. Н. Херасков, А. А. Храпов, Г. И. Хубульдиков, Б. Б. и Н. Е. Чернышевы, авторы настоящей статьи и многие другие исследователи. Изучением органических остатков занимались Г. Г. Астрова, М. А. Болховитинова, Н. П. Вербицкая, Е. В. Владимирская, Ю. И. Воронин, В. Н. Дубатов, Р. С. Елтышева, И. Т. Журавлева, З. А. Журавлева, О. П. Ковалевский, Т. Н. Корень, И. К. Королюк, Г. П. Котляр, О. Ф. Лазуткина, З. А. Максимова, Е. А. Модзалевская, И. П. Морозова, С. В. Мейен, Е. Е. Павлова, Н. М. Петросян, Г. П. Радченко, М. Н. Соловьева, С. И. Стрельников, Н. Я. Спасский, Л. М. Улитина, В. Д. Чехович, Т. Т. Шаркова, Н. А. Шишова, А. Л. Юрина и др.

Накопленный за все годы обильный фактический материал сведен в монографиях Н. А. Маринова (1957), В. Г. Васильева и др. (1959). Многочисленные новые данные, полученные в последнее десятилетие, лишь частично опубликованы в работе В. А. Амантова и др. (1967).

Палеозойские отложения Монголии отличаются большим разнообразием. Их состав и строение резко меняются в зависимости от структурной обстановки. Поэтому рассмотрение стратиграфии палеозоя на современном уровне может быть сделано лишь с привязкой к определенным тектоническим зонам и складчатым системам. На территории Монголии выделяется семь таких систем: Северо-Монгольская, Монгольско-Алтайская, Монголо-Амурская, Центрально-Монгольская, Южно-Монгольская, Южно-Гобийская и Внутренне-Монгольская (рис. 1).

Северо-Монгольская система — непосредственное продолжение ранних палеозойских Алтае-Саянской и Селенгино-Яблоновой областей юга Си-

бири. Крайнюю ее северную часть составляет Тувино-Монгольский массив, образованный преимущественно позднепротерозойским структурным комплексом, на котором сформировался Прихубсугульский венд-нижнекембрийский прогиб. К югу от Хангайского и Аргынгольского глубинных разломов располагаются венд-нижнекембрийские Озерная, Идэрская, Джиндинская, Цагаоломская и Тарято-Селенгинская структурные зоны, закончившие свое геосинклинальное развитие в середине кембрия. На этом складчатом основании располагаются наложенные структуры ордовикского, силурийского, девонского (юго-запад Тувинского прогиба), каменноугольного (Орхонский прогиб) и пермского возраста (Селенгинский вулканический пояс).

На крайнем западе страны располагается *Монгольско-Алтайская система*, продолжающая к юго-востоку структуры Горного Алтая и Западного Саяна. Ее отличительная особенность состоит в широком развитии мощных, сложноскладчатых терригенных толщ, охватывающих средний и верхний кембрий, ордовик, а местами и силур. Эта система расчленяется на две зоны: Хархиринскую и Монгольско-Алтайскую.

В девоне на позднекладчатом основании сформировался Делюно-Сагсайский прогиб, смыкающийся на севере с Юстыдским прогибом Горного Алтая.

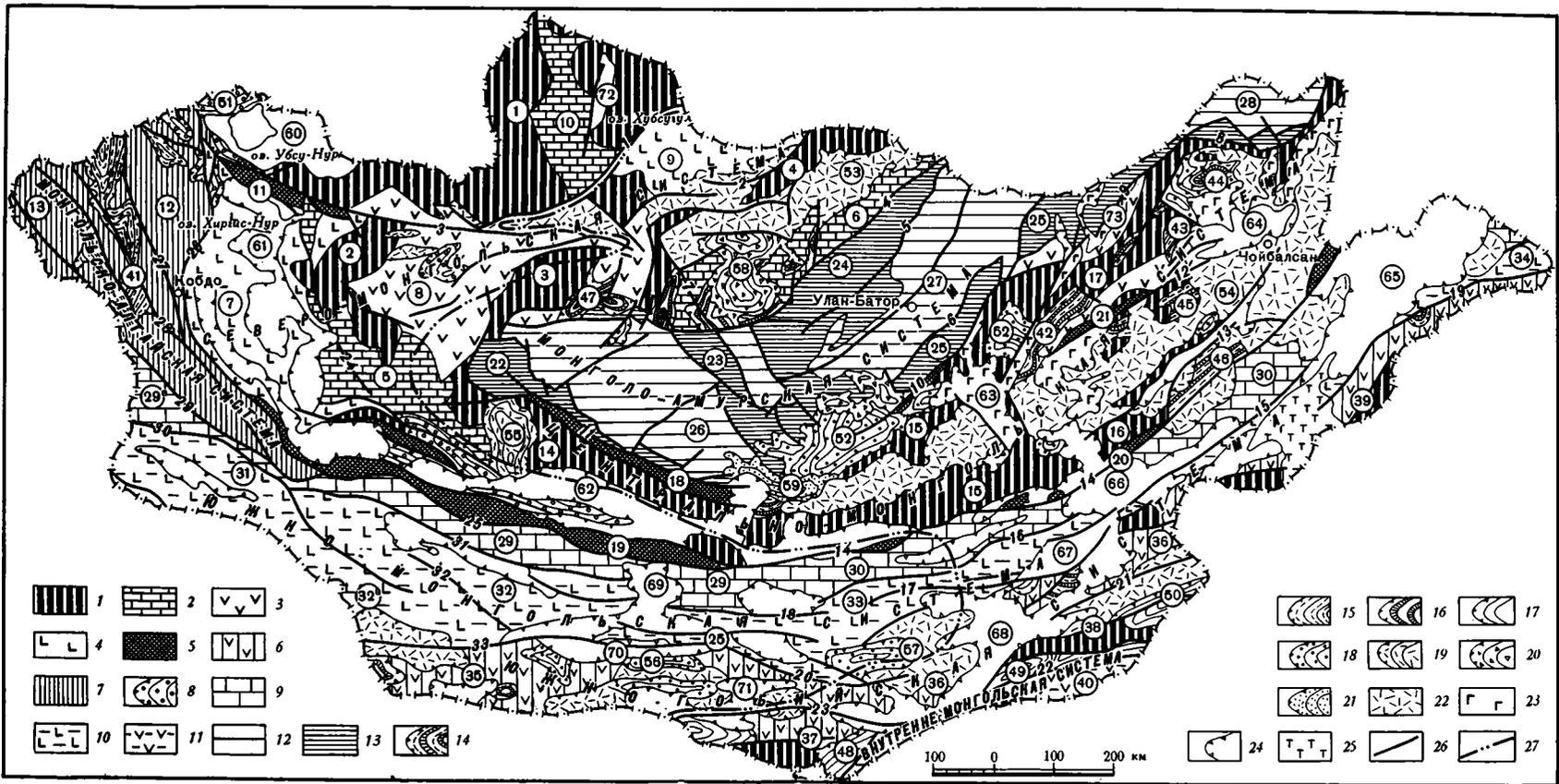
В Центральную и Северо-Восточную Монголию проникают структурные элементы *Монголо-Амурской системы*, выклинивающейся в Хангае. Отложения этой системы расчленяются на два комплекса: позднекембрийско-нижнепалеозойский, выступающий в краевых и поперечных поднятиях (Северо- и Южно-Хэнтэйском, Западно- и Восточно-Хангайском), и средне-верхнепалеозойский, выполняющий внутренние прогибы (Хэнтэйский, Хангайский, Агинский).

Центрально-Монгольская складчатая система обрамляет с юга Монголо-Амурскую. Она характеризуется многоярусным строением. Ее доколь образован докембрийскими и раннепалеозойскими комплексами, аналогичными соответствующим комплексам Северо-Монгольской системы. Этот доколь распадается на ряд блоков (Байдарикский, Средне-Гобийский, Южно- и Северо-Керуленский) и серию узких шовных прогибов (Баянхонгорский, Ихэ-Богдинский, Керуленский и др.). В среднем палеозое система обладала устойчивой геантиклинальной тенденцией развития. Лишь локально и преимущественно в девоне формировались наложенные (регенерированные) прогибы, территориально сочетавшиеся с типично орогенными структурами. К числу таких прогибов относятся Прикеруленский и ряд более мелких.

Верхнепалеозойский орогенный комплекс принимает участие в строении Предхэнтэйского межгорного прогиба, а также составляет нижний ярус Восточно-Монгольского вулканического пояса, закончившего свое развитие в мезозое.

Южно-Монгольская складчатая система, дугообразно окаймляющая с юга все перечисленные структурные элементы, является связующим звеном между среднепалеозойскими структурами Большого Хингана на востоке и Обь-Зайсанской и Джунгаро-Балхашской областями на западе. Герцинский геосинклинальный комплекс системы обнимает отложения от ордовика до девона или нижнего карбона включительно. По формационным особенностям различаются внешняя (северная) — Гоби-Алтайско-Сухэ-Баторская и внутренняя — Гобийско-Хинганская зоны, разделяющиеся на ряд частных прогибов и поднятий. Верхний палеозой представлен типичным орогенным комплексом.

На крайнем юге страны размещается Солонкерская зона *Внутренне-Монгольской системы*, большая часть которой находится на смежной территории Китая. Характерная особенность этой системы состоит в том, что в ее пределах развиты ниже-среднепалеозойские и преимущественно...



- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

верхнепалеозойские геосинклинальные комплексы. Формирование последнего началось в нижнем карбоне и закончилось в начале триаса.

Южно- и Внутренне-Монгольская системы разделены *Южно-Гобийской системой*, в пределах которой широкое распространение получили нижнепалеозойские и отчасти силурийские геосинклинальные отложения. Пограничное положение системы обусловило ее интенсивную средне-

Рис. 1. Схема тектонического районирования Монгольской Народной Республики

1 — Докембрийские (довендские) структурные комплексы в пределах древних массивов, геантиклинальных систем и выступов основания в палеозойских геосинклинальных системах. Каледонские (2—7) структурные комплексы (в том числе частично переработанные герцинскими движениями в пределах геантиклинальных систем). Раннекаледонские вулканогенные геосинклинальные зоны (2—5): 2 — относительно устойчивые зоны преимущественно с карбонатным осадконакоплением, 3 — то же, с андезит-дацитовым подводным вулканизмом, 4 — относительно подвижные зоны с основным подводным вулканизмом, 5 — офиолитовые (шовные) зоны; 6, 7 — позднекаледонские вулканогенные геосинклинальные зоны: 6 — вулканогенные, 7 — терригенные; 8 — наиболее крупные эпикаледонские орогенные структуры. Герцинские (9—13) структурные комплексы. Раннегерцинские вулканогенные геосинклинальные зоны (9—10): 9 — относительно устойчивые, с преимущественно карбонатно-терригенным осадконакоплением в девоне, 10 — относительно подвижные с интенсивным подводным вулканизмом основного состава в девоне. Позднегерцинские геосинклинальные зоны (11—12): 11 — вулканогенные, 12 — терригенные; 13 — раннепалеозойские структуры поднятий, обрамляющие позднегерцинские терригенные геосинклинальные зоны. Регенерированные прогибы в пределах геосинклинальных систем и более древних складчатых сооружений (14—17): 14 — силурийско-девонские, 15 — девонские, 16 — девонско-каменноугольные, 17 — верхнепалеозойские; 18 — наиболее крупные эпигерцинские орогенные структуры, 19 — в том числе субсеквентные вулканы. Наиболее крупные структуры мезозойской активизации (20—23): 20 — триасовые, 21 — юрские, 22 — вулканогенные пояса, позднепалеозойские и позднепалеозойско-раннемезозойские, 23 — площади развития позднемезозойских вулканитов; 24 — позднемезозойско-кайнозойские впадины платформенного типа; 25 — кайнозойское вулканическое плато Дарганага; 26 — основные разломы; 27 — западная граница ареала мезозойских интрузий. Цифры в кружках на карте: 1 — Тувино-Монгольский массив; 2—4 — выступы докембрийского основания: 2 — Сонгинский, 3 — Тарбагатайский, 4 — Бутили-нуринский. Структурно-формационные зоны. 5—11 — Северо-Монгольской системы: 5 — Цаганомонская, 6 — Тарято-Селенгинская, 7 — Озерная, 8 — Идэрская, 9 — Джидинская, 10 — Прихубсугульская, 11 — Ханхухэйская; 12, 13 — Монгольско-Алтайской системы: 12 — Хархиринская, 13 — Монгольско-Алтайская; 14—21 — Центрально-Монгольской системы: 14 — Байдаржская, 15 — Средне-Гобийская, 16 — Южно-Керуленская, 17 — Северо-Керуленская, 18 — Баянхонгорская, 19 — Ихэбогдинская, 20 — Ундуршиллинская, 21 — Керуленская; 22—28 — Монголо-Амурской системы: 22 — Западно-Хангайская, 23 — Восточно-Хангайская, 24 — Северо-Хэнтэйская, 25 — Южно-Хэнтэйская, 26 — Хангайская, 27 — Хэнтэйская, 28 — Агинская; 29—34 — Южно-Монгольской системы: 29 — Гоби-Алтайская; 29а — Булганская, 30 — Сухэ-Баторская, 31 — Барунхурайская, 32 — Эдэргиннуринская, 32а — Джунгарская, 33 — Гурбансайханская, 34 — Халхин-Гольская; 35—39 — Южно-Гобийской системы: 35 — Гоби-Тяньшаньская, 36 — Улавульская, 37 — Барунцохинская, 38 — Тототаньская, 39 — Нукутдабанская; Внутренне-Монгольской системы: 40 — Солонкерская; 40—50 — регенерированные прогибы: 41 — Делюно-Сагсайский, 42 — Прикеруленский, 43 — Хардзанынский, 44 — Баяндунгский, 45 — Шарахадинский, 46 — Тэбшинширинский, 47 — Орхонский, 48 — Дзамынхурэнский, 49 — Лугингольский, 50 — Байримбобинский; 51, 52 — межгорные прогибы: 51 — Тувинский (юго-западная часть), 52 — Предхэнтэйский; 53, 54 — вулканические пояса: 53 — Селенгинский, 54 — Восточно-Монгольский; 55—57 — мульды: 55 — Будаганская, 56 — Ноянсомонская, 57 — Баянбинская; 58—71 — межгорные впадины: 58 — Абзогская, 59 — Цаганобинская, 60 — Убусунурская, 61 — Больших Озер, 62 — Долиноозерская, 63 — Нилгинская, 64 — Чойбалсанская, 65 — Тамцагская, 66 — Восточно-Гобийская, 67 — Унэгэтинская, 68 — Даунбаинская, 69 — Холойская, 70 — Нэмэгетинская, 71 — Южно-Гобийская; 72, 73 — грабены: 72 — Хубсугульский, 73 — Ононский. Цифры у разломов: 1 — Арынгольский, 2 — Желтуринский, 3 — Хангайский, 4 — Баянгольский, 5 — Иругольский, 6 — Южно-Хэнтэйский, 7 — Орхонский, 8 — Ульдзинский, 9 — Ононский, 10 — Северо-Гобийский, 11 — Баянхонгорский, 12 — Керуленский, 13 — Дэлгирский, 14 — Ундуршиллинский, 15 — Нарынхидский, 16 — Сайхавдуланский, 17 — Мавлайский, 18 — Гурбансайханский, 19 — Модонобинский, 20 — Дзоленский, 21 — Уланбадархинский, 22 — Солонкерский, 23 — Элгигэнульский, 24 — Даабханский, 25 — Ихэбогдинский, 26 — Цаганшибэтский, 27 — Кобдинский, 28 — Толбонурский, 29 — Тургэнгольский, 30 — Булганский, 31 — Заалтайский, 32 — Эдэргиннуринский, 33 — Гоби-Тяньшаньский

верхнепалеозойскую активизацию, выразившуюся в формировании наряду с бесспорно орогенными структурами также ряда регенерированных прогибов (Лугингольского, Дзамынхурэнского и др.). Ортогональными расколами она разбита на ряд автономно построенных блоков (зон): Гоби-Тянь-Шаньский, Уланульский, Нукутдабанский, Тото-Шаньский и др.

Ряд исследователей (Амантов и др., 1968) группируют перечисленные складчатые системы в два мегаблока: Северный и Южный, разделенные Главным Монгольским глубинным разломом (Ихэ-Богдинско-Ундуршилским), проходящим вдоль северной границы Южно-Монгольской системы. Северный мегаблок характеризуется широким развитием позднепротерозойских и раннепалеозойских геосинклинальных отложений, преобладанием восходящих движений в среднем и верхнем палеозое и мозаично-блоковым сочетанием структурных элементов. Южному мегаблоку свойствен линейно-блоковый структурный рисунок и широкое развитие средне- и верхнепалеозойских геосинклинальных комплексов.

На территории Монголии известны стратифицированные образования всех систем палеозоя, а также отложения венда, тесно связанные с нижнекембрийскими осадками. Возраст выделяемых подразделений в большинстве случаев обоснован биостратиграфически. Однако ряд толщ лишен органических остатков и возраст их определяется условно, иногда в весьма широком интервале. Кроме того, хотя последовательность напластований в каждой из намеченных складчатых систем устанавливается достаточно определенно, корреляция разрезов между ними крайне затруднительна, в первую очередь из-за плохой изученности палеозойской фауны и флоры, которая, к тому же, нередко эндемична.

ВЕНД И КЕМБРИЙ

В составе венда и кембрия в Монголии палеонтологически обоснованы только нижнекембрийские и менее надежно вендские отложения, составляющие единый непрерывный комплекс. Средне- и верхнекембрийские образования фаунистически не доказаны и рассматриваются в составе нерасчлененного нижнего палеозоя.

Венд-нижнекембрийские отложения широко распространены в Северном мегаблоке, где образуют один из основных элементов стратиграфического разреза Северо-Монгольской системы. Они установлены также в Центрально-Монгольской системе. Предполагается, что отложения этого возраста присутствуют и в других системах, в том числе в Южном мегаблоке.

Венд и нижний кембрий представлены мощным морским полифаціальным комплексом, в состав которого входят карбонатные, терригенные и вулканогенные породы. От подстилающих протерозойских отложений он, как правило, отделен перерывом, а в некоторых местах и несогласием. В настоящее время известно достаточно много пунктов сбора нижнекембрийских и вендских органических остатков. Однако имеющийся палеонтологический материал не позволяет отграничить венд от нижнего кембрия и тем более провести погоризонтное или ярусное деление последнего. Можно лишь говорить о том, что выявленные комплексы археоциат соответствуют камешковскому и базаихскому, реже санаштыгольскому горизонтam. Только около сомона Идэр обнаружены археоциаты, принадлежащие, может быть, кенядинскому горизонту Сибирской платформы. Из-за недостаточной палеонтологической характеристики невозможно также унифицировать свиты, выделенные в различных зонах по литологическим особенностям.

Наиболее полно венд-нижнекембрийские отложения развиты в Прихубсугульском прогибе. Здесь они четко подразделяются на две

свиты (снизу вверх): эффузивно-терригенную — сархойскую и карбонатную — боксонскую. Нижняя свита на большей части прогиба сложена почти исключительно терригенными породами: аргиллитами, рассланцованными алевролитами, полимиктовыми кварцевыми песчаниками, в меньшей мере конгломератами, известняками, доломитами. На северо-западе Прихубсугуля эта свита целиком вулканогенная, образованная пестрыми по окраске андезитовыми и дацитовыми порфиридами, липаритовыми и дацит-липаритовыми порфирами при подчиненной роли основных эффузивов. Промежуточный, вулканогенно-терригенный характер нижняя свита имеет в зоне перехода между указанными разрезами на правом берегу р. Шишид-Гол, в нижнем течении рек Арасан-Гол и Хотон-Гол. Общая мощность нижней свиты достигает 3000 м. Органические остатки в ней не известны.

Выше располагается значительно более мощная (5000—5500 м) свита (серия), в которой примерно в равных количествах присутствуют известняки и доломиты, содержащие прослои и пачки алевролитов, песчаников, реже кремней и конгломератов. Терригенные породы особенно характерны для верхов разреза, где нередко несколько преобладают над карбонатными осадками. Весьма примечательны фосфориты, тяготеющие к низам этой свиты. В нижней половине существенно карбонатной свиты на разных уровнях известны многочисленные остатки вендских (юдомских) онколотов: *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. concretus* (Z. Zhur.), *V. enormis* (Z. Zhur.), *Ambigolamellatus horridus* (Z. Zhur.), *Osagia aculeata* (Z. Zhur.), *O. culumnata* (Reitl.), а также формы из группы *Asterosphaeroides* (Reitl.), *Radiosus* (Z. Zhur.).

В верхах толщи вблизи кровли и примерно в 1000 м от нее установлено богатое сообщество нижнекембрийских археоциат: *Ajacyathus speranskii* (Vol.), *A. ex gr. salebrosus* (Vol.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *Robustocyathus* cf. *plyseptatus* (Vol.), *R. ex gr. tomicus* (Vol.), *R. cf. monokensis* (Vol.), *R. robustus* (Vol.), *Nochorocyathus* cf. *mariinskii* Zhur., *Protopharettra bipartita* (Vol.), *Coscinocyathus elongatus* Born., *C. dianthus* Born., *Szeczyathus cylindricus* (Vol.), *Ethmophyllum* cf. *caveaguadratum* (Vol.), *Porocyathus mirabilis* (Zhur.), *Bicyathus ertaschkensis* (Vol.), *Dictyocyathus salairicus* (Vol.), *Capsulocyathus subcallosus* (Zhur.), *Loculicyathus membranivestites* (Vol.), *Leptosocyathus curvisseptatus* (Vol.).

Близкий разрез венд-нижнекембрийских отложений наблюдается в Цаганоломской зоне (бассейн р. Дзабхан). Здесь также выделяются примерно такие же по мощности эффузивная (дзабханская) и карбонатная толщи. Последняя в верхах нередко содержит довольно многочисленные горизонты терригенных пород и некоторыми исследователями (Беззубцев, 1963) подразделяется на две свиты — цаганоломскую и баянгольскую. Карбонатные отложения Цаганоломской зоны охарактеризованы в нижней части разреза вендскими онколитами: *Vesicularites lobatus* (Heite), *V. contasiosus* (Z. Zhur.), в верхней — следующим комплексом нижнекембрийских археоциат: *Protopharettra defarmis* Vol., *P. bifurcata* (Vol.), *Ajacyathus artecaveatus* (Vol.), *A. polyseptatus* (Vol.), *A. levigatus* (Vol.), *Loculicyathus minutus* (Vol.), *L. tulerulicyathus* (Vol.), *Archaeofungia naletovi* (Vol.), *Archaeocyathus yaworskii* (Vol.) и др. Определения археоциат из более ранних сборов приведены в работе А. Г. Вологодина (1940). Суммарная мощность всего разреза достигает 7000 м.

В других зонах венд-нижнекембрийские отложения существенно отличаются от рассмотренных и представлены чаще всего мощными вулканогенными образованиями подводного происхождения, которые имеют отличный состав в разных районах. Так, на западе Северо-Монгольской системы, в Озерной зоне, венд и нижний кембрий образованы многокилометровой вулканогенной серией, которая согласно существующим

описаниям (Амантов, 1963) распадается на две примерно равноценные по мощности (3000—4000 м) части. Нижняя сложена почти исключительно зеленокаменно-измененными эффузивами основного состава, при крайне ограниченной роли порфиров андезитового ряда, туфогенных пород и кремнистых сланцев. Изредка, преимущественно в верхах, присутствуют рифы известняков с остатками археоциат: *Ajacyathus levigatus* (Vol.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *A. amplus* var. *tuvaensis* (Krasnop.), *Loculicyathus minutus* (Vol.), *Archaeofungia naletovi* (Vol.), *Leptocyathus regularis* (Vol.), *Archaeolynthus tubexternus* (Vol.), *A. unimurus* (Vol.), *Orbicyathus mongolicus* (Vol.), *Tuvacyathus mollimurus* (Vol.), *Tubicyathus smolianinovae* (Vol.), *Tersia longa* (Vol.) и др. Известны здесь и водоросли: *Račkovskya* sp., *Renalcis* sp., *Epiphyton* sp. В верхней части серии большее значение приобретают андезитовые порфириды и особенно туфогенные породы, местами полностью вытесняющие лавы. Появляются нередко содержащие туфогенную примесь алевролиты, аргиллиты, песчаники, которые совместно с отдельными горизонтами известняков, в самых верхах иногда обособляются в самостоятельную толщу мощностью до 1000 м. Верхняя половина рассматриваемого типа разреза также охарактеризована комплексом археоциат: *Ajacyathus amplus* var. *tuvaensis* (Krasnop.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *A. neiburgianus* (Vol.), *A. levigatus* (Vol.), *Loculicyathus congruensis* (Vol.), *Tumulocyathus pustulitus* (Vol.), *Archaeofungia naletovi* (Vol.), *Ethmophyllum obrutschevi* (Vol.), *E. pseudotichus* (Vol.) и водорослями: *Epiphyton* sp., *Renalcis* sp.

Геологи польской экспедиции (Э. Рутковский и др.) в окрестностях оз. Хара-Ус-Нур карбонатно-терригенную толщу верхов разреза на основании находки обломков трилобита *Eltheria* sp. считают среднекембрийской.

Такой же состав венд-нижнекембрийских вулканитов свойствен Ханхуйской, Ихэ-Богдинской, Баянхонгорской и другим шовным зонам а также Монгольско-Алтайской системе, где они выходят на поверхность в отдельных блоках¹. Правда, в ряде шовных зон вулканиты на разных уровнях чередуются с пачками, а иногда и с мощными толщами карбонатных и терригенных отложений. В карбонатных горизонтах Баянхонгорского прогиба известны *Osagia lamellata* (Korol.), *O. tenuilamellata* (Reitl.), в Ундуршиллинском — *Osagia* sp.

В И д э р с к о й з о н е наиболее распространены вулканогенные образования, которые, однако, в отличие от отложений Озерной зоны характеризуются смешанным (средним и кислым) составом. Типичны здесь андезито-дацитовые лавы и постоянно ассоциирующие с ними эффузивы липаритового ряда. Широко развиты разнообразные пирокластические образования, нередко преобладающие над лавами. Резко подчиненную роль играют основные эффузивы, терригенные и карбонатные отложения. Породы обладают пестрой, но преимущественно зеленоватой-серой окраской и образуют фациально неустойчивые толщи с максимальной мощностью до 3000 м. Интересно отметить, что в долине р. Идэр-Гол вулканогенные образования несогласно залегают на протерозое и в самых нижних горизонтах содержат известняки с нижнекембрийскими археоциатами: *Protopharetta bipartita* (Vol.), *Nochorocyathus dissepimentalis* (Zhur.), *Coscynocyathus elongatus* (Born.), *Ajacyathus* sp., *Loculicyathus* sp., *Leptocyathus* sp. и др.

В ряде изолированных участков (в окрестностях сомонов Идэр и Тэлмин) разрез венд-нижнекембрийских отложений Идэрской зоны представ-

¹ В последнее время появились сведения о принадлежности зеленокаменных эффузивов в некоторых блоках Монгольско-Алтайской системы к ордовику.

лен другим вулканогенно-карбонатным типом. В видимой его части мощностью 2000—2500 м он сложен известняками, песчаниками, алевролитами, постоянно чередующимися с горизонтами средних и кислых вулканогенных пород. Комплекс археоциат здесь представлен следующими видами: *Ajacyathus khemtschikensis* (Vol.), *A. arteintervallum* (Vol.), *A. speranskii* (Vol.), *Leptosocyathus regularis* (Vol.), *Protophareta bipartita* (Vol.), *Robustocyathus sf. monokennis* (Vol.), *R. robustus* (Vol.), *Ethmophyllum vermiculatum* (Vol.), *Paranocyathus* sp., *Cordonicyathus* sp., *Cembrococyathus tshurnicus* (Zhur.), *Archaeocyathus* sp., *Pictyacyathus* sp., *Loculicyathus tuberculatus* (Vol.), *L. minutus* (Vol.) и др.

В Д ж и д и н с к о й з о н е венд-нижнекембрийский разрез имеет двухчленное строение. Его нижняя, существенно вулканогенная часть в целом достаточно близка эффузивно-туфогенной толще, развитой в Идэрской зоне, хотя и отличается от нее большим количеством основных вулканитов. Мощность ее достигает 3000 м. В восточной части Дждидинского прогиба, уже на территории СССР, в горизонтах известняков, расположенных среди эффузивов и туфов в низах разреза, обнаружены археоциаты: *Ajacyathus* sp., *Coscinocyathus* sp. n., *Archaeolynthus* sp. и водоросли *Epiphyton fasciculatum* Charn. Вышележащие отложения представлены песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, глинистыми сланцами, кварцитами с горизонтами известняков. Мощность их 2000—2500 м. Органические остатки не известны.

Т а р я т о - С е л е н г и н с к о й з о н е свойствен вулканогенно-карбонатный тип разреза со смешанным составом продуктов вулканической деятельности. Карбонатные породы здесь часто обособляются в самостоятельные толщи мощностью до 2000 м. Почти повсеместно присутствуют горизонты песчаников и алевролитов. Суммарная мощность разреза оценивается в 5000—6000 м. Из органических остатков известны лишь единичные строматолиты — *Tungussia semichatovii* (Korol.).

На востоке Монголии фаунистически доказанные нижнекембрийские отложения в Ю ж н о - К е р у л е н с к о м блоке установлены только в среднем течении р. Керулен. Они резко несогласно с базальными конгломератами в основании залегают на верхнем протерозое и представлены маломощной (до 1000 м) толщей разнозернистых песчаников и известняков, изобилующих остатками археоциат: *Ajacyathus ex gr. immanis* (Vol.), *Coscinocyathus ex gr. retetabulae* (Vol.), *Archaeolynthus* sp., *Capsylocyathus* sp. и др. Несколько севернее, уже в Керуленской шовной зоне нижний кембрий (?) образован чередующимися пачками зеленокаменно-измененных основных и средних эффузивов, граувакками, известняками и микрокварцитами и имеет мощность около 3000 м.

Таким образом, венд-нижнекембрийские отложения весьма разнообразны по составу и, как правило, существенно отличаются в различных зонах. Намечается несколько типов разреза, из которых наиболее распространены карбонатный, вулканогенный (подразделяющийся в свою очередь по составу на два подтипа) и вулканогенно-карбонатный. Существенно карбонатный тип свойствен Прихубсугульскому прогибу и Цаганоломской зоне, вулканогенный — Озерной, Идэрской и ряду шовных зон, вулканогенно-карбонатный — Тарято-Селенгинской и некоторым районам Идэрской зоны. Сопоставление венд-нижнекембрийских отложений приведено в табл. 1.

Приведенный материал несомненно позволяет говорить о существовании в пределах Северного мегаблока Монголии морского бассейна, являющегося частью обширной раннекаледонской геосинклинальной области, охватывающей территорию Восточного Казахстана, Алтая, Саяна и Забайкалья. Распределение всех типов разреза свидетельствует об очень сложном режиме осадконакопления, обусловленном неодинаковой мобильностью внутргеосинклинальных зон и блоковой их природой. Наиболее

Схема сопоставления венд-нижнекембрийских отложений Монголии

Возраст	Складчатая система									
	Северо-Монгольская						Центрально-Монгольская			
	Структурная зона									
	Прихубсугульский прогиб	Цаганоломская	Озерная	Идэрская		Джидинская	Тарято-Селенгинская	Баяхонгорская	Южно-Керуленская	
Нижний кембрий	<i>Боксонская свита (серия)</i> . Известняки, доломиты, пачки алевролитов, песчаников, особенно в верхах. Пласты фосфоритов. В нижней части — онколиты, в верхней — археоциаты. 5000—5500 м	<i>Баянгольская свита</i> . Песчаники, алевролиты, известняки с археоциатами. 1500—2000 м <i>Цаганоломская свита</i> . Известняки, доломиты, в более верхних горизонтах археоциаты. 2000 м	<i>Бургусутайская (ичитунинская и байцатунинская) свита</i> . Андезитовые порфириды и их туфы, песчаники, алевролиты, известняки с археоциатами. 3000—4000 м	Сочетание эффузивов и туфов среднего и кислого состава. Отдельные рифы известняков с археоциатами. 3000 м		На юго-востоке известняки, песчаники, горизонты средних и кислых вулканогенных пород. Археоциаты. 2000—2500 м	<i>Бурзэлтинская свита</i> . Песчаники, гравелиты, алевролиты, сланцы, известняки. 2000—2500 м <i>Байдариингольская свита</i> . Эффузивы и туфы среднего, кислого и основного состава. Горизонты известняков с археоциатами. 2000—3000 м	Известняки, песчаники, горизонты средних и кислых вулканогенных пород. Стромаголиты. 5000—6000 м	Эффузивы основного и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки с онколитами. 5000 м	Песчаники, известняки с археоциатами; до 1000 м
Венд	<i>Сархойская свита (серия)</i> . Аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты, известняки, андезитовые порфириды и их туфы, липаритовые порфиры и их туфы. 3000 м	<i>Дзавханская свита</i> . Сочетание эффузивов и туфов среднего и кислого состава при подчиненной роли основных эффузивов. 3000 м	<i>Ханхухэйская (цольулинская) свита</i> . Базальтовые и андезитовые порфириды, диабазы. В верхах — рифы известняков с археоциатами. 3000—4000 м							

интенсивные подводные излияния основных и средних лав, сопровождавшиеся выбросами пирокластического материала на фоне интенсивного прогибания, происходили на западе страны и в узких приразломных трогах в более восточных районах. В пределах менее подвижных зон, типа внутригеосинклинальных поднятий, формировались значительно меньшие по мощности вулканогенные толщи кислого и среднего состава. В остальных районах с относительно спокойным тектоническим режимом накапливались карбонатные или карбонатно-терригенные осадки, процесс седиментации которых местами осложнялся появлением лав и пирокластических образований (рис. 2).

Палеогеографическая обстановка, существовавшая на территории Южного мегаблока, не ясна. Очевидно, и здесь можно предполагать наличие морского бассейна.

ОРДОВИК

Фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения известны в Монголии только в немногочисленных, удаленных друг от друга районах в разных частях страны: в Монгольском Алтае, Баянхонгорской зоне и на востоке Монголии в Сухэ-Баторской зоне. В других областях к ордовику относятся немые, нередко сильно метаморфизованные толщи, которые большей частью залегают ниже слоев с силурийской фауной. Присутствие ордовикских отложений допускается в составе нижнего палеозоя Монголо-Амурской системы. Степень изученности ордовика в настоящее время явно недостаточна. Имеющийся очень скудный палеонтологический материал позволяет в лучшем случае говорить только о наличии в отдельных районах страны нерасчлененных среднего и верхнего отделов ордовика.

В *Монгольско-Алтайской системе* отложения ордовика занимают обширные площади и являются основным элементом стратиграфического разреза геосинклинального комплекса. Важную роль здесь играют олигомиктовые и полимиктовые песчаники и алевролиты, часто известковистые. Иногда присутствуют прослои гравелитов и конгломератов, не имеющие строгой стратиграфической приуроченности. Известны немногочисленные горизонты кремнистых и глинистых сланцев, известняков, основных и средних лав, излившихся в подводных условиях. Породы обладают зеленой и серо-зеленой окраской, четкой слоистостью; преобладающие разности характеризуются флишеподобным чередованием. Местами разрез имеет двучленное строение — нижняя их часть образована песчаниками и алевролитами, в верхней наряду с ними часто встречаются известняки. Суммарная мощность ордовика составляет не менее 3000 м. В ряде пунктов различными исследователями собраны средне-верхнеордовикские окаменелости. Среди них определены брахиоподы — *Camarotoechia bairimica* Tchern., *Orthis* cf. *calligramma* Daln., *Hesperorthis* sp., *Strophomena* sp.; мшанки — *Nicholsonella adumbrata* Modz., *Diplotrypa* aff. *catenulata* Coryell., *Monticulipora*; кораллы — *Sibiriolites sibiricus* (Sok.), *Heliolites* ex gr. *decipicus* (Mc. Coy), *Cyathophylloides* cf. *aktachanbicus* Smelovskaja, *Catenipora robusta* (Wilson), *Stelliporella* ex gr. *parvistella* (Roem.), *Cyrtophyllum* cf. *laxum* (Sok.), *Propora* cf. *cancellata* (Linds.), *Halysites* sp., *Proheliolites* sp., *Pachyfosites* sp. и др.; трилобиты — *Iliaenus* sp. Следует отметить, что в Монгольско-Алтайской системе, помимо средне-верхнеордовикских отложений, очевидно, имеются и нижнеордовикские, содержащиеся в составе терригенных толщ нерасчлененного нижнего палеозоя.

В *Северо-Монгольской системе* ордовик известен только в Озерной зоне в районе оз. Хара-Ус-Нур. Он представлен чередующимися розовато-серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками и

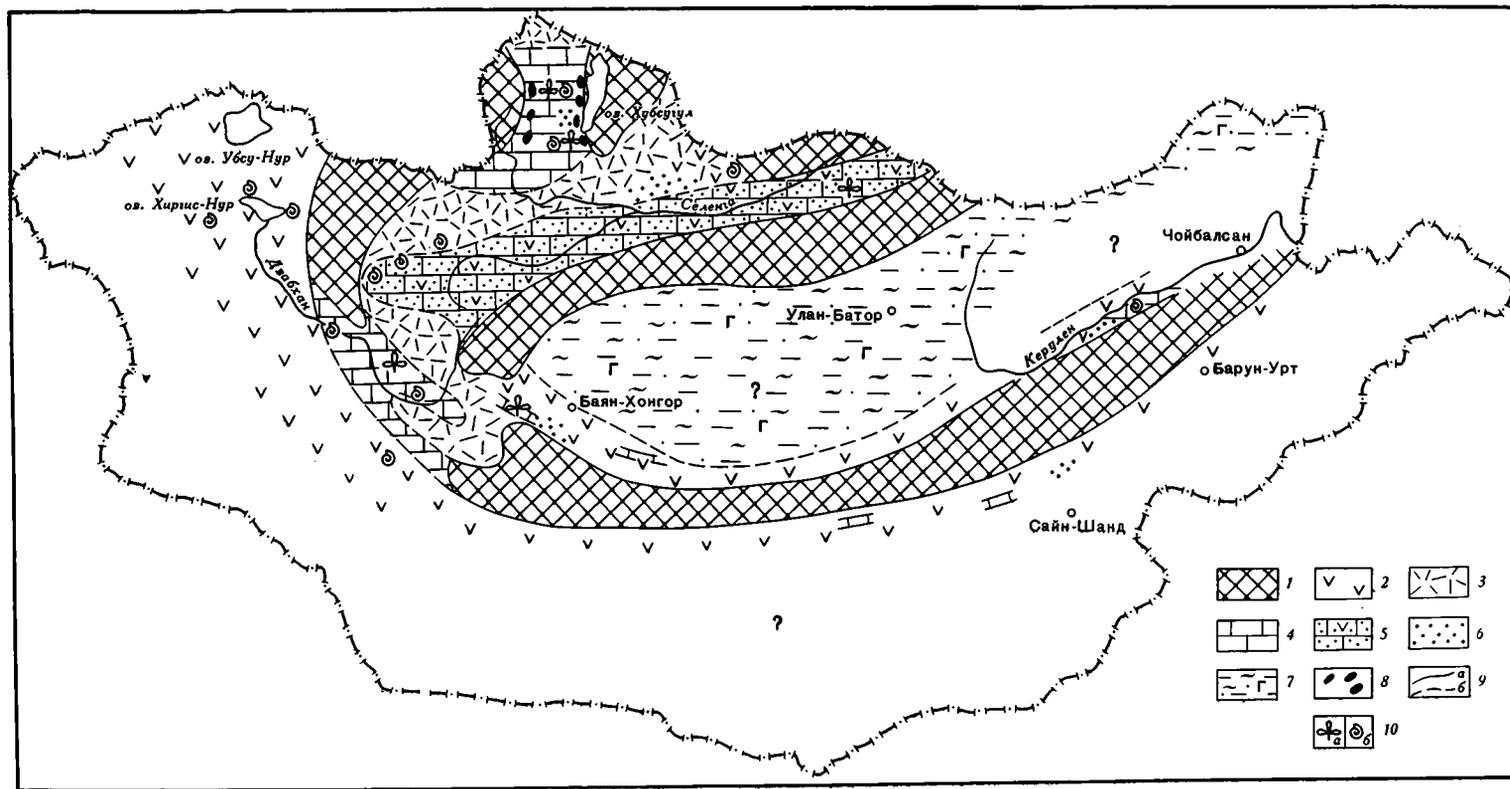


Рис. 2. Литолого-фациальная схема венда — нижнего кембрия

1 — области размыва; 2—7 — области морского режима: 2 — подводные лавы основного и среднего состава, 3 — подводные лавы кислого и среднего состава, 4 — преимущественно карбонатные осадки, 5 — песчаные, карбонатные осадки, лавы среднего и кислого состава, 6 — песчано-алевритовые, реже грубообломочные осадки, 7 — песчано-алевритовые и кремнистые осадки, реже лавы основного состава; 8 — фосфориты; 9 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 10 — места находок: а — одколитов, б — археоциат

конгломератами, содержащими редкие прослой известняков, рассланцованных алевролитов и аргиллитов. Возрастное положение этих отложений, имеющих мощность около 500 м, определяется их залеганием между вулканогенной толщей нижнего кембрия и породами нижнего силура.

В Центрально-Монгольской системе ордовик выходит в небольших тектонических клиньях в Баянхонгорской шовной зоне. К нему относятся известковистые филлиты и песчаники общей мощностью примерно 1000 м, содержащие линзы тонкозернистых известняков со средне-верхнеордовикскими брахиоподами: *Rafinesquina* sp., *Lygospira* sp., *Plectatrypa* sp., *Catazyga* sp.

В Южном мегаблоке предполагается широкое развитие ордовикских отложений, однако достоверно они датированы лишь на востоке Южно-Монгольской системы, в Сухэ-Баторской зоне. Здесь ордовикские органические остатки встречаются в двух литологически различных толщах, слагающих разобщенные участки. На северо-востоке Сухэ-Баторской зоны к ордовику относится мощная (до 5000 м) толща, в которой закономерно переслаиваются спилиты, кремнистые и филлитизированные глинистые сланцы. В подчиненном количестве присутствуют горизонты альбитизированных эффузивов липарит-дацитового ряда, полимиктовые песчаники, изредка песчанистые известняки. В последних южнее оз. Боро-Дабаста-Нур найдены среднеордовикские микрофоссилии: *Huysrichosphaeridium longispinosum* Eisenak, *Lonosphaeridium acerbum* Andr., *Leioarachnium vittum* Andr. На северном краю Сухэ-Баторской зоны (в районе гор Гон-Обо и Магнай-Обо) ордовик представлен преимущественно пестроокрашенными разнотекстурированными песчаниками, гравелитами, реже конгломератами, содержащими прослой известняков и филлитизированных глинистых сланцев. Специфической особенностью ордовика данного района является присутствие покровов кислых эффузивов, иногда превращенных в порфиroidы. Общая мощность отложений составляет 1000—1500 м. В известняках собраны средне-верхнеордовикские кораллы следующих родов: *Proheliolites*, *Karagenia*, *Cythophyllum*, *Nyctopora*, *Saffordophyllum*, *Foerstephyllum*, *Liopora*, *Favistella*.

В остальных районах Южной Монголии ордовикские нерасчлененные отложения выделяются условно. Они выходят на сравнительно ограниченных площадях в основном в пределах поднятых блоков Южно-Гобийской и Внутренне-Монгольской систем. Среди них различаются два типа разреза: терригенный и вулканогенно-терригенный. Для первого характерно развитие серо-зеленых и темно-серых филлитов, филлитизированных глинистых сланцев, метаморфизованных песчаников и алевролитов, образующих флишоподобные ритмы или обособляющихся в самостоятельные горизонты мощностью до 200 м. Суммарная мощность отложений этого типа составляет 3000 м. Второй тип разреза отличается появлением на различных стратиграфических уровнях среди песчано-сланцевых толщ отдельных местами значительных по мощности (до 800 м) покровов зеленокаменно-измененных основных и средних эффузивов, иногда в ассоциации с яшмоидами и кремнистыми сланцами. Ему свойственна более значительная мощность, достигающая 5000 м.

Сопоставление ордовикских отложений Монголии дано в табл. 2.

Характер отложений и их пространственное распределение свидетельствуют о том, что на территории Монголии, во всяком случае в средне- и позднеордовикскую эпоху, существовал обширный морской бассейн. Море этого времени охватывало северо-западную и южную части страны, заходя отдельными заливами в более северные районы. По-видимому, и в раннем ордовике геосинклинальный морской бассейн располагался в пределах Монгольско-Алтайской системы, куда он проникал из Горного Алтая, а также на юге страны, откуда, очевидно, распространялся в районы Северного Китая. По северной периферии ордовикского бассейна в прибреж-

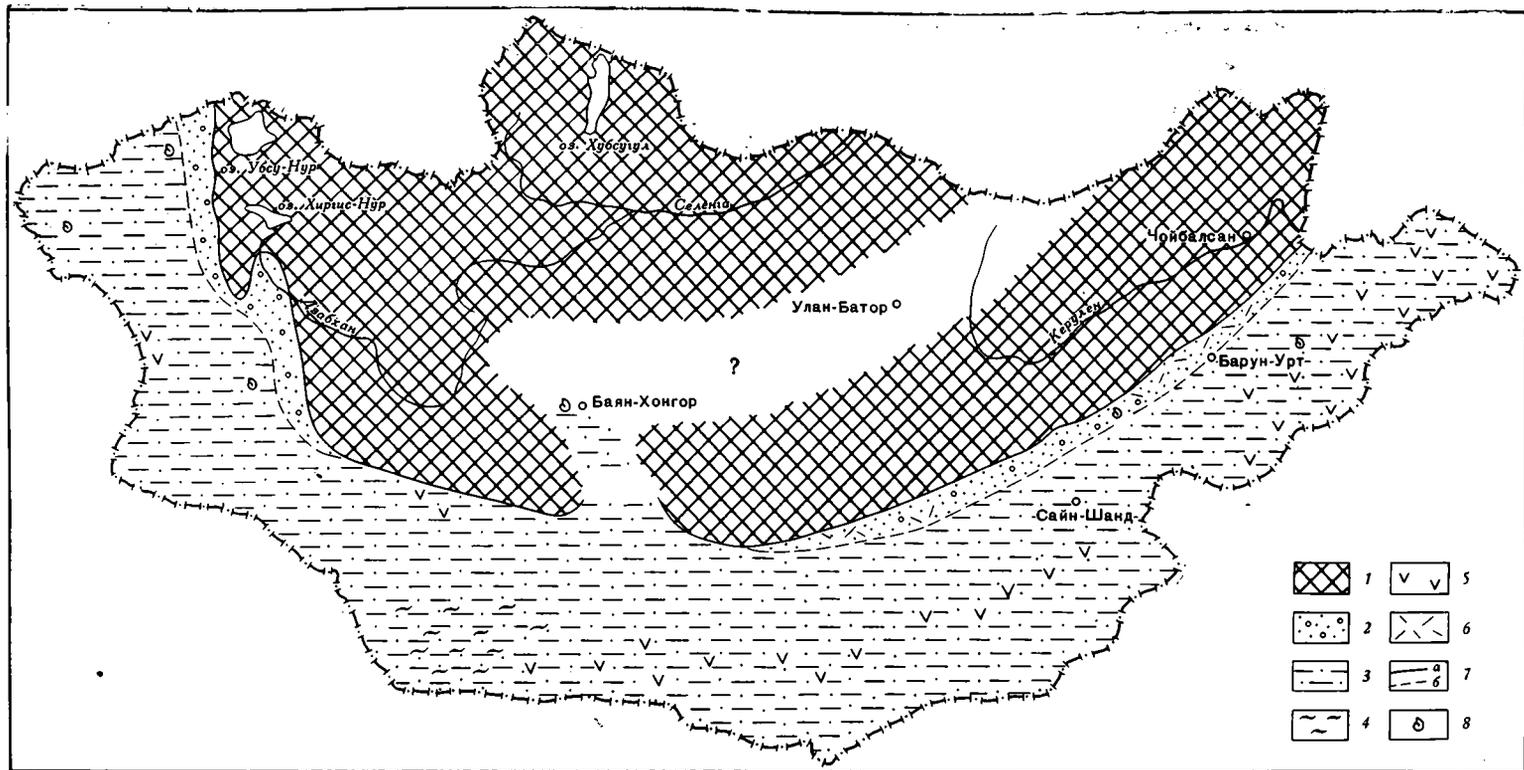


Рис. 3. Литолого-фациальная схема ордовика

1 — области размыва; 2—6 — области морского режима: 2 — прибрежные пестроцветные песчаные, реже грубообломочные осадки, 3 — сероцветные песчаные и глинистые осадки, 4 — кремнистые осадки, 5 — подводные лавы основного и среднего состава, 6 — преимущественно подводные лавы кислого состава; 7 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 8 — места находок органических остатков

Схема сопоставления ордовикских отложений Монголии

Отдел	Складчатая система						
	Монгольско-Алтайская	Центрально-Монгольская	Северо-Монгольская	Южно-Монгольская	Южно-Гобийская	Внутренне-Монгольская	
	Структурная зона						
	Хархиринская и Монгольско-Алтайская	Баянхонгорская шовная	Озерная	Суха-Баторская		Во всех зонах	Солончорская
				северо-западная часть	северо-восточная часть		
Верхний	Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты, брахиоподы, кораллы, шпанги, трилобиты. 3000 м	Известковые филлиты и песчаники, лигзы известняков с брахиоподами. 1000 м	Песчаники, конгломераты, гравелиты, известняки, алевролиты. 500 м	Песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки, глинистые сланцы, кислые эффузивы. Кораллы 1000—1500 м?	Основные эффузивы, кремнистые и глинистые сланцы, песчаники. Единичные горизонты известняков с микрофоссилиями. 5000 м	Филлиты, глинистые сланцы, метаморфизованные алевролиты и песчаники, в ряде зон с горизонтами основных и средних эффузивов, иногда ассоциирующихся с кремнистыми сланцами (тумуртинская свита). До 5000 м	Филлиты, глинистые сланцы, метаморфизованные песчаники и алевролиты. До 3000 м
Средний							
Нижний							

но-морских условиях накапливались средне- и грубообломочные терригенные, иногда карбонатные осадки, сопровождавшиеся местами кислыми лавами. В остальной части этого бассейна формировались типично морские, существенно тонкообломочные терригенные толщи. В наиболее мобильных и интенсивнее прогибающихся участках, главным образом на востоке и юго-востоке, терригенное осадконакопление часто прерывалось излиянием основных и средних лав (рис. 3).

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ ПЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

В качестве нижнепалеозойских отложений в Монголии выделяются преимущественно песчаниково-сланцевые толщи, широко развитые в Монгольско-Алтайской и Монголо-Амурской складчатых системах. Более локально как терригенные, так и вулканогенные образования ближе неопределенного нижнего палеозоя выделяются в Центрально-Монгольской системе. Возрастной диапазон их в перечисленных системах, по-видимому, неодинаков.

В Монгольско-Алтайской системе к нижнему палеозою относятся сильно метаморфизованные терригенные толщи, слагающие основание разреза геосинклинального комплекса. В их строении участвуют зеленые метаморфические сланцы, образовавшиеся по песчаникам и алевролитам, сильноплотчатые, насыщенные мелкими кварцевыми прожилками. Кроме терригенных пород, в разрезе изредка встречаются мраморизованные известняки и кварциты. Мощность отложений оценивается примерно в 4000—5000 м. К нижнему палеозою эта толща относится на основании того, что она несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованными отложениями среднего — верхнего ордовика, в то же время

в составе ее обломочного материала в изобилии встречаются эффузивы, похожие на нижнекембрийские.

В *Монголо-Амурской системе* нижнепалеозойские отложения представлены мощными (5000—6000 м) песчано-сланцевой и вулканогенно-терригенной толщами, слагающими краевые и внутренние поднятия. Эти образования выделены на западе системы в качестве дзагинской, на востоке — харинской серий. Первая из них состоит из метаморфизованных и расслапцованных песчаников, алевролитов, филлитовидных глинистых сланцев, окрашенных в тусклые зеленовато-серые, серые, реже лилово-серые тона. Бедущие компоненты либо находятся в частом флишoidalном переслаивании, либо обособляются в мощные монотонные песчаниковые и сланцевые пачки. На отдельных уровнях разреза появляются горизонты внутриформационных конгломератов, особенно сгущающиеся в верхней пестроцветной пачке серии. Встречаются также единичные линзы известняков, прослой порфиритоидов, порфиридов и яшмоидов. Вблизи западного окончания Монголо-Амурской системы, в Западно-Хангайском поднятии, отложения дзагинской серии согласно перекрывают вулканогенно-терригенный комплекс пород, близкий венд-нижнекембрийским отложениям Баянхонгорской зоны. Этим намечается нижняя возрастная граница указанной серии. Верхний возрастной предел ее определяется несогласным залеганием на ней девонских отложений. По своему составу, строению и положению в разрезе дзагинская серия напоминает нижнепалеозойскую сланцевую толщу Монгольского Алтая. В то же время она литологически близка фаунистически охарактеризованным отложениям среднего — верхнего ордовика, известным непосредственно южнее основного поля ее развития в Баянхонгорской зоне глубинных разломов.

Харинская серия в средней и верхней частях разреза во многом аналогична дзагинской, снизу же она надстраивается существенно вулканогенно-терригенной толщей, содержащей прослой кварцитов, зеленокаменно-измененных эффузивов и иногда кристаллических известняков. Таким образом, в целом возрастной диапазон нижнепалеозойского песчаниково-сланцевого комплекса Монголо-Амурской системы, по-видимому, значительно шире, чем сланцевой толщи Монгольского Алтая, и отвечает интервалу времени от кембрия (возможно, частью позднего докембрия) до ордовика включительно.

В *Центрально-Монгольской системе* нижнепалеозойскими считаются терригенно-вулканогенные образования, слагающие отдельные небольшие поля на левобережье р. Керулен, севернее и западнее г. Ундэр-Хан. Базальные слои этого комплекса, представленные кварцевыми песчаниками и пуддинговыми конгломератами, залегают с несогласием на кристаллических сланцах протерозоя. Верхняя граница комплекса определяется тем, что на нем с несогласием залегают фаунистически охарактеризованные отложения силура.

В одних полях нижний палеозой представлен исключительно метаморфизованными вулканитами, среди которых доминируют светлоокрашенные порфириоиды липаритового, липарит-дацитового состава, местами замещающиеся по простиранию либо чередующиеся в разрезе с порфиритоидами среднего состава. На других участках к нижнему палеозою относится песчаниково-сланцевая толща, которая состоит из часто чередующихся сильно расслапцованных песчаников, алевролитов и филлитов зеленовато-серой окраски. Присутствуют редкие прослой светло-серых кварцитов и кварцито-видных песчаников, местами появляются порфириоиды. В междуречье Ульдзы и Онона, в районе г. Баильзит, в толще конгломератов, песчаников и эффузивов среднего и кислого состава, относимых к нижнему палеозою, встречены среднекембрийские споры: *Zonospaeridium crinbatum* Andr. Мощность нижнего палеозоя Центрально-Монгольской системы составляет 1600—2000 м.

Силурийские отложения известны в большинстве складчатых систем Монголии, кроме Монголо-Амурской, где осадки этого возраста или отсутствуют, или не отчленены пока от более высоких горизонтов среднего палеозоя. Наиболее широко силуру развит в Южном мегаблоке, где он представлен осадками геосинклинального ряда. В Северном мегаблоке силурийские отложения входят в состав как геосинклинального, так и орогенного комплексов, в связи с чем наблюдается большая пестрота осадков — от зеленосланцевых пород до пестроцветных моласс.

Несмотря на слабую изученность биостратиграфии силура Монголии, почти повсюду отложения этой системы удается разделить на два отдела, а в Монгольском Алтае провести более детальное, близкое к ярусному членение.

Выделяются три области развития силурийских отложений: северо-западная (Монгольский Алтай и Котловина Больших Озер), северо-восточная (междуречье Керулена и Онона) и южная, охватывающая складчатые системы Южной Монголии.

В северо-западной области отчетливо устанавливаются три типа разрезов силурийских отложений, последовательно сменяющих друг друга в направлении с северо-северо-востока на юго-юго-запад.

По краю Северо-Монгольской и на северо-востоке Монгольско-Алтайской систем (хребты Тохтогийн-Шиль, Хан-Хухэй, Хархира, Чигиртай-Угуртай) силуру представлен пестроцветной, местами красноцветной молассовой толщей, состоящей из чередующихся гравелитов, косослоистых кварцевых и полимиктовых песчаников и бурых песчаных известняков-ракушняков. Местами отмечаются редкие покровы лав среднего и кислого состава. Мощности пестроцветов варьирует от 200 до 1500 м; они резко несогласно ложатся на нижнекембрийские образования и, судя по обильному брахиоподовому (тувелловому) фаунистическому комплексу, отвечают венлоку — низам лудлова, являясь аналогом известной чергакской свиты Тувы (Амантов, 1961).

К юго-юго-западу, в Хархиринской зоне Монгольско-Алтайской системы в окрестностях г. Кобдо (хребты Прикобдинский, Батыр-Хайрхан, Хаджигин-Нуру) наблюдается второй, сероцветный карбонатно-терригенный тип разреза, в котором, помимо грубообломочных пород венлока — нижнего лудлова, появляются и более низкие горизонты, отвечающие лландоверийскому ярусу. В низах разреза лландовери, отделенного резким несогласием от нижнего палеозоя, господствуют песчаники, а характерной особенностью более высоких уровней этого яруса является присутствие мощной (до 900 м) толщи черных граптолитовых сланцев с остатками *Spirograptus turriculatus* (Barr.), *Retiolites angustidens* Elles et Wood, *R. geinetzianus* (Barr.), *Monograptus marri* Perner, *M. ex gr. priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* aff. *linnarsoni* (Tullb.) и др. Развитая в этих же районах молассоидная толща венлока — низов лудлова отличается от своих вышеописанных возрастных аналогов отсутствием красноцветов, появлением тонкообломочных терригенных пород, пелитоморфных известняков и большими (1500—2000 м) мощностями.

Наконец, на юге Монголо-Алтайской системы появляется мощная (не менее 3000 м) толща мелкозернистых песчаников, алевролитов и хлорит-серицитовых сланцев, часто находящихся в ритмичном чередовании между собой (третий, сланцево-шлишoidalный тип разреза). Это толща в значительной степени условно относится к нижнему силуру.

На северо-востоке Монголии локальные выходы нижнесилурийских (венлок-нижнелудловских) отложений недавно установлены в ряде пунктов в междуречье Керулена и Онона. В основании силура повсеместно отмечается размыв и несогласие; в наиболее полных (до 1300 м) разрезах

(горы Баилъзит и Байсын-Обо) серые аркозовые и полимиктовые песчаники чередуются с пачками зеленых и серых алевролитов, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев. Местами разрез насыщается прослоями песчаных известняков. В этой толще содержится обильный брахиоподовый комплекс фауны: *Tuvaella gigantea* Tchern., *T. rackovskii* Tchern., *Leptostrophia filosa* var. *elegastica* Tchern., *Levenea markovskii* Tchern., *Camarotoechia ubsuensis* Tchern., *Tannuspirifer* cf. *pedaschenkoii* Tchern., *Eospirifer tuvaensis* Tchern., *Nymphostrophia nympa* var. *bairimica* Tchern., *Stegerhynchella angaciensis* (Tchern.).

В южной области силур представлен сложным полифациальным геосинклинальным комплексом, в котором на западе широко развиты глубоко-водные кремнисто-сланцевые накопления и ассоциирующиеся с ними подводные лавы (зеленокаменный тип разреза), а на востоке преобладают карбонатные и чисто терригенные осадки (карбонатно-терригенный тип разреза).

Наиболее полные разрезы силура изучены в северо-восточной части Гоби-Алтайской зоны (районы сомонов Баян-Лэг, Баян-Гоби, Мандал-Обо). Нижнему силуру здесь принадлежит толща зеленых сланцев и зеленокаменных основных эффузивов с горизонтами рифогенных известняков с табулятами ландовери-венлока: *Palaefavosites forbesiformis* Sok., *P. schmidtii* Sok., *Favosites* cf. *forbesi* var. *coreanicus* (Ozaki), *F.* cf. *antiquus* Sok., *F.* cf. *alashensis* Tchern., *Mesofavosites obliquus* Sok. Мощность ее местами достигает 3000 м. Верхний силур представлен фациально изменчивой вулканогенно-кремнисто-карбонатной толщей, разрезы которой варьируют от кремнисто-сланцевых (с покровами основных лав) до существенно карбонатных. Известняки переслаиваются со спилитами, диабазами, песчаниками и алевролитами или замещаются ими по простиранию. В районе Мандал-Обо в этой толще собраны лудловские мшанки — *Semicoscium* aff. *fragilis* Astrova; ругозы — *Cyrcaphyllum* ex gr. *samsungensis* Smith. et Thrembert, *Neomphyma* sp.; табуляты — *Taxopora* sp. (Суетенко, 1967). Мощность верхнесилурийской толщи возрастает в южном направлении от 1500 до 3000 м.

Зеленокаменные вулканогенно-кремнистые фации характеризуют также силур Гобийского Тянь-Шаня. На западе этого района велика роль яшмовидных пород и кремнистых сланцев иногда с остатками гентакулитов (Синицын, 1956). В крайних юго-восточных отрогах Гобийского Тянь-Шаня (хребты Борун-Цохе-Нуру, Цохе-Шиль-Нуру) появляются сходные с Гобийским Алтаем вулканогенно-терригенные образования с характерной спилит-рифовой ассоциацией в нижнем силуре. Более высокие части разреза представлены преимущественно песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами.

В восточной части описываемой области зеленокаменные породы силурийского возраста строго приурочены только к внутренней зоне Южно-Монгольской системы — к Гобийско-Хинганскому прогибу. В большинстве случаев они отвечают верхам силура и не отделяются от вышележащих девонских отложений. Лишь в единичных линейных горст-антиклиналях, возможно, обнажаются нижнесилурийские отложения, сходные с разновозрастными толщами Гобийского Алтая.

В составе силурийских отложений восточной части южной области преобладают известняки, в том числе рифогенные, песчаники, алевролиты, известково-глинистые и глинистые сланцы, местами с пачками кислых эффузивов. Пространственно их выходы приурочены к Сухэ-Баторской и Уланульской зонам, развивавшихся в силуре в значительной степени как поднятия. Для Сухэ-Баторского района показательно (по сравнению с более западными районами Гобийского Алтая) появление перерывов внутри разреза и уменьшение как видимых мощностей силурийского комплекса, так и его стратиграфического объема. В низах раз-

Схема сопоставления силурийских отложений Монголии

Отдел	Складчатая система									
	Монгольско-Алтайская		Северо-Монгольская	Центрально-Монгольская	Южно-Монгольская	Южно-Гобийская	Внутренне-Монгольская			
	Структурная зона									
Ярус	Хархиринская и Монгольско-Алтайская	Озерная	Северо-Керуленская	Гоби-Алтайская	Суха-Баторская	Гоби-Тянь-Шаньская	Уланульская	Солонкерская		
Верхний		Нижний								
		лудловский	венлокский							
		тыверский								
	ландоверийский	Глинистые сланцы, песчаники, редко известняки. Граптолиты. 900 м.	Песчаники, алевролиты, песчанистые известняки с брахиоподами. 1500—2000 м.	Песчаники, гравелиты, органические известняки с брахиоподами. 200—1500 м.	Песчаники, гравелиты, алевролиты, глинистые сланцы, песчанистые известняки с брахиоподами. 1000—1500 м.	Филлиты, алевролиты, зеленокаменные основные эффузивы, известняки рифогенные. Кораллы. 2000—3000 м.	Кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, песчаники, алевролиты, зеленокаменные основные эффузивы, известняки рифогенные. Мшанки, кораллы. 1500—3000 м.	Песчаники, алевролиты, известняки, кислые эффузивы. Кораллы, мшанки, брахиоподы. 600—1500 м.	Известняки рифогенные, алевролиты, песчаники, кораллы. 800—1000 м.	
						Глинисто-кремнистые сланцы, яшмовидные породы, основные эффузивы, на востоке, кроме того, известняки. Тентакулиты. 2000—3500 м.				
										Песчаники аррозные и кварцевые, известняки, глинистые и известково-глинистые сланцы. Мшанки. 500—1000 м.
										Алевролиты, песчаники, глинистые сланцы, ренне основные эффузивы и известняки. 2500 м.

реза здесь известна терригенно-карбонатная, местами пестроцветная с кислыми вулканитами толща, охарактеризованная в районе сомона Дельгир тувелловым комплексом брахиопод (*Tuvaella rackovskii* Tchern., *Dalmanella* cf. *unitalensis* B. Tchern., *Leptostrophia filosa* var. *elegastica* B. Tchern.). Юго-восточнее Бурун-Урта она надстраивается залегающей с размывом, но сходной по литологическому составу верхнесилурийской — нижнедевонской толщей с табулятами лудлова (*Favosites stepanovi* Kowal., *Taxopora* cf. *crassa* Schark., *Palaeofavosites osper* Orb. var. *balticus* Rukh.), тивера (*Favosites* cf. *lazutkini* Tchern., *F. difformis* Chekh., *F. terra-hovae* Tchern.) и жедина (*Favosites* cf. *porfirievi* Tchern.). Близкий литолого-фациальный состав имеют силурийские отложения в горах Табун-Хира-

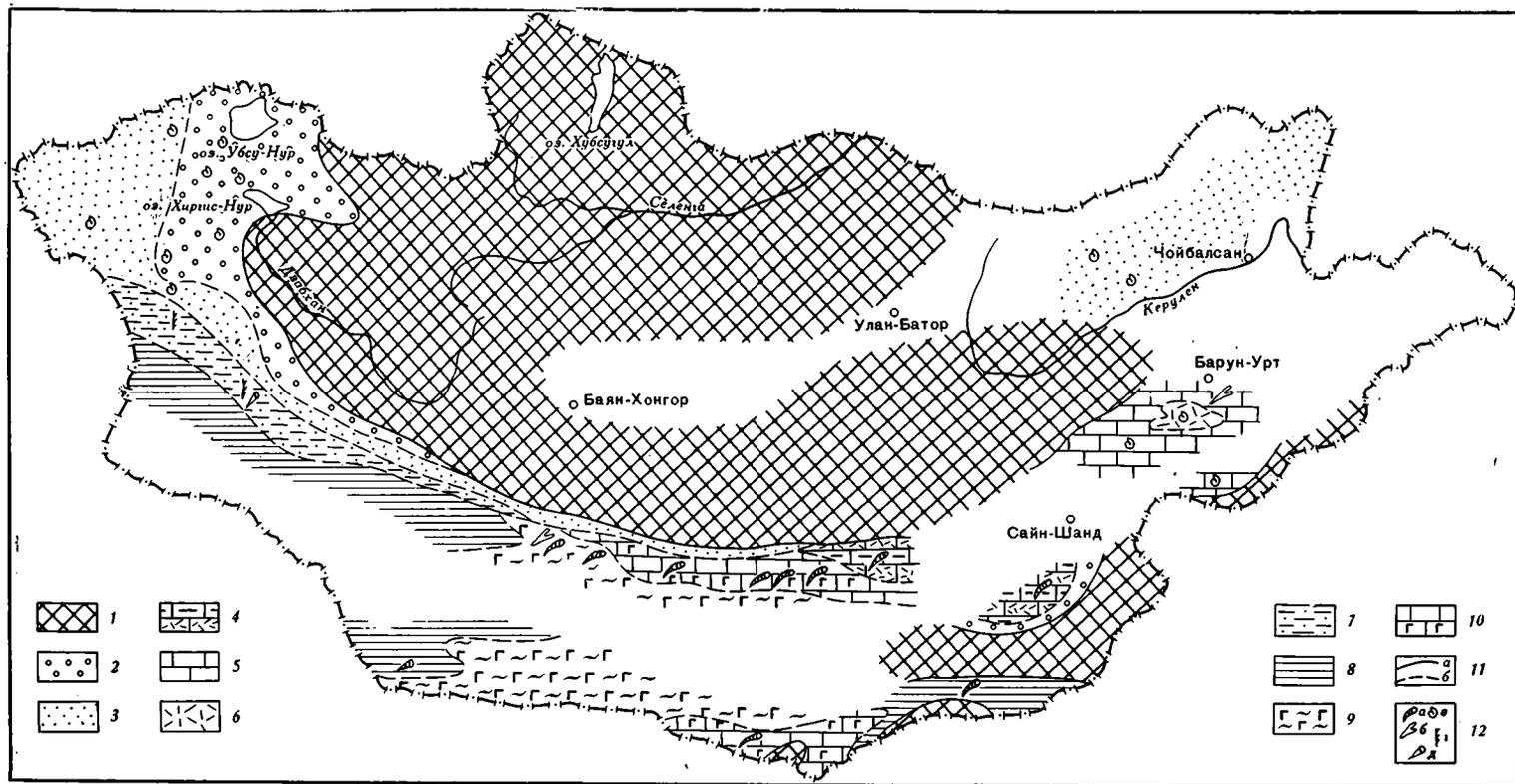


Рис. 4. Литолого-фациальная схема раннего силура

1 — области размыва. Области морского режима (2—10). 2—6 — зона прибрежного мелководья: 2 — красноцветные и пестроцветные песчано-галечные осадки, 3 — сероцветные песчаные осадки, 4 — сероцветные и пестроцветные песчаные и карбонатные осадки, лавы кислого состава, 5 — сероцветные карбонатные и песчаные осадки, 6 — наземные, реже подводные лавы преимущественно кислого состава, 7, 8 — мелководная зона: 7 — сероцветные песчано-глинистые и карбонатные осадки, 8 — сероцветные глинисто-алевритовые и песчаные осадки; 9, 10 — относительно глубоководная зона: 9 — подводные лавы основного состава, песчано-глинистые осадки осевой части прогиба, 10 — подводные лавы основного состава, карбонатные осадки (риф) краевой части прогиба; 11 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 12 — места находок: а — кораллов, б — мшанж, в — брахиопод, г — граптолитов, д — тентакулитов

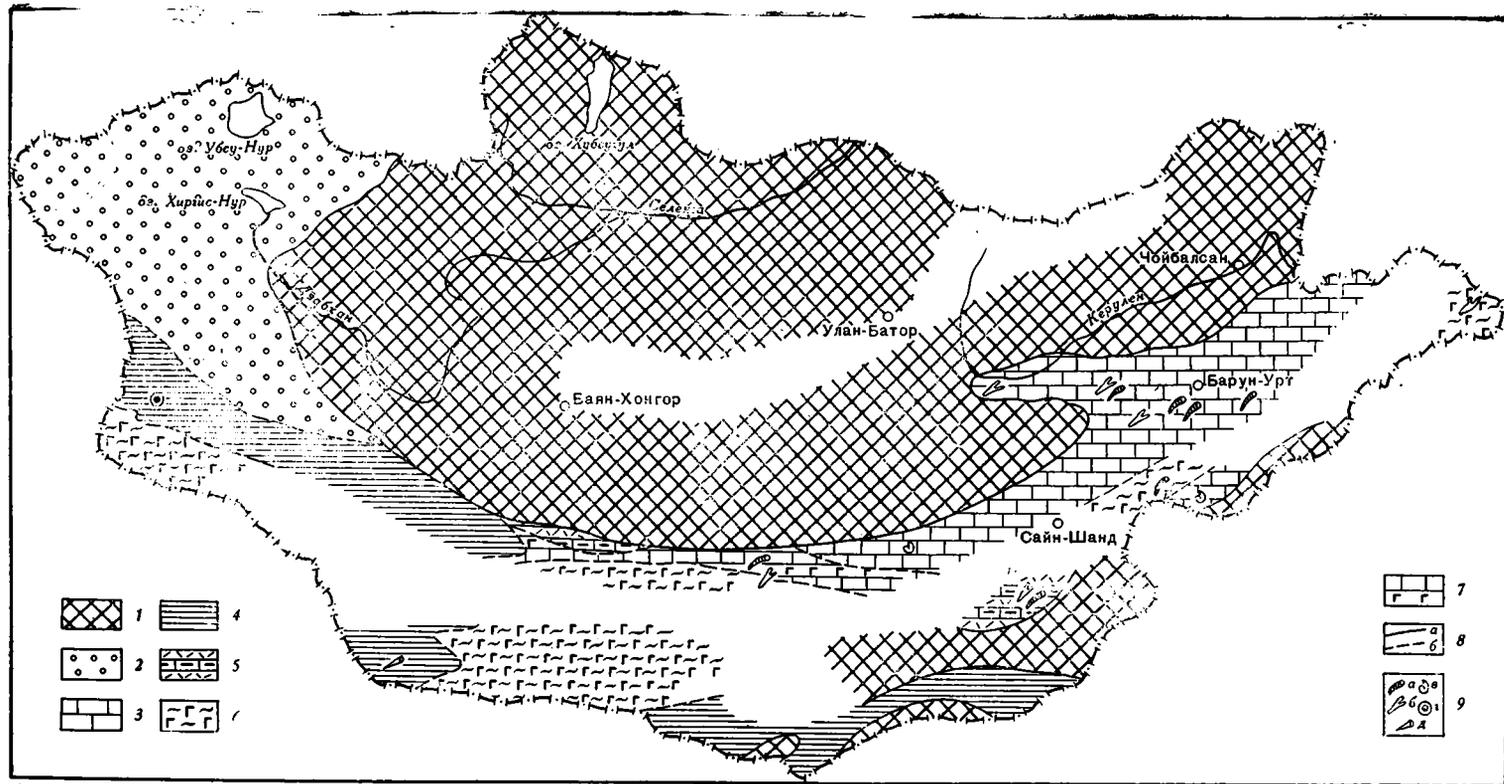


Рис. 5. Литолого-фациальная схема позднего силура

1, 2 — области континентального режима: 1 — районы преимущественного размыва, 2 — районы предполагаемого континентального осадконакопления. Области морского режима (3—7). 3—5 — мелководная зона: 3 — сероцветные карбонатные и песчано-алевритовые осадки, 4 — сероцветные песчано-алевритовые осадки, 5 — сероцветные песчаные и карбонатные осадки, лавы кислого состава, 6, 7 — относительно глубоководная зона: 6 — кремнистые и глинистые, реже алевритовые осадки, подводные лавы основного состава осевой части прогиба, 7 — песчано-глинистые и карбонатные осадки (в том числе рифы), подводные лавы основного состава краевой части прогиба; 8 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 9 — места находок: а — кораллов, б — мшанок, в — брахиопод, г — криноидей; д — тентакуляитов

Обо и Шокша-Ула (Уланульская зона). Сопоставление отложений силура Монголии приводится в табл. 3.

В течение силурийского периода в Монголии отчетливо противопоставлялись Северный мегаблок, являвшийся областью преимущественного размыва, но на крайнем западном и восточном флангах периодически вовлекавшийся в прогибание, и Южный мегаблок — область морского осадконакопления (рис. 4, 5). В районе Монгольского Алтая и Прикуруленья силурийская трансгрессия шла с юга; максимум ее по всей стране приходится на венлок.

Литолого-фациальные особенности силурийских осадков позволяют наметить границы и различные зоны силурийского бассейна. На севере находилась область размыва; южнее через всю страну выпуклой на юг дугой протягивалась прибрежная мелководная зона с господством грубо-обломочных осадков и характерной брахиоподовой тувелловой фауной. Возможно, связь между крайними частями этой дуги осуществлялась также и через районы Хангая и Хэнтэя. Наиболее широкой эта зона была в Монгольском Алтае; в южном направлении она сменялась зоной накопления илов с граптолитами. Переход от мелководья к более глубоким частям бассейна на западе происходил постепенно, на большом расстоянии, так что в течение всего нижнего силура северо-запад Монголии был занят обширным мелководным бассейном, отступившим к началу верхнего силура на юг.

На юго-западе Монголии (Гобийский Алтай, Гобийский Тянь-Шань) на протяжении всего силурийского периода располагалась относительно глубоководная, интенсивно прогибавшаяся зона, в которой происходили подводные излияния основных лав. С севера она окаймлялась цепью вулканических и рифовых островов, приуроченных к границе относительно глубоководной и мелководной зоны. В районе Гобийского Алтая эта граница была выражена в виде резкого тектонического уступа, а ширина зоны мелководья здесь, в отличие от северо-запада Монголии, сильно сократилась. Относительно глубоководные условия осадконакопления характеризовали преимущественно западные районы Южного мегаблока, в то время как в восточных районах в течение всего силура господствовал мелководный открытый морской бассейн с терригенно-карбонатным характером осадконакопления, рассеянный узкими вулканогенными трогами Гобийско-Хинганской зоны. Многочисленные отмели, расположенные как вблизи, так и в удалении от берега, благоприятствовали появлению теплолюбивых рифостроящих организмов (мшанки, кораллы), особенно интенсивно распространившихся в конце силура. В заключение надо отметить, что центральное положение силурийского бассейна Монголии обусловило его обширные палеогеографические связи: на севере — с Тувой и Забайкальем, на юге — с морями Внутренней Монголии и Тянь-Шаня.

ДЕВОН

По своему разнообразию, широкому распространению, богатой насыщенности органическими остатками девонские отложения Монголии представляют собой благодатный объект для изучения. Они известны во всех складчатых системах страны и характеризуются специфическим составом и обликом. Мощные наземные вулканические и молассовые накопления одной зоны сменяются при переходе в другую зону терригенными, песчаниково-сланцевыми сериями, обширными известняковыми массивами или продуктами подводных вулканических извержений. В одних районах в основании девона наблюдается перерыв и резкое несогласие, в других же существуют постепенные переходы с подстилающими силурийскими слоями.

В Монголии выделяются все три отдела девона, в составе которых иногда удается установить и некоторые ярусы. Особенно надежно обоснован эйфельский ярус, местами живецкий. Сравнительно хорошо датируются по палеонтологическим данным нижнедевонские отложения, значительно хуже — верхнедевонские образования.

В *Монгольско-Алтайской системе* девонские отложения повсюду лежат с несогласием на позднекаледонском складчатом основании. Они выполняются здесь наложенный Делюно-Сагсайский прогиб и, кроме того, известны в разобренных полях на северо-востоке Монгольского Алтая. В их составе выделяются три толщи, разделенные поверхностями несогласия.

Нижняя сероцветная терригенная толща тяготеет в основном к северо-восточному борту Делюно-Сагсайского прогиба. Она образована часто чередующимися табачно-зелеными, зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами с редкими прослоями буроватых органогенных известняков; в основании толщи залегают базальные конгломераты. Ее мощность 700 м. Толща охарактеризована богатым фаунистическим комплексом брахиопод — *Spirifer histericus minor* Dahmer., *Schuchertella woolworthana* Hall., *Levenea subcarinata* Hall., *Chonetes jerseyensis* Weller., *Leptaenella bonei* (Barr.), *Rotundostrophia rotundata* (Khalf.), *Leptostrophia explanata* var. *kharkraica* Tchern., *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.) и др., трилобитов — *Odontochile* aff. *ulrichi* Delo., *Phacops* ex gr. *cristata* Hall., *Phacops* cf. *fecundus* Barr., *Probolium altaicum* (Khalf.) и табулят — *Parastriatopora* ex gr. *rzonznizkaja* Dubat., уверенно датирующих нижнедевонский возраст. На крайнем востоке Монгольского Алтая сероцветные терригенные отложения нижнего девона замещаются вулканогенной толщью, залегающей несогласно на отложениях силура и перекрытой также несогласно красноцветными осадками эйфеля. В ее строении участвуют лавы и пирокласты среднего состава с горизонтальными туфогенно-осадочных пород. По облику они близки к вулканогенным образованиям девона смежной территории Северо-Монгольской системы.

Средняя осадочно-вулканогенная толща локализована в основном в Делюно-Сагсайском прогибе. В низах ее развиты субаэральные лавы и пирокласты кислого, реже среднего состава, замещающие друг друга по простиранию. В верхах вулканогенной пачки местами появляются маломощные линзы серых рифогенных известняков. Верхняя часть толщи пестроцветная, карбонатно-терригенная, с небольшим размывом, но без несогласия залегают на подстилающих вулканитах. Она состоит из закономерно чередующихся пестроцветных разнотерригенных песчаников, алевролитов, известняков с отдельными покровами порфиритов и кислых эффузивов. Мощность средней толщи достигает 1600—2000 м.

На северо-востоке Монгольского Алтая осадочно-вулканогенная толща, слагающая отдельные небольшие поля, характеризуется обилием красноцветных грубообломочных пород и сокращенной мощностью (900—1000 м). Содержащаяся в средней толще фауна необычайно разнообразна. На эйфельский возраст вмещающих отложений указывают кораллы — *Favosites* ex gr. *sibiricus* Poetz., *F.* ex gr. *sublatus* Dub., *F. spinosus* Lec., *Pachyfavosites markovskii* Sok., *Acanthophyllum heterophyllum* E. H., *Syringopora dubia* Sok., *S. eifeliensis* Schlut.; брахиоподы *Lamellespirifer* ex gr. *mucronatus* (Conr.), *Euryspirifer* cf. *andacul* (Conr.), *Acrospirifer chechiel* (Kon.), *A.* aff. *murchisoni* (Cast.), *Eospirifer* cf. *sibiricus* (Tchern.); мшанки — *Fenestella* cf. *geometrica* Nekh., *Reteporina* ex gr. *abensis* Nekh., *Reteporina* cf. *coalecens* Hall., *Hemitrypella* ex gr. *tubulosa* Nekh., *Hemitrypa* cf. *devonica* Nekh., *Scmicoscium* cf. *račkovskii* Nekh., *Hemitrypa* ex gr. *bugusunica* Nekh. Однако некоторые формы встречаются в верхней части нижнего девона, местами в низах живета.

Верхняя толща, существенно черносланцевая, флишоидная, приуро-

чена к осевой части Делюно-Сагсайского прогиба и пользуется ограниченным распространением на северо-востоке Монгольского Алтая. Начинается она 150-метровой песчано-гравийно-конгломератовой пачкой, выше которой следует тонкое чередование темно-серых и черных глинистых сланцев, алевролитов, серых мелкозернистых песчаников, редких прослоев черных известняков. Мощность толщи 1500—2000 м. Комплекс флоры — *Taenocrada decheniana* (Goerr.) Kräus. et Weyl., *Pseudouralia sibirica* Petr., *Barrandainopsis* sp., *Protocephallopteris* sp., *Aneurophyton* cf. *germanicum* Kräus et Weyl., брахиопод — *Microspirifer mesacostalis* (Hall.), *Acrospirifer* cf. *diodenaris* Hall., *A. gregarius* Clapp., *Euryspirifer chechiel* var. *mesoloba* (Kon.), *Mediospirifer mueronatus* (Cop.), *Athyris concentrica* Buch. и мшанок — *Fenestella vera* Ulr., *Hemitrypa devonica* Nekh., *H. bugusunica* Nekh., *Semicosciniium striatum* Nekh. устанавливает живетский возраст черносланцевой толщи, а появление *Microspirifer mesacostalis* (Hall.) может говорить о том, что в составе толщи присутствуют отложения низов верхнего девона.

Северо-восточнее, уже в пределах юго-западного окончания Тувинского прогиба (на севере Убсунурской котловины) известны пестроцветные карбонатно-терригенные и галогенные отложения с живетскими брахиоподами: *Acrospirifer gregaris* Clapp., *Atrypa* cf. *aspera* Schloth.

В Северо-Монгольской системе наиболее полный разрез девона наблюдается на ее западе. Здесь выделяются два разновозрастных, литологически различных комплекса, залегающих несогласно на раннекаледонском складчатом основании и отделенных друг от друга перерывом и несогласием.

Нижний вулканогенный комплекс сложен наземными пестроцветными, красноцветными эффузивами и пирокластами среднего и кислого состава. В верхах его присутствуют прослой грубообломочных красноцветных пород. В районе р. Дзабхан и западнее оз. Убсу-Нур верхняя часть комплекса целиком представлена красноцветной молассой. В восточных предгорьях Монгольского Алтая верхняя часть вулканогенного комплекса замещается пестроцветной эффузивно-осадочной толщей с фауной эйфельского яруса. Мощность комплекса 4000—5000 м. Возраст его определяется условно в интервале нижний девон — низы среднего девона по сопоставлению с разрезом нижнего девона — эйфеля северо-восточной части Монгольского Алтая и по аналогии с соответствующими образованиями Тувинского прогиба.

Верхний комплекс развит локально и представляет собой типичную молассу, образованную сероцветными и красноцветными конгломератами, песчаниками, алевролитами с единичными покровами андезитовых порфиров, липаритовых порфиров и их туфов. На левобережье р. Идэр-Гол, в 25 км восточнее сомона Тосон-Цэнгэл, в песчаниках верхнего комплекса обнаружена флора: *Protopteridium* cf. *hostimense* Krejci, *Taenocrada* cf. *decheniana* (Goerr.) Kräus. et Weyl., *Aphylopteris* sp. имеющая среднедевонский возраст. На юге Северо-Монгольской системы, в северных предгорьях Монгольского Алтая, верхний комплекс представлен известняками и песчаниками с растительными остатками живетского яруса: *Protocephallopteris praecox* Höeg., *Aneurophyton germanicum* Kräus. et Weyl., *Barrandainopsis beliakovi* Krysh., *Taenocrada orientalis* Radcz., *Aphylopteris* sp. Мощность верхнего комплекса варьирует от 1500 до 3000 м.

В Монголо-Амурской системе выделяются два резко различных разреза девона. Во внутренних прогибах этой системы с девона начинает формироваться мощная кремнисто-терригенная серия, известная под названием хангайской (или хэнтэйской)¹. По возрасту она обнимает девон,

¹ Соответствует граувакковой серии М. А. Усова.

карбон и нижнюю пермь. Хангайская серия представляет собой мощный (10—12 км) однообразный комплекс несогласно чередующихся вулканомитовых, полимитовых, реже граувакковых песчаников, алевропесчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов, окрашенных в грязно-зеленые, темно-серые, голубовато-серые тона. Характерно присутствие линзовидных горизонтов сургучно-красных яшм и яшмо-кварцитов. На отдельных уровнях разреза локально появляются вулканогенные породы основного, среднего и кислого состава. Типичен массивный неслоистый облик большинства терригенных пород. Но наряду с ними нередко присутствуют ритмичнослоистые, полосчатые пачки, придающие отдельным толщам флишеидный облик.

К девону принадлежит нижняя часть упомянутой серии мощностью в 3000—3500 м. Она образована в основном песчаниками с изредка появляющимися зеленокаменными эффузивами основного и среднего состава во внутренних частях прогибов и кислыми лавами и пирокластами по периферии этих прогибов (в частности, по северному борту Хангайского прогиба). Возрастная принадлежность этой толщи к девону устанавливается находками фауны и флоры. Из нижней трети разреза севернее Убур-Хангая определены криноидеи и кораллы — *Thamnopora* aff. *dunbeiensis* Tchern., *Crassialveolites* ex gr. *crassus* (Lec.), *Coenites* sp., типичные для айфельского яруса. В верхах толщи обнаружен отпечаток *Lepidodendropsis* sp. по облику живетского возраста. Учитывая согласное перекрытие кремнисто-песчаниковой толщи слоями с органическими остатками нижнего карбона, можно предположить, что время накопления ее отвечает, по-видимому, всему девону.

В краевых поднятиях Монголо-Амурской системы девонские отложения отличаются большим своеобразием. Они залегают резко несогласно на нижнепалеозойских толщах. Лучше всего девонские образования изучены по северному краю Хангайского синклиория, в районе оз. Терхин-Цаган-Нур (сомон Таряту), где они представлены мощной, существенно вулканической серией, содержащей в средней части терригенные породы с морской фауной. По возрасту эта серия отвечает, по-видимому, всему девону. Она подразделяется на три свиты: наринскую эффузивно-пирокластическую, преимущественно среднего состава (1500—2000 м), тарятскую темноцветную песчано-алевролитовую с мощными конгломератами в основании и морской фауной в верхах (1500 м) и верхнюю хунейскую, образованную вулканитами среднего и кислого состава (2500 м). Из алевролитов тарятской свиты определены типичные нижнедевонские брахиоподы: *Rhytistrophia beckii* (Hall.), *Leptaena* cf. *lebedevi* (Tchern.), *Pareatonia* cf. *sinuata* (Hall.), *Levenea subcarinata* Hall., *Schuchertella* cf. *woolworthana* (Hall.).

Две нижние свиты принадлежат нижнему девону, верхняя толща, заключенная между слоями с нижнедевонской и нижнекаменноугольной фауной, относится скорее всего к среднему — верхнему девону.

В Центрально-Монгольской системе девонские отложения распространены главным образом на северо-востоке ее, но локально развиты и на западе. Как правило, они слагают разобщенные поля, характеризуются большим разнообразием и отличны по стратиграфическому объему. В их основании повсюду устанавливается резкое несогласие.

На северо-востоке выделяются четыре района развития девонских отложений: левобережье р. Керулен в ее среднем течении, правобережье р. Керулен (район гор Буйе-Ул и Тумен-Цогто), водораздельное пространство между Ононом, Ульдзой и Керуленом (район пос. Хардзаный), междуречье Ульдзы и Керулена, северо-западнее г. Чойбалсан (окрестности горы Гад-Зар).

На левобережье р. Керулен девон представлен мощной (до 4000 м) морской черносланцевой керуленской серией, залегающей несогласно на

вулканогенных образованиях нижнего палеозоя и приуроченной к Керуленскому регенерированному прогибу. Она состоит из часто, нередко флишоподобно чередующихся черных, темно-серых и грязно-зеленых глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, среди которых обособляются гравийно-песчаниковые горизонты с линзами конгломератов. Характерно присутствие кремнистых пород и единичных покровов зеленокаменных эффузивов среднего состава. В нижней части разреза содержатся брахиоподы тивера — нижнего жедина — *Leptostrophia carinata* Bor., *Leptaena* (?) *rhomboidalis* Wilk., *Anastrophia* aff. *bedrovi* Nil., *Stropheodonta* aff. *carrugata pseudofascicula* Rukav., *Anoplia undurchanensis* Modz., *Heweella* aff. *mercurii* Goss и силурийско-нижнедевонские криноидеи — *Pentagonocyclicus kaplunae* Yelt., *Medinecrinus* aff. *radialis* (Yelt.).

Из верхних горизонтов известны нижнедевонские брахиоподы — *Leptostrophia carinata* Bor., *Acrospirifer* sp.; трилобиты — *Phacops* cf. *urushensis* Z. Max., *Dalmanites* cf. *urkanesis* Z. Max.; криноидеи — *Pentagonocyclicus radialis*, *P.* cf. *obloides* Yelt. et Dubat. На юго-западе Керуленского прогиба, в большой излучине р. Керулен, низы керуленской серии замечаются карбонатно-терригенной толщей с аналогичной фауной тивера — нижнего жедина (Амантов, Модзалевская, 1966).

На правобережье р. Керулен, в окрестностях горы Буйе-Ул, к девону относится сероцветная песчаниково-алевролитовая толща с крупными линзами биогермных кораллово-мшанковых известняков в низах разреза. Основание толщи не вскрыто. Мощность примерно 2000 м. Из самых низов видимого разреза определены брахиоподы — *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Megastrophia* cf. *hemisphaerica* (Hall.), *Spinatrypa* cf. *subspinosa* (Laz.), *Desquamatia* aff. *vijaica* Khod., *Acrospirifer arenosus* (Hall.), указывающие на верхи нижнего — низы среднего девона. В биогермных известняках установлены эйфельские формы кораллов — *Pachyfavosites* ex gr. *marcovskiyi* Sok., *Coenites* cf. *declivis* Weiss. и среднедевонские брахиоподы — *Chonetes* aff. *scitulus* Hall., *Ch.* aff. *marylandicus* Pross., *Ch. coronatus* Conrad., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Laz., *Mucrospirifer* (?) aff. *macrus* (Hall.). Среди криноидей, собранных из более высоких уровней разреза, определены *Kuzbassocrinus binidigitatus* Yelt. скорее всего эйфельского возраста, *Hexacrinites biconcavus* Yelt. et Dubat., *H. mamillatus* Yelt. et Dubat., *H. dentatus carinatus* Yelt. et Dubat., *Pentagonocyclicus* cf. *incelebratus* Yelt. et Dubat., *P. vastus* Yelt. et Dubat., указывающие на живетский возраст.

Комплекс фауны в целом свидетельствует о среднедевонском (вероятно, эйфельском) возрасте толщи с элементами верхов нижнего девона.

В окрестностях гор Тумен-Цогто и Шара-Хада сходные по составу карбонатно-терригенные, но сравнительно грубообломочные отложения (200 м) принадлежат к более высоким уровням среднего девона и к верхнему девону. Здесь среди мшанок среднедевонского возраста — *Lioclema* cf. *coynicha* Nekh., *Fenestella vera quadrata* Krasn., *Semicoscium* aff. *altaicum* Nekh. присутствуют и франские: *Eofistulipora* sp. n. Табуляты *Alveolitis* aff. *lamniscus* Le'Maitre, *Placocoenites medius* (Lec.) известны в эйфельских и живетских слоях.

Иной разрез девона наблюдается в районе пос. Хардзаний. Он представлен континентальной кремнисто-терригенной хардзанийской серией мощностью до 2500 м, которая имеет трехчленное строение. Она начинается базальными конгломератами, выше которых располагается толща тонкого чередования темно-серых кремнистых алевролитов, аргиллитов, туффитов с флорой *Hostimella* sp., *Taeniocrada decheniana* (Goor.) Kräus. et Weyl. (формы, проходящие из нижнего девона в средний). Средняя толща пестроцветная, грубообломочная, с отдельными прослоями и пачками кремнистых тонкообломочных пород охарактеризована растительными остатками живетского возраста: *Pseudosporochnus* sp., *Barsasopteris*

cf. *nativa* Step., *Protolepidodendron scharianum* Krejci. Верхняя толща близка по составу средней, но содержит покровы кислых эффузивов. По флористическим остаткам время накопления хардзанийской серии отвечает преимущественно среднему девону, хотя ее верхние немые горизонты, возможно, принадлежат верхнему девону. В ряде мест хардзанийская серия согласно подстилается красноцветной, преимущественно пирокластической толщей кислого состава мощностью свыше 1000 м, которая условно отнесена к нижнему — среднему девону.

В окрестностях горы Гад-Зар девонские отложения состоят из двух согласно пластуемых толщ. Нижняя существенно карбонатная толща с отдельными прослоями терригенных пород, мощностью до 1000 м, содержит фауну нижнего девона — эйфеля. В ней встречаются брахиоподы — *Elythyna* cf. *salairica* var. *angulosiplicata* Rzön., *Mucrospirifer* (?) sp., *Leptostrophia* sp., *Schizophoria striatella* (Schloth.), *Liorhynchus* sp.; трилобиты — *Calymene* sp., *Odontochile* (?) sp.; мшанки — *Polypora belgebaischensis* Nekh., *Reteporina* sp.; криноидеи — *Decarinus orientalis* Yelt., *Hexacrinites mamillatus* Yelt. et Dubat. В верхах толщи установлены эйфельские формы кораллов: *Pachyfavosites* ex gr. *polymorphus* (Goldf.), *Tamnopora beliakovi* Dubat. var. *dubrovensis* Dubat. и др.

Верхняя кремнисто-терригенная толща напоминает хардзанийскую серию, но содержит местами линзы рифогенных известняков. Мощность ее 1000—1200 м. В известняках содержатся мшанки — *Fenestella* sp., близкие к *F. vera* Ulrich., *Hemitrypa* sp. n., близкие к *H. multiformis* Moroz., *Semicosciniium altsche datum* Nekh., *Semicosciniium* sp. n., близкие к *S. kysilschincium* Nekh., *Sulcoretopena* sp. n., — характерные для верхов среднего — основания верхнего девона; ниже-среднедевонские брахиоподы — *Leptaena rhomboidalis* Wilch., *Acrospirifer* sp.; кораллы — *Phillipsastraea* sp., указывающие на верхний девон — верхи среднего девона. В кремнистых породах встречаются отпечатки живетских псилофитов — *Aphylopteris tenuis* Petros.

Основная тенденция фациальных изменений в девонских отложениях заключается в резкой смене на коротких расстояниях типично морских осадков прибрежно-морскими и континентальными. Морской черносланцевой и карбонатно-терригенной толщам нижнего девона — эйфеля района Прикеруленья и горы Гад-Зар отвечают наземные излияния и эксплозии кислого состава в районе пос. Хардзаний. Карбонатно-терригенные осадки среднего — верхнего девона первых двух районов замещаются кремнисто-терригенными лагунно-континентальными образованиями хардзанийской серии.

На западе Центрально-Монгольской системы девонские отложения слагают три небольших поля.

В Баянхонгорской зоне разломов, в бассейне среднего течения р. Туин-Гол выделяется темноцветная песчаниково-алевролитовая толща мощностью 1000 м с комплексом брахиопод и трилобитов — *Ripidomella* (?) sp., *Phacops* sp., *Synphoroides* (?) sp., характерным для нижнего девона, возможно, кобленцкого яруса. Эта толща близка к верхам разреза керуленской серии.

В Северной Гоби, в 190 км юго-западнее г. Улан-Батор, в развитой здесь туфогенно-осадочной толще обнаружены живетские брахиоподы: *Mucrospirifer mucronatus* (Hall), *Euryspirifer* cf. *medialis* (Hall.), *Paraspirifer* aff. *acuminatus* (Conr.), *Spinocygia granulosa* (Conr.), *Sp.* aff. *curyteines* (Owen.)

На правобережье р. Онгиин-Гол, в 125 км на юго-юго-восток ст г. Убур-Хангай, обнажена толща (мощностью 700 м) песчаников и алевролитов с горизонтами базальтовых и андезитовых порфиритов. Эта толща содержит флору (*Cortex* sp.), пыльцу и споры (*Hymenozonotriletes variabilis* Naum., *H. radiatus* Naum., *Archaeozonotriletes regularis* Naum.), датирующие франский ярус верхнего девона.

В Южно-Монгольской системе девонские отложения составляют главную часть герцинского геосинклинального комплекса. Повсеместно они связаны постепенными переходами с силурийскими; местами проведение границы между силуром и девоном весьма затруднительно в связи с литологическим сходством пограничных толщ и присутствием смешанного комплекса фауны. Необычайно сильная фациальная изменчивость, смена подводных вулканитов карбонатными, кремнистыми и терригенными толщами, интенсивная дислоцированность и часто значительный метаморфизм составляют характерные черты девона Южно-Монгольской системы. Здесь распространены два основных типа разреза: терригенно-карбонатный, свойственный северной окраине этой системы, и зеленокаменно-вулканогенно-кремнистый, прослеживающийся в ее южной осевой части.

Для терригенно-карбонатного типа разреза характерны известняки, часто органогенные, алевролиты, глинистые сланцы, реже граувакки. Наиболее выдержанными по площади, практически маркирующими являются рифовые известняки эйфельского яруса, прослеживающиеся с перерывами на огромном расстоянии.

Один из лучших разрезов данного типа наблюдался на южных склонах Гобийского Алтая, к югу от сомона Баян-Гоби. В низах его выделяется 1500-метровая нижедевонская толща глинистых сланцев, алевролитов и, реже, органогенных известняков с жединскими табулятами — *Striatopora pecozi* Dubat., *S. cf. secssi* Bern., *S. sensi* Penec., *Lecomptia ramosa* Miron. и гелиолитоидеями — *Bogimbailites* sp. и *Pachycanalicula* sp. Выше согласно залегает 400—700-метровая толща маркирующих рифовых известняков эйфеля с табулятами: *Emmonsia emmonsi* (Roming), *Thamnopora proba* Dubat., *Caliopora primitiva* Janet, *Alveolitella* aff. *karmakensis* (Tchern.), *Ego-siella inventa* Tchud. Наконец, верхняя, самая мощная (до 3000 м) толща образована туфопесчаниками, граувакками, глинистыми сланцами с поровами основных и средних эффузивов. По стратиграфическому положению в едином разрезе между фаунистически доказанными эйфельскими и нижекаменноугольными отложениями эта толща относится к живету — верхнему девоноу.

На северных склонах Гобийского Алтая нижедевонская сланцевая толща, по-видимому, замещается известняками, постепенно переходящими вверх по разрезу в эйфельскую карбонатную толщу; граувакковая толща переходит в песчано-сланцевую с остатками флоры (*Hostimella* sp.).

Примерно те же толщи (карбонатные и черносланцевые, исключая граувакковую) характерны и для Сухэ-Баторской зоны. Здесь наиболее показателен разрез, наблюдавшийся в горах Хабтагай и Мурэн-Ула. В основании его прослеживается 700-метровая отчетливо слоистая толща известняков, часто доломитизированных, с брахиоподами нижнего девона — *Acrospirifer* aff. *intermedius* (Hall.), эйфеля — *Atrypa schandiensis* Rzon., *Spinatrypa* aff. *taskanensis* (Nal.), *Cypridula globosa* (Schnur.) и эйфельскими табулятами — *Favosites* ex gr. *regularissimus* Janet. Толща слоистых известняков надстраивается сравнительно маломощными (до 100—150 м) рифовыми известняками с живетскими табулятами: *Natallophyllum giveticum* Rad., *Thamnopora cervicornis* (Blain.), var. *obtusispinosa* Dubat., *Alveolites* aff. *lemniscus* Le Maitre.

Рифовые известняки живета местами по простиранию замещаются зеленокаменными андезитовыми и андезит-дацитовыми порфиритами. Выше согласно, но с резким контактом залегает 1000—1500-метровая толща темно-серых и табачно-зеленых глинистых сланцев и алевролитов с линзами целитоморфных и органогенно-детритусовых известняков с брахиоподами *Cyrtospirifer* sp., *Reticularia* sp., гастроподами *Euphemetes* sp. и мшанками. С размывом сланцево-алевролитовая толща перекрывается известняками нижнего карбона.

Примечательно, что в южном направлении карбонатно-терригенные об-

разования сменяются монотонной черносланцевой, местами флишовой толщей большой (свыше 4000 м) мощности, условно относимой к нижнему — среднему девону.

Восточнее, вдоль северной окраины Южно-Монгольской складчатой системы локально развиты рифовые массивы нижнего девона — эйфеля, наблюдавшиеся в окрестностях оз. Орок-Нур, горах Шабдал-Обо и Шара-Обо южнее г. Бурун-Урт. В последнем участке в разных частях одного и того же рифа известны как жедин-зигенские табуляты — *Emmonsia emmonsii* (Rom.), *Squamofavosites bohemicus* Pošta *Placocoenites medius* (Lee), так и эйфельские — *Thamnopora* cf. *yaneta* Dubat., *Striatopora* aff. *jijina* Dubat., *Alveolites* aff. *acrosquamatus* Dubat.

Южнее нижний — средний девон характеризуется переходным (от чисто карбонатного к чисто терригенному) типом разреза, стратотип которого известен севернее сомона Халдзан (Сайн-Шандын-худук). Здесь фаунистических охарактеризованные карбонатные отложения верхов силура — самых низов девона перекрываются 1500-метровой толщей глинистых, глинисто-кремнистых сланцев и мелкозернистых песчаников с редкими линзами органогенных известняков, содержащих в верхах разреза табуляты среднего девона: *Pachyfavosites abnormis* Dubat., *Favosites* cf. *intermedius* Stew., *Thamnopora reticulata* (Blain.). Аналогичные нижнедевонские — эйфельские разрезы переходного типа развиты юго-западнее (Суджин-Цаган-Обо, Барун-Дзерде и Угомор-Обо).

Зеленокаменный вулканогенный кремнистый тип разреза девона наблюдается в осевых частях Южно-Монгольской складчатой системы — в Барун-Хурае, Заалтайской Гоби, в хр. Гурбан-Сайхан и других районах, где в обилии появляются подводные эффузивы, кремнистые породы, яшмы и граувакки. Однако роль вулканогенных пород, их состав и соотношение с осадочными образованиями изменяются по простиранию Гобийско-Хинганской зоны. В ее центральном отрезке (Заалтайская Гоби, хребты Эдэргэни-Нуру, Гурбан-Сайхан) по литологическим особенностям могут быть выделены две толщи. Нижняя, зеленокаменно-сланцевая, состоящая из основных эффузивов, хлорит-эпидотовых и кремнистых сланцев и яшм, достигает мощности 2500—3000 м. Верхняя, кремнисто-граувакковая толща (3000—3500 м) отличается крайне резкой фациальной изменчивостью и характерным чередованием относительно мощных (до 200—300 м), но быстро выклинивающихся по простиранию пачек пестроокрашенных яшмовидных пород и кремнистых алевролитов, туффигов, граувакк и кирпично-красных яшм, ассоциирующих с лавами основного и среднего состава. Особенностью девонских образований подобного типа является их исключительная бедность органическими остатками, так что датировка возраста двух вышеуказанных толщ основывается на их залегании в согласном разрезе под отложениями карбона (хр. Гурбан-Сайхан, южные склоны Гобийского Алтая), а также на достаточно далеких сопоставлениях. С известной долей условности принято, что зеленокаменно-сланцевая толща отвечает нижнему — среднему девону (хотя местами она, вероятно, начала накапливаться еще в верхнем силуре), а кремнисто-граувакковая относится к среднему — верхнему девону.

Специфика девонского комплекса на западе Гобийско-Хинганской зоны, в частности в Барун-Хурае, заключается в обилии стратиграфических несогласий в разрезе (предживетское, предфаменское и др.), что позволяет выделять ряд локально развитых местных свит. Однако в целом здесь, как и в более восточных районах, выявляются два крупных ритма девонского осадконакопления. В нижне-среднедевонских отложениях очень велика роль вулканитов различного состава: спилитов, диабазовых и андезитовых порфиритов, липаритовых и дацитовых порфиров, образующих мощный вулканогенный комплекс. Лавы и туфы чередуются с туффиитами, туфопесчаниками, кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Местами появляю-

ся пелитоморфные и органогенные известняки. Из наиболее представительных разрезов вулканогенного комплекса в первую очередь надо отметить разрез на северном склоне хр. Байтак (родник Ичкесу и р. Улясугай-Гол), где в нижней части обособляется 1500-метровая толща диабазовых и андезитовых порфиров, реже — туфоконгломератов и известняков с брахиоподами: *Paraspirifer* ex gr. *cultrijugatus* Roem., *Schizophoria* aff. *striatula* Schloth., *Ucninulus* sp., *Leptostrophia* sp. В верхней части (около 800 м) господствуют кварцевые порфиры, туфогенные песчаники с прослоями пелитоморфных окремненных известняков и кремнистых сланцев с мшанками: *Fenestella* cf. *geometrica* Nekh., *Reteporina* ex gr. *ubensis* Nekh., *Semicoscini-um* cf. *ubensis* Nekh. В целом органические остатки из этого разреза принадлежат верхам кобленцкого — низам эйфельского ярусов. Очень велика (до 6000 м) мощность вулканогенного комплекса восточнее, в хр. Тахин-Шара-Нуру, где в его составе выделяется нижняя (барлагангольская) свита туфов и туффитов с редкими линзами известняков с остатками мшанок, кораллов и брахиопод широкого возрастного диапазона. Залегающая выше, местами с размывом тайганхудукская свита образована преимущественно кремнистыми сланцами, туфами кислого и среднего состава. В большинстве случаев верхняя возрастная граница вулканогенного комплекса проходит внутри среднего девона, но иногда — по подошве верхнего.

Своеобразны по составу верхи девона в Барунхурайском прогибе, представленные двумя различными типами разрезов. На западе хр. Бага-Хабтак-Ула развита 1000—1500-метровая толща полимиктовых и вулканико-миктовых разнозернистых песчаников, туфов, туффитов, эффузивов среднего состава с фауной брахиопод верхнего девона: *Schuchertella* ex gr. *umbraculum* (Schl.), *Lamellispirifer* ex gr. *mucronatus* (Conr.), *L. posterus* Hall., *Cyrtospirifer* cf. *markovskii* Nal., *Schizophoria impressa* Hall., *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Plicatifera meisteri* (Reetz.), *Cyrtospirifer sulcifer* Hall., *Spirifer biplicatus* (Hall.). Однако главное место в верхнедевонских отложениях Барунхурайской зоны занимает специфическая, не имеющая аналогов в других районах Южной Монголии кремнисто-терригенная серия, мощность которой превышает 3500 м. В нижней части она представлена преимущественно песчаниками, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, окремненными известняками, которые часто переслаиваются между собой. В верхней части разреза, отделенной от нижней размывом (то более, то менее резким), широко развиты песчаники, местами при значительной роли внутриформационных конгломератов и углистых сланцев. Конгломерато-песчаниковые пачки часто обладают кривой слоистостью дельтового типа.

Низы кремнисто-терригенной серии большей частью отвечают живету, а верхи захватывают нижние горизонты карбона. Нижняя часть серии содержит фауну живета — верхнего девона, известную в горах Добоин-Обони-Нуру и на северных склонах хр. Бага-Хабтак-Ула. В первом из названных пунктов определены брахиоподы: *Lamellispirifer* cf. *mucronatus* D'Orb., *Camarotoechia foloniensis* D'Orb., *Stropheodonta* aff. *nobilis* M'Cooy. В хр. Бага-Хабтак-Ула установлены брахиоподы — *Atrypa spinosa* Hall. var. *chitralensis* Recd., *Schizophoria striatula* (Schl.), *Schellwienella* cf. *umbracula* (Schl.), *Plicochonetes nanus* Vern., *Spinulicosta* ex gr. *costatula* (Hall.), *Cyrtospirifer disjunctus* (Sow.); мшанки — *Fenestella loktevskensis* Nekh., *F. buratinensis* Krasnop., *F. eloigata* Krasnop., *F. septoporoides* Sch.-Nest., *Hemitrypa devonica* Nekh., *Semicoscinium račkovski* Nekh., *Lioclema* cf. *ramosa* Nekh. и др. В верхах кремнисто-терригенной серии в северных предгорьях хр. Бага-Байтак (район родника Ичкесу) известна турнейская флора.

На востоке Гобийско-Хингайской зоны, несмотря на фрагментарность и небольшие площади выходов, отчетливо выявляется тенденция к некоторой редуцированности девонского комплекса. Это выражается как в выпадении из разреза (при движении на восток) отложений среднего — верхнего девона, так и в исчезновении мощных кремнисто-сланцевых толщ нижнего —

среднего девона, замещающихся сначала порфиритовой, а затем карбонатно-терригенной толщами.

Порфиритовая толща нижнего — среднего девона известна в окрестностях сомона Мантах и в урочище Ундур-Удэ (восточнее г. Сайн-Шанд), где ее мощность достигает 2000 м. Она сложена слабо зеленокаменно-измененными андезитовыми и андезит-дацитовыми порфиритами, их туфами, переслаивающимися с разнозернистыми плохо отсортированными туфопесчаниками и песчанистыми известняками, содержащими нижедевонские брахиоподы — *Delthyris nimius* Kap., *D. aff. perlamellosus* (Hall.), *Acrospirifer aff. murchisoni* (Cast.), *Leptaena boue* (Barr.), *Chonetes aff. crenulatus* Schnur., *Leptostrophia aff. rotunda* Bubl. (урочище Ундур-Удэ) и ругозы — *Lindströmia minima* Spassky, *Enterolasma ex gr. ibericum* Kullman, *Barandeophyllum cantabricum* Kullman. (юго-юго-западнее Сайн-Шанда).

На крайнем востоке, в Халхингольском прогибе (бассейн р. Халхин-Гол) нижнему — среднему девону отвечает 2000-метровая толща глинистых сланцев и песчаников с мощными (до 200 м) известняковыми горизонтальными в кровле; в низах разреза она содержит брахиоподы — *Paraspirifer* (?) *aff. gurjevskensis* Rzon., *Mucrospirifer* (?) *aff. cumberlandie* (Hall.). *Eospirifer aff. pseudotogatus* Khalf., *Plethorhynchta cf. speciosa var. ramsai* Hall., относящиеся к верхам нижнего — низам верхнего девона.

В Южно-Гобийской системе девонские отложения развиты ограниченно. На востоке в Уланульском поднятии (Цаган-Субурга, Уланульский район) известна вулканогенная толща нижнего (?) девона мощностью до 1000 м, литологически очень близкая к порфиритовому комплексу Мантаского и Сайн-Шандинского районов, но отличающаяся от него полным отсутствием осадочных пород и, возможно, субаэральными условиями формирования. Очень интересен вопрос о девонских отложениях запада Южно-Гобийской системы (хр. Гобийский Тянь-Шань), где этому уровню, возможно, отвечает вулканогенно-кремнистая толща мощностью 1000—2000 м, близкая к таковой осевой части Южно-Монгольской системы (хр. Эдэргэни-Нуру).

Своеобразны девонские отложения юга хр. Тото-Шань, в составе которых липаритовые порфиры и их туфы переслаиваются с известково-глинистыми сланцами, песчаниками и криноидными известняками с *Hexacrinites* sp. Сопоставление отложений девона различных районов Монголии дано в табл. 4.

Распределение основных литолого-фациальных типов разрезов девонских отложений для двух временных интервалов (раннего девона — эйфеля и живета — позднего девона) отражено на литолого-фациальных схемах (рис. 6 и 7).

На севере Монголии, на территории Северо-Монгольской и частично Монгольско-Алтайской систем существовал обширный континент с интенсивно проявленным вулканизмом липарит-андезитового состава и грубообломочным молассовым осадконакоплением в межгорных впадинах. Поля развития континентального девона обрамляются с юга площадями распространения морских девонских отложений, которые на фоне большого фациального разнообразия группируются в четыре фациальные зоны.

Наиболее северная из них, Монголо-Амурская, характеризовалась существенно терригенным осадконакоплением с локальным подводным вулканизмом в виде лавовых излияний и яшм, концентрической сменой фаций от прибрежно-морских до морских в направлении к центру прогиба, отчетливой зоной наземного вулканизма по западному обрамлению морского прогиба.

Своеобразной фациальной зоной была Центрально-Монгольская система. Девонские отложения формировались здесь в разобщенных прогибах, они отличаются сильной изменчивостью, выражающейся в быстрой смене мелководных морских (глинисто-алевролитовой и карбонатно-терригенной)

Нижний	Средний		Верхний	Отдел								
	Эйфельский	Живетский		Ярус								
Песчаники, алевролиты, известняки. Брахиоподы. 700 м	Эффузивы кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки. Кораллы, брахиоподы, мшанки. 1600—2000 м на северо-западе, 900—1000 м на северо-востоке	Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, редко известняки. Флора, мшанки. 1500—2000 м		Монголо-Ого-Алтайская								
Эффузивы и туфы преимущественно среднего состава								Северо-Монгольская				
Эффузивы и туфы кислого и среднего состава, местами красноцветные грубообломочные породы. 4000—5000 м		Конгломераты, песчаники, алевролиты. Флора. 1500—3000 м		Монголо-Амурская								
Нижняя часть Хангайской (хэнтейской) серии. Песчаники, конгломераты, алевролиты, яшмы, изредка зеленокаменные основные и средние эффузивы. Криноиды, кораллы, флора. 3000—3500 м							Внутренние провинции	Центрально-Монгольская				
Тарятская свита. Алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты. Брахиоподы. 1500 м Наринская свита. Эффузивы и туфы преимущественно среднего состава. 1500—2000 м	Хунейская свита. Эффузивы и туфы кислого и среднего состава. 2500 м			Краевые провинции	Структурная							
Неруленская серия. Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, конгломераты, редко известняки. Брахиоподы, криноиды. 4000 м	Кремнистые песчаники, алевролиты, линзы органогенных известняков. Брахиоподы, кораллы, криноиды. 2000 м	Грубозернистые песчаники, известняки. Кораллы, мшанки. 200 м	Бассейн р. Керулен	Структурная								
Кислые эффузивы, преимущественно туфы кислого состава. Больше 1000 м		Хордзаньская серия. Кремнистые алевролиты, туффиты, конгломераты. Флора. 2500 м	Пос. Хордзань				Структурная					
Известняки, песчаники. Брахиоподы, мшанки, криноиды, кораллы. 1000 м		Кремнистые алевролиты, песчаники, известняки. Брахиоподы, кораллы, мшанки. 1000—1200 м	Район Горы Татаар							Структурная		

СИСТЕМА		ЗОНА ИЛИ РАЙОН	
Южно-Монгольская		Южно-Монгольская	Южно-Гобийская
Внутренне-Монгольская			
Глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, местами рифогенные известняки. Кораллы. 1500 м	Рифогенные известняки, глинистые сланцы, алевролиты. Брахиоподы, кораллы. 400—700 м	Гоби-Алтай-Ориан, Сухэ-Баторская	Гоби-Алтай-Ориан, Сухэ-Баторская
Диабазовые, андезитовые порфириты, липаритовые порфиры, кремнистые сланцы, туфы, редко органогенные известняки. Брахиоподы, мшанки. 2300—6000 м	Кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, окремнелые известняки; местами — песчаники, туффиты, лавы среднего и основного состава. Брахиоподы, мшанки. 1000—3500 м	Барун-Хурайская	Барун-Хурайская
Кремнистые и хлорит-эпидотовые сланцы, алевролиты, зеленокаменные основные эффузивы. Криноидеи. 2500—3600 м	Кремнистые алевролиты, туффиты, яшмы, грауванки, зеленокаменные основные и средние эффузивы. 3000—3500 м	Энергинин-Гурвансай-Ханская	Энергинин-Гурвансай-Ханская
Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, туфогенные песчаники, песчаные известняки. Брахиоподы, кораллы. 2000 м		Сайн-Шандин-слан	Сайн-Шандин-слан
Глинистые сланцы, песчаники, известняки, редко основные эффузивы. Брахиоподы, 2000 м		Халхин-гольская	Халхин-гольская
Эффузивы основного и среднего состава, кремнистые алевролиты, песчаники, 1000—2000 м		Гоби-Гяв-Шанская	Гоби-Гяв-Шанская
Андезитовые, андезит-дацитовые, реже диабазовые порфириты, 1000 м		Улануль-ская	Улануль-ская
Песчаники, алевролиты, известняки, кислые эффузивы. Криноидеи, 2500 м		Солон-корокая	Солон-корокая

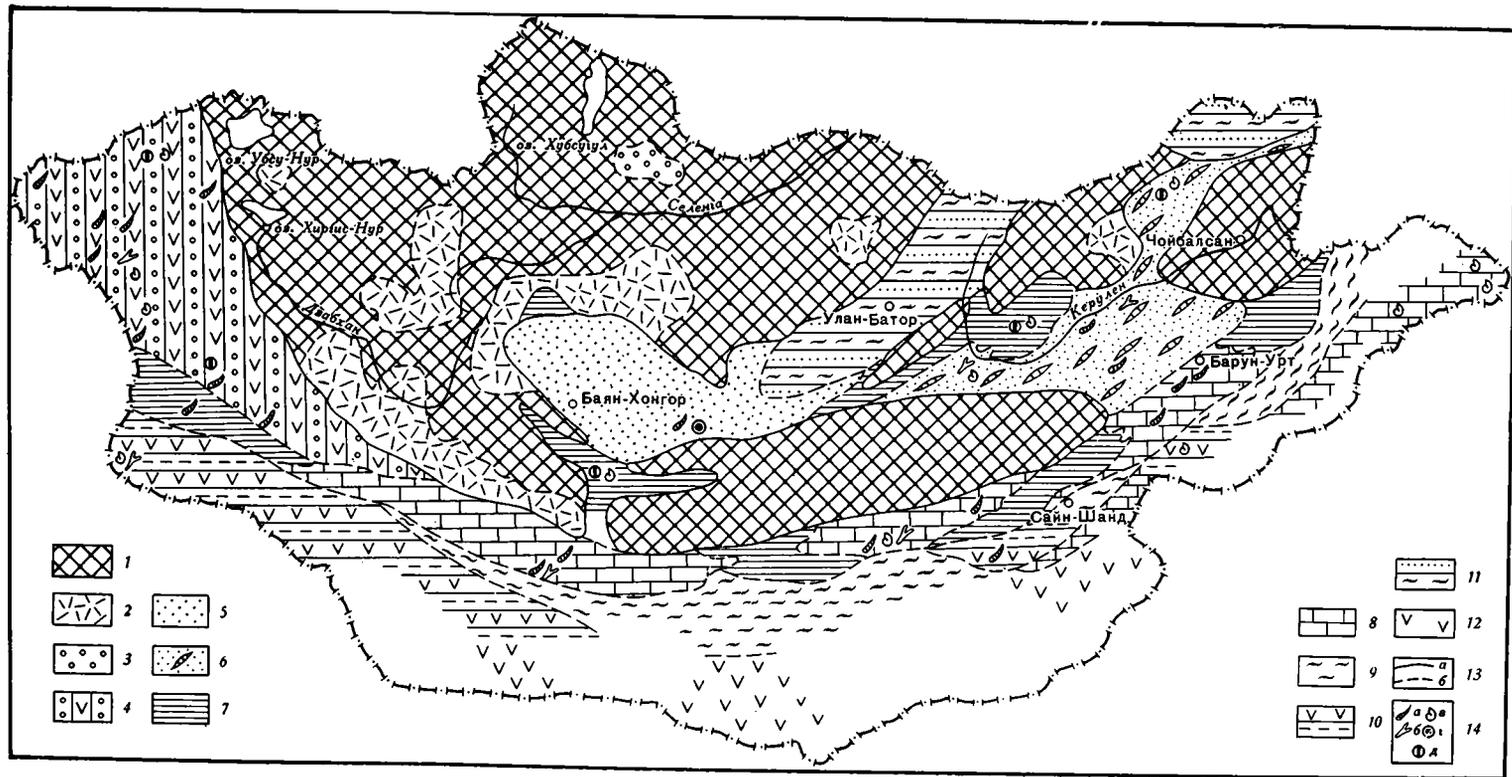


Рис. 6. Литолого-фациальная схема раннедевонской эпохи — зйфельского века

1—3 — области континентального режима: 1 — районы преимущественного размыва, 2 — наземные лавы и пирокласты кислого и среднего состава, 3 — пестроцветные песчано-галечные осадки межгорных впадин; 4 — области неустойчивого континентального и морского режима (преимущественно наземные лавы кислого и среднего состава, пестроцветные песчаные, реже галечные и карбонатные осадки). Области морского режима (5—11): 5—8 — осадки мелководной зоны; 5 — преимущественно песчаные, 6 — песчаные, реже карбонатные, 7 — глинисто-алевритовые, реже песчаные, 8 — преимущественно карбонатные (риф); 9 — относительно глубоководная зона (глинистые и кремнистые осадки, местами подводные лавы основного состава); 10 — подводные лавы смешанного состава, 11 — песчано-алевритовые осадки; 11 — песчано-алевритовые и кремнистые осадки, местами подводные лавы основного и среднего состава; 12 — лавы среднего состава; 13 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 14 — места находок: а — кораллов, б — мшанок, в — брахиопод, г — криноидей, д — трилобитов

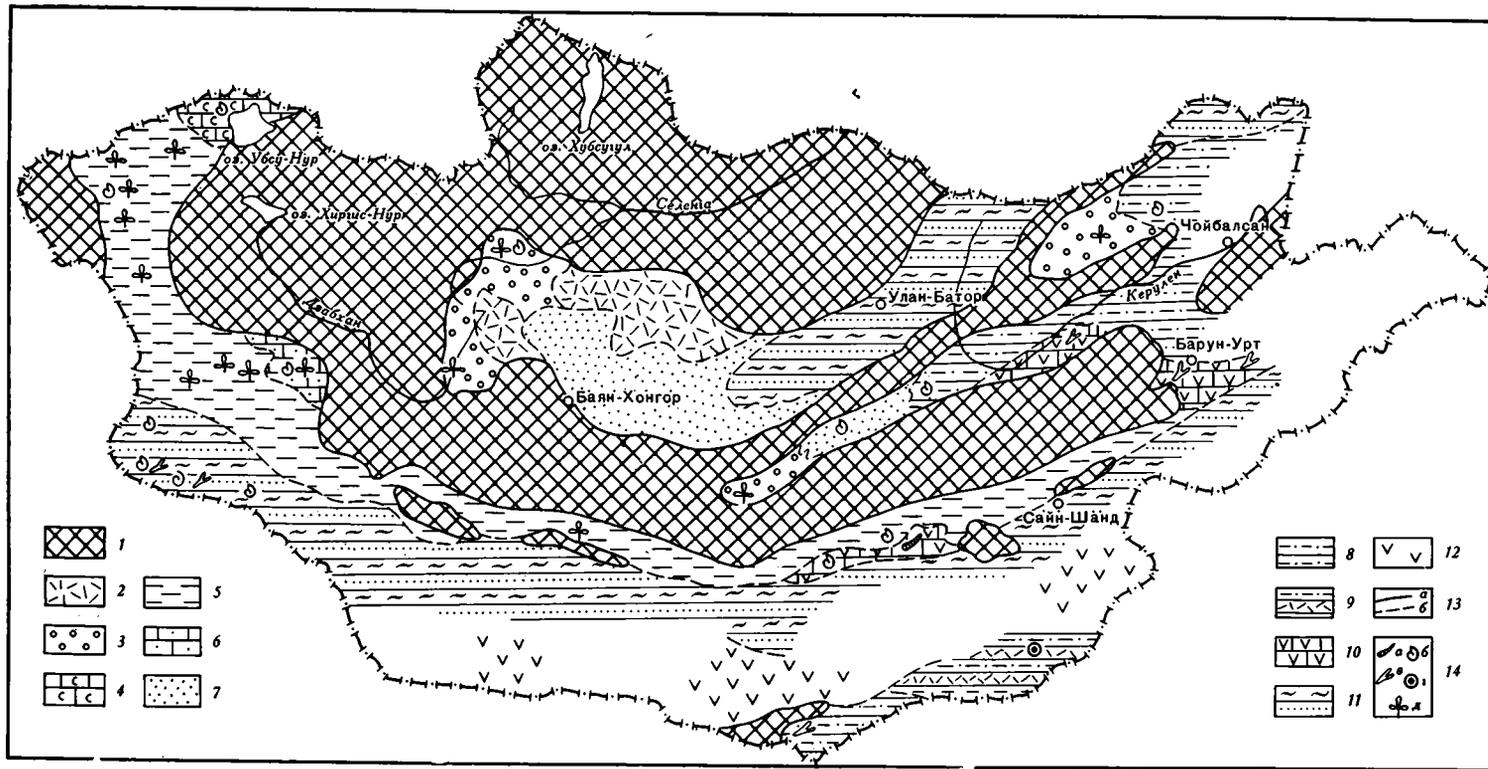


Рис. 7. Литолого-фациальная схема живетского века — позднедевонской эпохи

1, 2 — области континентального режима: 1 — районы преимущественного размыва, 2 — наземные лавы и пирокласты кислого и среднего состава; 3, 4 — области неустойчивого континентального и морского режима, зона прибрежных лагун; 3 — песчано-галечные и алевроитовые осадки, 4 — красноцветные карбонатные, песчаные и галогенные осадки. Области морского режима (5—10): 5, 6 — зона прибрежного мелководья: 5 — глинисто-алевритовые и песчаные осадки, 6 — карбонатные, реже песчаные осадки, 7—9 — осадки мелководной зоны: 7 — преимущественно песчаные, 8 — песчано-алевритовые, реже карбонатные, 9 — песчано-алевритовые осадки, лавы кислого состава, 10 — карбонатные осадки и лавы преимущественно среднего состава; 11 — песчано-алевритовые и кремнистые осадки, местами подводные эффузивы основного и среднего состава; 12 — лавы среднего состава; 13 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 14 — места находок: а — кораллов, б — брахипод, в — мшанок, г — криноидей, д — флоры

фаций прибрежно-морскими и континентальными грубообломочными, кремнисто-терригенными и вулканогенными образованиями.

Сходная фациальная обстановка обнаруживается в девоне Монгольского Алтая, где кратковременно существовавшие прогибы изменчивой конфигурации выполнялись черносланцевыми, пестроцветными карбонатно-терригенными и вулканогенными образованиями прибрежно-морского и континентального генезиса.

Иные условия седиментации были свойственны Южно-Монгольской геосинклинальной системе. Здесь, наряду с карбонатными и тонкообломочными терригенными фациями мелководной зоны, широко представлены продукты подводных излияний основного и среднего состава и парагенетически связанные с ними глинисто-кремнистые и граувакковые толщи. Тесная связь девонских отложений с морскими силурийскими образованиями свидетельствует о постоянном морском режиме, существовавшем в этой части страны на протяжении обоих периодов. Внутри самой системы обнаруживается резкая смена с севера на юг осадков мелкого моря фациями относительно глубоководной зоны. Во вторую половину девонского периода на фоне сохраняющейся латеральной зональности фаций происходило общее обмеление бассейна. Площадь относительно глубоководных впадин резко сократилась, одновременно возникли внутренние кордильеры.

Может быть, еще одна область континентального осадконакопления существовала на юге Монголии, в восточной половине Южно-Гобийской системы, однако фациальная принадлежность развитых здесь вулканитов пока не ясна. В западной же части этой системы условия осадконакопления, видимо, были сходны с таковыми в смежных районах Южно-Монгольской системы.

КАРБОН

Каменноугольные отложения на территории Монголии пользуются столь же широким распространением, как и девонские, присутствуя почти во всех структурно-формационных зонах. Они распадаются на два естественных комплекса, по которым ниже и будет произведено их описание. Нижний комплекс, отвечающий нижнему карбону, развит наиболее широко и представлен преимущественно разнообразными морскими осадками. Верхний комплекс (средний — верхний карбон) на большей части территории образован наземными обломочными и эффузивно-пирокластическими образованиями. Граница между этими комплексами проходит на различных стратиграфических уровнях в пределах намюра — низов среднего карбона.

Нижний карбон достаточно надежно охарактеризован морской фауной, часто являясь опорным горизонтом палеозойских разрезов Монголии. Нижнекаменноугольная фауна относится к числу наиболее изученных, в связи с чем в ряде районов удается выделить турнейский и визейский ярусы, а иногда и подъярус. Ограниченно развиты континентальные осадки нижнего карбона, охарактеризованные растительными остатками. В кровле нижнего комплекса в некоторых районах выделяются слои, содержащие брахиоподы гутайского горизонта Забайкалья (намюр-башкирский ярус). На большей части территории этот стратиграфический уровень охарактеризован сообществами флор, аналогичных комплексу острогской свиты Кузбасса, возраст которой последнее время все более уверенно считается намюрским (Мейен, 1968).

Более верхние горизонты карбона, обнимающие по существу весь средний и верхний карбон, доказаны еще очень слабо. Охарактеризованы они главным образом растительными сообществами; только на крайнем юге страны и в одном пункте на северо-востоке Монголии известны находки средне- и верхнекаменноугольных фораминифер.

Нижний карбон

Нижнекаменноугольные отложения рассматриваются по следующим основным районам (с севера на юг): Орхонский прогиб, Монголо-Амурская, Центрально-Монгольская, Южно-Монгольская, Южно-Гобийская и Внутренне-Монгольская системы. Отдельно характеризуются локальные выходы нижнего карбона, развитые на севере и северо-западе страны, на площади Северо-Монгольской и Монгольско-Алтайской систем.

В Орхонском прогибе каменноугольные отложения представлены сероцветной терригенной толщей с базальными конгломератами в основании, залегающей резко несогласно на различных более древних образованиях. Наиболее полный разрез наблюдался А. А. Моссаковским (Грецкая, Моссаковский, 1969) в междуречье Орхона и Толы. Комплекс каменноугольных отложений состоит из трех согласно пластующихся толщ. Нижняя толща конгломерато-песчаниковая достигает мощности 100—600 м. Средняя алевролитовая толща (1500—2000 м) сложена темно-серыми и грязно-зелеными алевролитами с подчиненными прослоями и пачками песчаников. В средней части толщи присутствуют верхнетурнейские — нижневизейские брахиоподы: *Punctospirifer* ex gr. *enisseiensis* Lap., *Verkhotomia* sp., *Spirifer* ex gr. *attenuatus* Sow. В кровле толщи содержится комплекс брахиопод — *Chonetes ischimicus kusbassicus* Sok., *Plicatifera* cf. *plicatilis* (Sow.), *Orulgania verkhotomica gukhiniana* Kotl., *Neospirifer profasciger* Masl., *Torynifer pseudolineatus asiaticus* Besn. и пелеципод — *Streblochondria obiensis* Mur., *Pseudamussium ellipticum* (Phill.), известных в острогской свите Кузбасса. Они указывают на намюрский, возможно, среднекаменноугольный возраст вмещающих пород.

Верхняя песчаниковая толща (1000—1100 м) сложена грязно-зелеными пуддинговыми песчаниками с тонкими прослоями черных и оливково-зеленых алевролитов и охарактеризована флорой — *Cardiopteridium* sp., *Asterocalamites* sp., *Caulopteris* sp., *Koretrophyllites* (?) sp., *Chacassopteris concinna* Radcz. визе-намюрского возраста. Таким образом, терригенный комплекс охватывает в возрастном отношении весь нижний карбон, а возможно, в верхней своей части и низы среднего карбона.

К западу от р. Орхон на северных склонах Хангайского хребта (в бассейне р. Сумэин-Гол) отложения турне из разреза выпадают. Здесь из основания песчано-алевролитовой толщи нижнего карбона известны лишь визейские брахиоподы: *Orthotetes* ex gr. *kaskaskiensis* (Mc Chesney), *Cleyotthyridina* cf. *expansa* (Phillips), *Dielasma* cf. *chouteauensis* Weller, *Schellwienella* cf. *rotunda* Thomas, *Coamarotoechia* cf. *pleurodon* (Phillips) и др.

Восточнее р. Орхон нижнекаменноугольные отложения давно уже известны в районе горы Урмуктей, где они были описаны В. А. Обручевым (1900), а затем П. П. Сизовой (1935). Богатый комплекс фауны из этого местонахождения характеризует верхи турне.

Таким образом, песчано-алевролитовая толща Орхонского прогиба в целом отвечает всем ярусам нижнего карбона (кроме, может быть, нижней половины турне), а ее верхние горизонты, возможно, принадлежат башкирскому ярусу. Ю. Я. Петрович (1963) справедливо отметил, что полнота разреза нижнего карбона уменьшается с востока на запад (по простиранию прогиба) в основном за счет выпадения нижних горизонтов.

В Монголо-Амурской системе в Хангайском и Хэнтэйском прогибах нижнекаменноугольные отложения входят в состав хангайской (хэнтэйской) серии. С подстилающими отложениями девона и перекрывающими образованиями условно среднего — верхнего карбона они связаны постепенными переходами. К нижнему карбону относится флишoidная песчано-алевролитовая толща, состоящая из часто перемежающихся алевролитов, аргиллитов, песчаников, изредка гравелитов и конгломератов, окрашенных в темно-серые и голубовато-серые тона. Характерно широкое развитие рит-

мичнослоистых пачек. Мощность толщи 1500—1700 м. В окрестностях г. Улан-Батор из нижних горизонтов флишеидной толщи определены визейские брахиоподы *Spirifer duplicicostus* Mart. В верхах толщи установлены мшанки — *Fenestella invulgata* Shishova, *F. fabalis* Shishova, *Lyrocladia mariae* Shishova, *Sulcoretepora mergensis* Nekh., *Nikiforovella vachrameevi* Nekh., тождественные формам из верхов урмугтейского разреза Орхонского прогиба. В верхних пограничных слоях содержатся намюрские лепидофиты: *Angarodendron obrutchevi* Zal., *Tomiodendron* cf. *batchaticum* (Chachl.) Radcz., *Chacassopteris concinna* Radcz.

В пределах Западно-Хангайского краевого поднятия, в районе сомона Гурбан-Булак, нижний карбон представлен сероцветными терригенными грубообломочными образованиями мощностью 1000—1500 м, несогласно залегающими на нижнем палеозое и девоне. Они охарактеризованы турнейскими и нижневизейскими брахиоподами: *Schuchertella* cf. *lens* (White), *Spirifer tersiensis* Rotai и др.

В Центрально-Монгольской системе нижнекаменноугольные отложения распространены преимущественно в западной ее части и повсеместно отделены несогласием от подстилающих пород. В грабенах Баян-Хонгорской зоны (по рекам Байдарагин-Гол и Туин-Гол) к ним относится сероцветная песчано-алевролитовая толща с прослоями вулканогенных пород в верхней части, содержащая морскую фауну. Комплекс брахиопод — *Spirifer attenuatus* Sow., *Torynifer* aff. *evagarafus* Besn., *Siryngothyris* cf. *sibirica* (Sok.), *Orulganina* aff. *plinoides* (Sok.), *Torynifer* cf. *gasimurensis* (Fred.), пеллеципод — *Aviculopecten* cf. *waleidorensis* Kon., *Lithophaga lingualis* Hind и флоры — *Hartungia alternans* (Schm.) Radcz., *Lophiodendron tyrganense* Zal., *Angarodendron obrutchevi* Zal. характеризует главным образом турнейский и низы визейского яруса.

Западнее, в пределах Буцаганской мульды, наблюдается существенно грубообломочный разрез карбона, обильно насыщенный конгломератами и гравелитами в основании и в верхней части. Мощность его 2000 м. Из нижней части разреза определены брахиоподы визейского, возможно, намюрского возраста — *Buxtonia scabricula* Mart., *Reticularia salemensis* Well., *Streptorhynchus ruginosum* (Hall et Clarke), а из верхних горизонтов — мшанки *Streblascopora* sp., известные только в башкирском ярусе среднего карбона. Возраст отложений Буцаганской мульды, таким образом, заключен в интервале: верхи нижнего — низы среднего карбона, т. е. более молодой, чем в грабенах.

На востоке Центрально-Монгольской системы слои с нижнекаменноугольной фауной и флорой известны в двух пунктах. На юго-восточных склонах Хангая, в окрестностях сомона Юсун-Цзутил, в песчано-алевролитовых отложениях, аналогичных терригенной толще южного борта Орхонского прогиба, обильно представлены *Polidevcia stilla* (Mc Coy.), *P. tomiensis* Migom., типичные для низов карбона. Восточнее, в районе станции Хара-Айрак, к нижнему карбону относится континентальная моласса с флорой *Lepidodendron hirmeri* Lutz, *L. vandergrachtii* Jongm., начавшая формироваться, по-видимому, с позднего девона.

На севере и северо-западе Монголии нижний карбон выделяется в единичных мелких полях. На юго-востоке Монгольского Алтая (хр. Батыр-Хайрхан) и по западному обрамлению Убсунурской котловины он представлен маломощными (до 600 м) континентальными грубообломочными терригенными образованиями с горизонтами туфов, иногда углей и с флорой турнейского и визейского возраста: *Lepidodendropsis concinna* Radcz., *Protosolanus elongatum* Radcz., *P. torenticum* (Chachl.) Radcz., *Ursodendron meleschtenkoi* Radcz., *U. chacassicum* Radcz.

На северо-западе Монгольского Алтая (бассейн р. Джаньсай) распространены карбонатно-терригенные отложения мощностью до 900 м, охарактеризованные брахиоподами — *Cytospirifer* cf. *julli* Dehee, *Aviculopecten*

gracilis Jan. и мшанками — *Hemitrypa prounata* Ulr., *Fenestella* cf. *multispinosa* Ulr., *F.* ex gr. *rudis* Ulr., *F.* ex gr. *longa* Nekh., *F.* cf. *nododorsalis* Ulr., *Polypora* cf. *bukhtarmensisformis* Nekh. того же возраста, что и флора.

Южно-Монгольская система характеризуется широким развитием геосинклинальных отложений нижнего карбона. Локализуются они главным образом в ее южной, Гобийско-Хинганской зоне, где отличаются большой мощностью (до 3000 м) и резкой фациальной изменчивостью как по разрезу, так и по площади. Для нижнекаменноугольных отложений здесь характерны разрезы двух типов: существенно вулканогенные и терригенные.

Наиболее типичен для этой зоны вулканогенный тип разреза, представленный толщей средних, реже кислых эффузивов, их туфов и туфобрекчий, переслаивающихся с туфогенными песчаниками, алевролитами, яшмоидами, известковистыми песчаниками и известняками. Он развит преимущественно во внутренних частях зоны. Эффузивы местами равномерно распределены по разрезу, но чаще тяготеют к его низам, тогда как в верхах обособляется толща тонкообломочных пород с линзами известняков. Среди существенно вулканогенных накоплений на западе хр. Эдэргэни-Нуру и на южном склоне Монгольского Алтая обнаружены турнейские брахиоподы: *Buxtonia antiquissima* (Liss.), *Syringothyris skinderi* Sok., *Chonetes* aff. *burlingtonensis* Well., *Torynifer* cf. *gasimurensis* (Fred.), *Camarotoechia* aff. *elephantula* Rowley. и др. Песчано-алевролитовые отложения, венчающие разрез, также охарактеризованы комплексом верхнетурнейских — нижневизейских брахиопод и мшанок: *Hemitrypa* cf. *hibernica* Mc Coy var. *nonnulla* Nekh., *Pinnatopora* sp., *Sulcoretopora* sp. и др. В хр. Арца-Богдо (запад Барунхурайской зоны) вулканогенная толща перекрыта толщей известняков, содержащих богатую фауну визейских брахиопод и мшанок (Синицын, 1956). Местами широкое развитие получили туфогенно-осадочные отложения, сложенные туфопесчаниками, алевролитами и гравелитами с прослоями туфов и горизонтальными линзами порфиритов и известняков, среди которых восточнее сомона Цогту-Цэцэй установлены визейские брахиоподы: *Chonetes annulatus* Plotn. et Jan., *Plicatifera plicatilis* (Sow.), *Neospirifer* cf. *derjawini* (Jan.) и др.

В периферических частях Гобийско-Хинганской зоны нижнекаменноугольные отложения приобретают песчано-сланцевый («черносланцевый») или существенно песчаниковый состав. В черносланцевой толще южного склона Гобийского Алтая и в хр. Гурбан-Сайхан установлены брахиоподы и криноидеи низов нижнего карбона: *Rugosochonetes* aff. *vaughani* Muir-Wood, *Torynifer* cf. *gasimurensis* (Fred.), *Pentagonocyclicus uniformis* Stuk., *Anthinocrinus pulcher* Jelt. и др. В районе г. Сайн-Шанда, близ сомонов Манлай и Мантах в песчаниковой толще обнаружены турнейские и визейские мшанки и брахиоподы — *Fenestella pseudoirregularis* Nekh., *Schuchertella lens* (White), *Tylothyris clarksuilensis* (Winchell), *Spirifer plenus* Hall., *S. akkuduki* Simorin, *Chonetes annulatus* Plotn. et Jan. и др., а также остатки нижнекаменноугольных лепидофитов. На юге Барун-Хурая (хребты Байтак и Хабтак) и в Джунгарии нижнекаменноугольные отложения представлены паралической толщей хорошо слоистых песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев с прослоями конгломератов, углей и известняков. Наряду с остатками турнейских брахиопод и лепидофитов (Синицын, 1956) отсюда известны визейские формы: *Lepidodendropsis martjanowii* Radcz., *Hartungia alternans* (Schm.), Radcz., *Sublepidodendron subfallax* Nath.

Местами в верхах разреза нижнего карбона появляются толщи наземных эффузивно-пирокластических образований. На юге Гобийского Алтая в них обнаружены визе-намюрские *Angaropteridium* и *Cardiopteridium*, а восточнее г. Сайн-Шанда — намюрский *Siberiodendron elongatum* Radcz.

Повсеместно нижнекаменноугольные отложения тесно связаны с подстилающими девонскими осадками, в связи с чем иногда выделяются пе-

угольных отложений Монголии

система					
Монгольская		Южно-Монгольская		Южно-Гобийская	Внутренне-Монгольская
структурная зона					
Будаганская мульда	Хараайракская мульда	Гоби-Алтайско-Сухэ-Баторская	Гобийско-Хинганская		
Конгломераты, гравелиты; в средней части песчаники, алевролиты. Брахиоподы, мшанки. 2000 м		Средние и кислые эффузивы, туфы, прослои и пачки есчаников и алевролитов			Низы солонкерской серии. В низах пестроцветные песчаники, выше сероцветные песчаники и известняки с фораминиферами. 1000—1500 м
Пестроцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы. Флора. 450 м		Известняки, песчаники, алевролиты. Брахиоподы. 100—300 м	Средние, реже кислые эффузивы и их перокласты, туфопесчаники, алевролиты, известняки. Брахиоподы, мшанки, флора. До 3000 м	1500 м	
			Песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, прослой известняков. Брахиоподы, мшанки, криноиды, флора. До 3000 м		
				Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, прослой известняков. Брахиоподы, мшанки, кораллы, флора. До 1000 м	

слоями рифогенных известняков, содержащих визе-намюрские фораминиферы: *Asteroacraeodiscus rugosus* Raus., *A. baschkiricus* Krest. et Theod., *Eostafella mosquensis* Viss., *E. bigemmicula* Raus. и др. Мощность отложений 1000—1500 м. Сопоставление нижнекаменноугольных отложений Монголии показано в табл. 5.

Средний — верхний карбон

Средне-верхнекаменноугольные отложения распространены менее широко, чем нижнекаменноугольные, однако они участвуют в строении разрезов практически всех складчатых систем. В Монголо-Амурской и Внутренне-Монгольской системах эти отложения входят в состав геосинклинальных серий, в пределах большей части страны (Центрально-Монгольская, Южно-Монгольская и Южно-Гобийская системы) они представлены преимущественно вулканогенными, реже терригенными молассами, на северо-западе слагаются угленосными обломочными осадками, выполняющими локальные разобщенные прогибы.

В Монголо-Амурской системе средне-верхнекаменноугольные отложения входят в состав терригенной хангайской серии. В Хангайском синклинии к ним относится мощная (3000—3500 м) толща массивных неслоистых песчаников, содержащих прослой яшм и яшмо-кварцитов (джаргалантинская свита). Возраст толщи предположительно определяется по ее стратиграфическому положению между палеонтологически охарактеризованным нижним карбоном и условной нижней пермью.

В пределах Центрально-Монгольской системы флористически охарактеризованные средне-верхнекаменноугольные отложения известны в одном

пункте — в районе горы Салхит в междуречье средних течений Ульдызы и Керулена. Здесь они представлены песчано-конгломератовой толщей (350 м), с размывом перекрывающей средне-верхнедевонские образования. В основании толщи присутствуют *Rufioria theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. subangusta* (Zal.) S. Meyen, *Cardioneura topkiensis* Zal., *Paracalamites* sp., характерные для среднего — верхнего карбона (нижнебалахонской подсерии Кузбасса). Несколько северо-восточнее в районе сомона Баяндунга известны единичные находки фораминифер (*Ozawainella angusta* Raus.) московского яруса, однако эти данные нуждаются в уточнении.

В ряде районов Центрально-Монгольской системы к среднему—верхнему карбону относятся толщи наземных вулканитов. Принадлежность их к этому уровню палеонтологически не доказана, однако в ряде мест (Буцаганская мульда, Хараайракская мульда) эффузивы связаны постепенными переходами с палеонтологически надежно документированным нижним карбоном.

В Южно-Монгольской и Южно-Гобийской системах отложения средне-го—верхнего отделов устанавливаются в пределах Сайн-Шандинской зоны (районы сомонов Манлай, Мантах и Сайхан-Дулан), в Уланульском и Тото-Шаньском поднятиях. Они представлены здесь континентальными эффузивными, эффузивно-осадочными, туфогенно-осадочными образованиями (мощностью до 1000 м), в единичных случаях содержащими прослой морских осадков. В Южно-Гобийской системе средне-верхнекаменноугольные отложения, по-видимому, согласно перекрывают фаунистически охарактеризованный нижний карбон (район горы Цаган-Субурга); не исключено, что здесь они иногда подстилаются аналогичными по составу эффузивами нижнего карбона (район колодца Сайн-Шанд-Худук).

Комплексы растительных остатков, собранных из немногих точек, определяют возраст вмещающих отложений как верхи намюра — средний — верхний карбон. Наиболее полные сборы известны из окрестностей сомона Сайхан-Дулан — *Lepidodendron vasiu-hitschevii* Neub., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. teleutium* Radcz., горного массива Гурбан-Хорад-Ула (север Уланульского поднятия) — *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. grandifoliolatum* Zal., *A. askysense* Radcz., *A. solovjevii* Radcz., *Mesocalamites* sp. и на севере Тото-Шаньского поднятия (Суетенко, 1968).

По-видимому, более молодой флористический комплекс — *Rufioria ex gr. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Angaropteridium* sp., характерный для среднего—верхнего карбона и самых низов нижней перми, приурочен к песчано-алевролитовым осадкам Сайн-Шандинской зоны (район сомона Манлай).

Морская фауна отмечается в районе горы Цаган-Субурга (неопределимые брахиоподы, мшанки) и в 34 км к юго-востоку от сомона Цогту-Цэцэй (пелециподы, характерные для верхов среднего карбона Донбасса; Амантов и др., 1968).

Выделявшиеся ранее в Южно-Гобийском поднятии (хр. Хашатын-Цаган-Дэль) карбонатно-терригенные «верхнекаменноугольные» образования, по данным В. И. Устрицкого, содержат комплекс верхнепермских брахиопод. Однако не исключено, что в этом же районе (район горы Нухин-Ула) присутствуют отложения верхов карбона.

Во Внутренне-Монгольской системе средне-верхнекаменноугольные образования (до 1000 м) составляют среднюю часть вулканогенно-граувакковой геосинклинальной солонкерской серии, залегая между слоями, содержащими комплексы фораминифер вize — намюра и швагеринового горизонта. Они представлены перемежающимися горизонтами граувакковых и туфогенных песчаников, глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, покровами зеленокаменно-измененных средних и основных эффузивов. В верхах разреза присутствуют линзовидные тела известняков, местами содержа-

щих комплекс фораминифер верхнего карбона: *Glomospira* ex gr. *milioides* Jones, *Hemigordius* ex gr. *discoides* Brachn. et Pot., *Ozawainella* sp., *Quasifusulina* sp. и др. (Суетенко, 1968).

В Монгольско-Алтайской системе среднекаменноугольные образования представлены песчано-конгломератовыми, песчано-алевролитовыми, часто угленосными толщами мощностью до 500—800 м. Фациально они сходны с нижнекаменноугольными отложениями и часто залегают с ними в едином разрезе. Основные поля развития среднего — верхнего карбона — районы оз. Ачиту-Нур на северо-западе Озерной зоны и хр. Батыр-Хаирхан на юге Хархиринской зоны. Комплекс растительных остатков, собранный в описываемых образованиях, характерен для среднего — верхнего карбона Северной Евразии и включает *Angaropteridium cadiopteroides* (Schm.) Zal., *A. tyrganicum* Zal., *A. abaeicum* Zal., *A. oblanceolata* Radcz., *Abacandium anomalum* Kovb., «*Noeggerathiopsis*» *theodori* Tschirk. et Zal., «*N.*» *subangusta* Zal., *Gaussia cristata* Neub., *Samaropsis pauzilla* Zal. Сопоставление средне-верхнекаменноугольных отложений дано в табл. 6.

Таблица 6

Схема сопоставления средне-верхнекаменноугольных отложений Монголии

Складчатая система					
Монгольско-Алтайская, включая Озерную зону	Монголо-Амурская	Центрально-Монгольская		Южно-Монгольская и Южно-Гобийская	Внутренне-Монгольская
Песчаники, конгломераты, алевролиты. Прослой углей. Флора. 500—800 м	Джаргалантинская свита. Песчаники, массивным. 3000—3500 м	Конгломераты и песчаники с флорой. 350 м	Эффузивы и пирокласты среднего и кислого состава. Мощность неясна	Наземные эффузивы и пирокласты среднего и кислого состава, туфопесчаники, песчаники, алевролиты. Флора, единичные горизонты с пелеццопадами. ~1000 м	Солонкерса серия. Граувакковые песчаники, кремнистые сланцы, известняки. Фораминиферы. ~1000 м

Остановившись на основных чертах палеогеографии каменноугольного времени, следует отметить, что распределение области суши и моря в нижнем карбоне в целом было унаследовано от девонского периода (рис. 8). Сушей, в значительной степени выровненной, являлась территория Северо-Монгольской и Монгольско-Алтайской систем, а также значительная часть Центрально-Монгольской системы. В их пределах в изолированных небольших межгорных котловинах накапливались озерные и аллювиальные обломочные осадки, на западе иногда угленосные.

Среди областей морского осадконакопления выделяются Северный и Южный бассейны, почти повсеместно мелководные. Северный бассейн, охватывавший Монголо-Амурскую систему и прилегающие части Северо-Монгольской и Центрально-Монгольской систем, характеризовался господством терригенных осадков, состав которых менялся от песчано-галечного в прибрежной полосе до глинисто-алевритового и кремнистого в центральной части бассейна. Так же как и для девонского периода, наблюдается близкое к концентрическому размещение отдельных фациальных зон.

Южный бассейн располагался к югу от Центрально-Монгольской системы. Терригенное осадконакопление в нем сопровождалось мощными, преимущественно подводными излияниями лав среднего состава. Устанавливается, что вулканизм был приурочен в основном к зоне Гобийско-Хинганского прогиба. Севернее, в краевых частях Южно-Монгольской системы, преобладали песчаные, глинистые и алевритовые осадки прибрежного мелководья. Для ландшафта Южного морского бассейна в нижнем

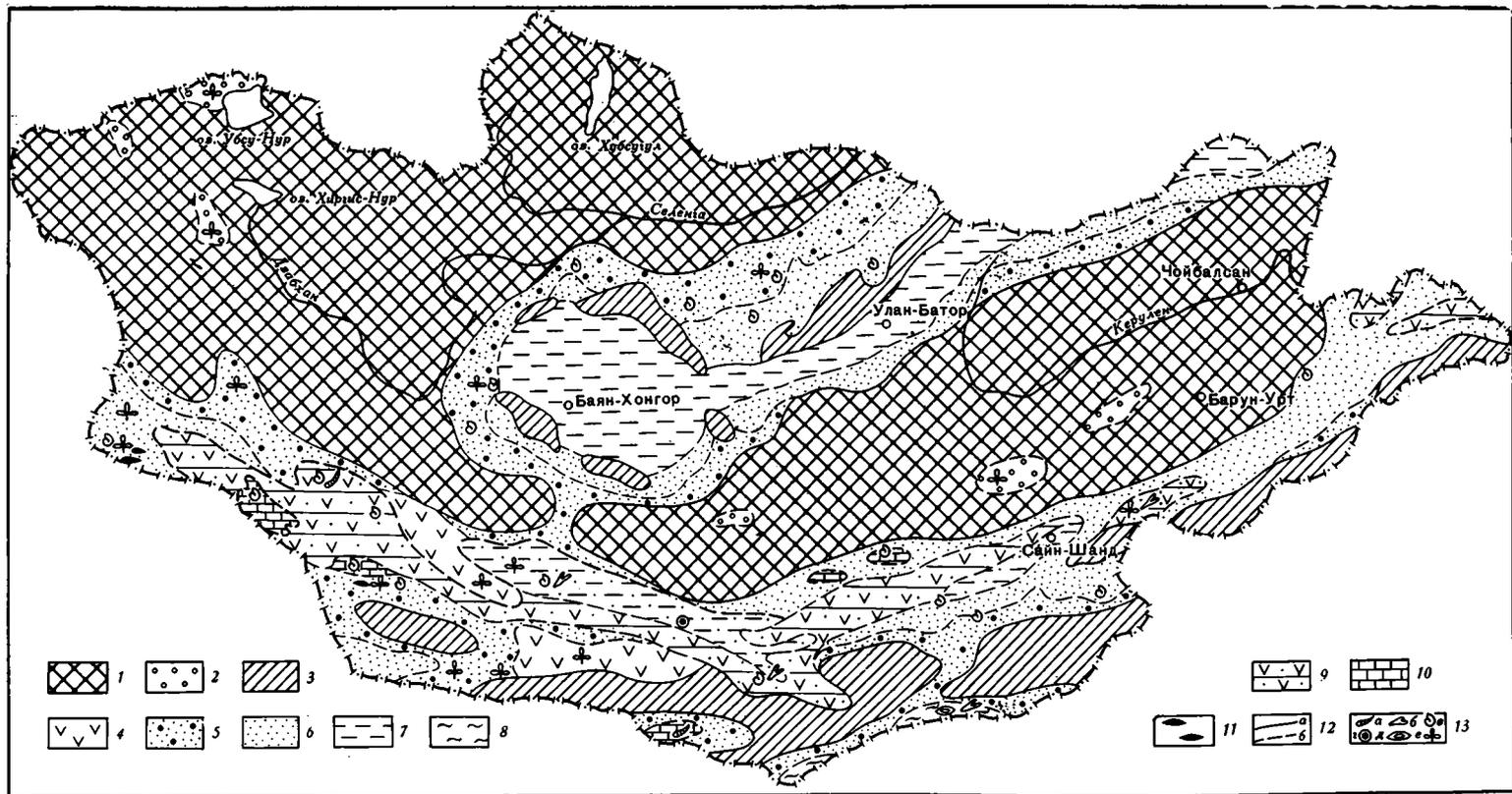


Рис. 8. Литолого-фациальная схема раннего карбона

1, 2 — области континентального режима: 1 — районы преимущественного размыва, 2 — песчано-галечные осадки межгорных впадин; 3, 4 — области неустойчивого континентального и морского режима: 3 — районы преимущественного размыва (острова), 4 — преимущественно наземные лавы и пирокласты среднего, реже кислого состава. Области морского режима (5—11): 5, 6 — осадки зоны прибрежного мелководья: 5 — песчано-галечные, реже алевроитовые, 6 — песчано-алевритовые, 7—9 — осадки мелководной зоны: 7 — глинисто-алевритовые и песчаные флишиидные, 8 — песчано-алевритовые, реже карбонатные, 9 — подводные, реже наземные лавы и пирокласты преимущественно среднего состава, песчаные с туфогенной примесью, реже карбонатные, 10 — существенно карбонатные осадки, 11 — зоны угленакопления; 12 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 13 — места находок: а — кораллов, б — мшанок, в — брахиопод, г — криноидей, д — фораминифер, е — флоры

карбоне характерно обилие островов, в том числе вулканического происхождения, периодически погружавшихся под уровень моря. Особенно крупная цепь островов, вытянутая в широтном направлении, реконструируется на месте Южно-Гобийской системы.

Зоогеографическая зональность в морских бассейнах нижнего карбона выражена слабо. Почти повсеместно распространена однообразная, главным образом брахиоподовая фауна, близкая к комплексам Казахстано-Сибирской провинции. Лишь на юге появляются фораминиферы и ругозы, свидетельствующие о появлении различий между северным и южным морями, ставшими особенно четкими во второй половине перми.

На рубеже нижнего и среднего карбона почти повсеместно произошло резкое изменение седиментационной обстановки, выразившееся в значительном сокращении площадей морского осадконакопления и в проявлении интенсивного наземного вулканизма преимущественно кислого состава (рис. 9).

Северный морской бассейн распался на изолированные впадины, постепенно утратившие связь с открытым морем Восточного Забайкалья и превратившиеся в лимнические бассейны. Большие территории вышли из-под уровня моря на юге страны, и на возникших обширных континентальных возвышенностях происходили извержения кислых и средних лав, а местами накапливались грубообломочные толщи. На крайнем юге в Солонкерской зоне сохраняются морские условия, причем режим мелкого эпиконтинентального моря сменяется в позднем карбоне интенсивным прогибанием и формированием типично геосинклинальных кремнисто-граувакковых и спилит-диабазовых серий.

ПЕРМЬ

Монголия — одна из немногих территорий, где пермские отложения представлены так широко и разнообразно. Континентальные и морские, вулканические и осадочные, геосинклинальные и орогенные образования перми тесно ассоциируют между собой по площади и воссоздают тем самым весьма сложную картину геологической истории территории страны в конце палеозоя.

Пермские отложения распространены преимущественно в центральных и восточных районах. На западе они крайне редки, представлены мало-мощными молассовыми осадками и по возрасту не выходят за пределы нижнего отдела. К основным районам развития перми относятся Селенгинский вулканический пояс, Монголо-Амурская система, Центрально-Монгольская система и в особенности располагающийся в ее пределах Предхэнтэйский прогиб, Южно-Монгольская и Южно-Гобийская системы, Солонкерский прогиб Внутренне-Монгольской системы с примыкающими к нему с севера краевыми поднятиями.

В Селенгинском вулканическом поясе развиты субаэральные эффузивы смешанного состава, их туфы и туфобрекчии и подчиненные им зеленоцветные туфогенно-обломочные и обломочные породы мощностью до 3500 м. В наиболее полном разрезе этих образований, находящемся в верховьях р. Селенги, выделяются две вулканогенные толщи, разделенные туфогенно-осадочной, так называемой туфитовой толщей. В последней известны два сравнительно бедных и несколько разновозрастных комплекса растительных остатков. Первый включает нижнепермские формы — *Paracalamites vicinalis* Radcz., *Cordaites typ. singularis* (Neub.) S. Meyen., второй — *Equisetites* sp., *Rufloria* sp., *Cordaites* sp. и скорее относится к низам верхней перми.

В более западных районах (бассейны рек Тэсин-Гол и Идэр) в разрезе обособляются две толщи: нижняя, вулканогенная и верхняя, грубообломоч-

ная. Верхняя часть вулканогенной и грубообломочная толщи охарактеризованы примерно однотипным комплексом растений, отвечающим верхам кузнецкой свиты — ильинской подсерии Кузбасса и пеляткинской свите Тунгусского бассейна (нижняя половина верхней перми): *Cordaites* cf. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *C.* cf. *ledranii* S. Meyen, *Rufioria* cf. *brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *R.* cf. *minuta* (Radcz.) S. Meyen. Таким образом, возрастной объем вулканогенного комплекса Селенгинского пояса, по-видимому, отвечает нижней перми — нижней половине верхней перми.

На севере этого пояса (район г. Мурэн) в неясных соотношениях с эффузивами появляются угленосные образования (мощность 600 м) верхнепермского, ближе не уточненного возраста, возможно, отвечающие самым верхним уровням пермской системы. Следовательно, не исключено, что в Селингинском поясе присутствует вся пермская система.

В пределах *Монголо-Амурской системы* основные поля перми приурочены к осевой части Хангайского синклинория. Объем нижней перми понимается здесь по-разному. И. Б. Филиппова (1969) относит к ней песчаниково-алевролитовую байдарагинскую свиту, венчающую разрез хангайской серии и содержащую в верхах пачку субазральных эффузивов кислого и среднего состава. По представлениям А. А. Моссаковского и других (Зайцев и др., 1969), к нижнему отделу следует относить лишь упомянутые эффузивы, не являющиеся, по его мнению, принадлежностью хангайской серии и залегающие на ней несогласно. Основанием для отнесения байдарагинской свиты к нижней перми служат находки в ее основании комплекса мшанок, характерного для интервала средний карбон — сакмарский ярус (*Fenestella* sp. nov., *Sulcoretepora* sp. ind., gen. nov. *Arthoptylidae*), единичных криноидей (*Potericrinites* sp.) и растительных остатков плохой сохранности (cf. *Rufioria* sp., *Paracalamites* sp.), которые, по заключению С. В. Мейена, вероятнее всего, принадлежат пермскому возрасту.

Разрез перми Хангайского синклинория завершается сероцветной песчано-конгломератовой толщей мощностью до 2000 м. Из нижних горизонтов толщи в разобренных мульдах известны разновозрастные флористинские комплексы. Н. С. Зайцевым, А. А. Моссаковским и др. (1969) по правобережью р. Урида-Тамир-Гол указываются *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites* sp., *Phyllopitys heeri* (Schm.) Zal., *Nephropsis* sp., *Zamiopteris* sp., которые в целом характерны для нижнепермской верхнебалахонской подсерии Кузбасса (без ее нижних горизонтов) и могут заходить в самые низы верхнепермской кузнецкой свиты. По левобережью р. Урида-Тамир-Гол и другим участкам, также в нижних горизонтах, И. Б. Филипповой (1969) собран комплекс кордаитов ильинского типа (*Cordaites gracilentus* (Gorel.) S. Meyen и др.), более молодой, чем первый, но не выходящий за пределы нижней половины верхней перми.

Верхняя часть разреза (примерно 800 м) охарактеризована кордаитами *Cordaites adleri* (Radcz.) S. Meyen, *C. clercii* Zal., *C.* cf. *insignis* (Radcz.) S. Meyen, *C. oblongifolius* (Radcz.) S. Meyen., свойственными, по данным С. В. Мейена, верхней половине поздней перми (верхи ильинской — ерунаковская подсерия Кузбасса и дегалинская свита Тунгусского бассейна).

Самые верхние горизонты перми описаны В. А. Амантовым и Г. П. Радченко (1959) на востоке Хангайского синклинория в бассейне р. Орхон (р. Билюту). Здесь из толщи, содержащей верхнепермский спорово-пыльцевой комплекс и брахиоподы пермского же облика, Г. П. Радченко определен смешанный комплекс растительных остатков, содержащий как верхнепермские, так и средне-верхнетриасовые формы. Присутствие последних требует подтверждения.

Появление в континентальных верхнепермских образованиях горизонтов с морской фауной показывает намечающуюся в восточном направлении смену континентальных фаций морскими.

В Центрально-Монгольской системе пермские отложения распадаются на два комплекса: нижний, существенно вулканогенный, континентальный и верхний, обломочный, преимущественно морской. Органическими остатками охарактеризованы все уровни разреза перми, поэтому именно этот разрез может быть опорным для разработки местной стратиграфической шкалы.

Образования нижнего комплекса отличаются большой изменчивостью, быстрой сменой наземных вулканических накоплений обломочными, молассоидными толщами. В наиболее общем виде обломочный тип разреза тяготеет к северной окраине Центрально-Монгольской системы (к северу от р. Керулен), тогда как вулканогенные толщи слагают обширные поля в южной ее части, где они входят в состав Восточно-Монгольского вулканического пояса. Стратиграфическое расчленение нижнего комплекса лучше всего разработано для северо-востока, т. е. для района преобладающего развития обломочных толщ. Здесь удается выделить три разновозрастных уровня.

Наиболее древние горизонты известны в одном пункте — в районе горы Салхит на междуречье Керулена и Ульдзы. Они представлены здесь сероцветной песчано-конгломератовой харачолунской толщей, залегающей выше салхитской толщи среднего — верхнего карбона. Мощность ее около 300 м. В харачолунской толще содержатся нижепермские кордаиты — *Rufloria derzavini* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen и семена *Bardocarpus tunguskaensis* Verb., встречающиеся в нижней половине нижней перми. Значительно шире развита здесь ундурханская свита, сложенная песчаниками, алевролитами, нередко углистыми, с подчиненными покровами липаритовых порфиров на юго-западе (бассейн р. Царьгыйн-Гол) и андезитовых порфиритов на северо-востоке (район сомона Баяндунг). Видимая мощность свиты 500—600 м. Свита полно охарактеризована растительными остатками, основные местонахождения которых расположены в ее опорном разрезе (район колодца Номто-Худук по правобережью р. Царьгыйн-Гол — левого притока р. Керулен) и в верховье урочища Шалдза, в 35 км к востоку от сомона Норбулин. В целом комплекс растений, включающий *Annularia* aff. *undulata* Neub., *Rufloria derzavini* (Neub.) S. Meyen, *R. aff. theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *R. aff. rasskasovae* S. Meyen, *Cordaites latifolius* (Neub.) S. Meyen, *C. singularis* (Neub.) S. Meyen, *Zamipteris longifolia* Schved., *Crassinervia kuznetskianus* Neub., *C. oblongifolia* Radcz., *C. cf. tunguscana* Neub., *Pecopteris* sp., *Vojnovskia minima* (Chacl. et Pollak) Neub., характерен для верхнебалахонской подсерии Кузбасса (исключая промежуточную свиту), т. е. для нижней перми без самых ее низов.

Ундурханская свита, по-видимому, надстраивает харачолунскую толщу, хотя не исключено, что низы первой разновозрастной верхам второй.

Разрез нижнего комплекса в данном районе заканчивается гадзарской свитой (1500—2000 м) субаэральных эффузивов смешанного состава и их туфов. Гадзарская свита местами согласно залегает на ундурханской (район сомона Баяндунг), местами с несогласием перекрывает различные более древние образования. В опорном разрезе у горы Бага-Гадзар и в других пунктах свита охарактеризована небогатым комплексом растительных остатков, сопоставляющимся с комплексом нижней половины кузнецкой свиты (низы верхней перми) Кузбасса, среди которых установлены *Cordaites* cf. *kuznetskianus* (Gorel.) S. Meyen., *C. ex*, gr. *gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Crassinervia* aff. *kuznetskiana* Neub., *Rufloria* sp. Близ сомона Баян-Ула в поле эффузивов гадзарской свиты обнаружены известняки, содержащие немногочисленные пермские брахиоподы и комплекс мшанок верхней перми.

В более южных районах Центрально-Монгольской системы, выделяющихся в качестве Восточно-Монгольского вулканического пояса, нижний

комплекс образован вулканическими породами смешанного состава. Среди них преобладают кислые и субщелочные разности, которые сопровождаются туфолавами и игнимбритами; спорадически встречаются прослои и линзы осадочных и туфогенно-осадочных пород. Их мощность измеряется, по-видимому, первыми тысячами метров.

Вулканогенные образования охарактеризованы флорой, аналогичной комплексу растительных остатков ундурханской свиты более северных районов. На западе Восточно-Монгольского пояса к югу от г. Арбай-Хэрэ (район сомона Гучин) известны *Rufioria* cf. *derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *R.* aff. *theodorii* (Tschirk. et Zal.) S. Meyen, *Rufioria* sp., *Crassinervia* cf. *kuznetskiana* Neub., на востоке, в районе Бурэн-Цогто встречены *Cordaites* cf. *sulcatus* (Neub.) S. Meyen, *Nephropsis* cf. *rbomboidea* Neub., *Crassinervia* cf. *kuznetskiana* Neub.

На юге Центрально-Монгольской системы (к северу от сомона Сайхан-Дулан) среди вулканитов обнаружены верхнепермские *Prynadaeoptheris anthriscifolia* (Goerpp.) Radcz., *Paraschizoneura* sp.

Большой интерес представляют находки морской фауны к югу от г. Улан-Батор (район сомона Адациг). Она приурочена к пачке известковистых песчаников, перекрывающейся серией покровов андезитовых порфиритов. Из брахиопод определены *Heterolosa* cf. *irwinensis* Coleman., *Linoproductus* cf. *angustus* King, *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.), *Kitakamithyris* sp., *Purdonella* aff. *nikitini* (Tschern.). Среди криноидей — *Camptocrinus permienis* Jakovl., *Platyocrinus permienis* Jakovl.

В целом фаунистический комплекс имеет заведомо нижнепермский возраст, а присутствие *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fred.) свидетельствует о его бореальном типе. Морская фауна также присутствует в районе отменного выше местонахождения флоры в районе сомона Гучин.

Верхний обломочный комплекс, представляющий собой по существу молассу, выполняет Предхэнтэйский прогиб, состоящий из трех разобщенных полей (с запада на восток): Центрально-Монгольского к югу и юго-западу от г. Улан-Батор, Цэнхиргольского в бассейне р. Цэнхир-Гол (левый приток р. Керулен) и Ульдзинского в бассейне среднего течения р. Ульдзы. Повсеместно обломочные образования залегают с несогласием на нижнем комплексе, а также непосредственно на более древних отложениях. Их разрез образован чередующимися серыми и темно-серыми песчаниками и алевролитами. На разных уровнях, но преимущественно в низах разреза, появляются грубообломочные гравелит-конгломератовые пачки. Преобладают на площади морские фации, но местами (Цэнхиргольское поле) появляются континентальные, иногда угленосные толщи. Мощность терригенных пород варьирует от 1500—2000 до 3000—3500 м.

Лучше всего обломочный комплекс изучен в Ульдзинском поле, где выделяется в качестве ульдзинской свиты, подразделяющейся на две подсвиты. Нижняя из них полно охарактеризована морской фауной (брахиоподы, мшанки, гастроподы, пелециподы). Среди брахиопод наиболее характерны *Cancrinelloides obrutschewi* (Lich.), *Stepanoviella* sp., *Licharewia stukenbergi* (Netsch.), *L. schrenkii* (Netsch.), *Permospirifer keiserlingi* (Netsch.), *Neospirifer subfasciger* Lich., *N. nitiensis* Dien., *Brachythiridina sibirica* Tschernjak, *Cleithiridina* cf. *pectinitera* Sow., широко распространенные в отложениях нижнего подотдела верхней перми Восточно-Арктической провинции бореального бассейна. Верхнюю подсвиту, содержащую редкие брахиоподы (*Cancrinelloides* sp.), мшанки (*Fenestella* sp., *Polipora* sp.), криноидей (*Kasakhstanocrinus* cf. *borsiensis* Yelt.), единичные трилобиты (*Permoproctus* sp.), Г. В. Котляр и Е. Е. Павлова относят к забайкальскому горизонту (верхний подотдел верхней перми) Забайкалья (Котляр, 1967).

В континентальных отложениях Цэнхиргольского поля, по-видимому, отвечающих верхам нижней подсвиты ульдзинской свиты, содержится

богатый комплекс флоры также верхнепермского возраста (аналог верхов кузнецкой свиты и ильинской подсерии Кузбасса): *Annularia* sp., *Pecopteris* sp., *Rufloria brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, чешуевидные листья, *Glottophyllum* typ. *karpovii* Radcz., *Cladostrobilus lutuginii* Zal.

Нижняя подсвита ульдзинской свиты, чрезвычайно полно охарактеризованная как морской фауной, так и растительными остатками, может быть выделена в качестве опорного биостратиграфического горизонта местной шкалы в пределах верхней перми.

Для большей части *Южно-Монгольской* и *Южно-Гобийской систем* характерно то же двучленное строение перми, что и для Центрально-Монгольской системы с обособлением нижнего комплекса субаэральных эффузивов и верхнего обломочного молассового комплекса. Пермские отложения выполняют здесь небольшие разобщенные грабены в основном в отрогах Гобийского Алтая (район сомона Джинсэт) и Гобийского Тянь-Шаня (район г. Далан-Дзадагад и сомона Ноян).

Вулканогенные образования нижнего комплекса в ряде пунктов охарактеризованы нижнепермской флорой. Наиболее значительны сборы ее из двух местонахождений — к востоку от сомона Мантах (горы Аргалинту), где определены: *Paracalamites sibiricus* Zal., *P. planicostatus* Verb., «*Noeggerathiopsis*» *derzavinii* Neub., «*N.*» *sibirica* Radcz., *Samaropsis* typ. *artychevensis* Zal., *Cordaicarpus* sp. n., *Zamiopteris* ex gr. *glossopteroidis* Neub. и в районе сомона Джинсэт, где найдены *Rufloria derzavinii* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites singularis* (Neub.) S. Meyen, *C. cf. latifolia* (Neub.) S. Meyen.

По времени нижнему комплексу, по-видимому, соответствуют обломочные и вулканогенно-обломочные накопления Южно-Гобийской системы, содержащие морскую фауну. Эпизодически среди обломочных отложений присутствуют известняки. Морская фауна в крайних западных выходах (Забайкальская Гоби), по данным В. М. Синицына (1956), представлена пеллециподами; в районах городов Далан-Дзадагада и Сайн-Шанда — мшанками (*Hexagonella* sp., *Goniocladia* sp., *Diploporaria* sp.) и ругозами (*Cyathaxonia* sp., *Lophophillidium* sp.), в крайних северо-восточных выходах (гора Унетын-Субурга, к востоку от г. Барун-Урт) — брахиоподами (*Streptorhynchus* sp., *Uncinunellina timorensis* (Beur.), *Stenosiscisma* sp.).

Верхний обломочный комплекс принадлежит верхней перми, но в отличие от Центрально-Монгольской системы представлен только отложениями континентальных фаций. Он развит на ограниченных площадях в центральной части Гобийского Алтая (район сомона Джинсэт) в западных отрогах Гобийского Тянь-Шаня (район сомона Ноян) и в пределах Табун-Тологойской мульды (восточнее г. Далан-Дзадагад). В первом из названных пунктов обломочный комплекс образован сероцветной песчаниковой толщей мощностью примерно 2000 м. В нижних горизонтах толщи присутствуют «*Noeggerathiopsis*» cf. *radzenkoi* Gorel., «*N.*», aff. *kuznetzianus* Gorel., «*N.*» cf. *theodorii* Zal. et Tschirk., «*N.*» *derzavinii* Neub., *Paracalamites angustata* Radcz. Приведенные формы указывают на принадлежность низов толщи к самым верхам верхнебалханской подсерии — низам кузнецкой свиты. В верхних горизонтах разреза обнаружены характерные формы верхней перми: *Callipteris altaica* Zal., *Paracalamites* cf. *angustus* Such. и др.

В окрестностях сомона Ноян верхний комплекс (мощность 3500 м) имеет грубообломочный состав, для него характерно появление красноцветных горизонтов. В средней части разреза содержатся *Callipteris zeileri* Zal., *C. aff. jerunakovensis* Gorel., несколько видов *Pecopteris*, *Glossophyllum* cf. *elongatum* Radcz., «*Noeggerathiopsis*» *mitinaensis* Gorel., «*N.*» cf. *clercii* (Zal.) Radcz., «*N.*» *insignis* Radcz., «*N.*» *chachlovii* Gorel.,

«*N.*» *candalepensis* Zal., *Ginkgoites*. Этот комплекс флоры, по данным Н. Г. Вербицкой, указывает на верхние горизонты верхней перми (аналог ерунаковской свиты Кузбасса). В последнем из названных пунктов — в Табун-Тологойской мульде — развита сероцветная песчанико-сланцевая толща мощностью 1500 м, содержащая промышленные пласты углей. Отсюда известен богатый и своеобразный комплекс растительных остатков, описанный ранее в литературе (Бобров, Нейбург, 1957). М. Ф. Нейбург сопоставлял его с верхнепермской «сицинской» флорой Приморья и с самыми верхними горизонтами перми Кузбасса. В последнее время столь высокое положение в разрезе как «сицинского», так и табун-тологойского флористических комплексов ставится под сомнение С. В. Мейеном и В. И. Бурого. Вопрос о возрасте табун-тологойской флоры, как и о ее взаимоотношениях с ноянсомонской, остается открытым.

Во Внутренне-Монгольской системе наблюдается принципиально иной разрез перми. К нижней перми относится верхняя часть вулканогенно-граувакковой солонкерской серии, начавшей формироваться с нижнего карбона. Подводные вулканиты основного состава, граувакки, кремнистые сланцы и известняки составляют характерные черты и нижней перми. Среди морских организмов наиболее примечательны фораминиферы (Суетенко, 1968), представленные типичным комплексом форм швагеринового горизонта (*Shwagerina* ex gr. *moelleri* Raus. и др.). Данные по другим группам фауны (кораллам и мшанкам) также подтверждают нижнепермский возраст этих отложений.

Аналогичный комплекс фораминифер встречен в толще (мощностью около 2500 м) андезитовых порфиритов, разномерных песчаников и известняков, обнажающейся на севере Тото-Шаньского поднятия (район станции Дзамын-Удэ).

В верхнепермских отложениях, повсеместно залегающих с размывом на подстилающих образованиях, во Внутренне-Монгольской системе и прилегающих к ней частях Южно-Гобийской выделяются три типа разрезов: 1) вулканогенно-осадочный с широким развитием пирокластов среднего и кислого состава, 2) песчанико-сланцевый в краевых зонах и 3) известняково-песчано-конгломератовый в пределах Байримоблинского прогиба, наложенного на структуры северной части Тотошаньского поднятия. Видимая мощность верхнепермских отложений в первом и третьем типах разрезов составляет около 1500 м; во втором — примерно 4500 м.

Среди фаунистических остатков в верхнепермских отложениях преобладают брахиоподы и мшанки, представленные на всех уровнях разреза достаточно единообразными комплексами. В базальных слоях отмечаются редкие фораминиферы (*Nodosaria* sp. и *Geinitzina* sp.); среди мшанок наиболее характерны *Streblascopora confusa* Morozova, *Rhabdomeson consimile* (Bassler), *Fenestella kungurensis* Stuk., *Majchella tuberculata* Morosova, *Hexagonella faceta* Morosova, *Dyscritella spinigera* (Bassler). Комплекс мшанок близок чандалазскому горизонту Приморья и гваделупскому ярусу Закавказья. Брахиоподы (*Jakovlevia mammatiformis* Fred., *Spiriferella litha* var. *restricta* Lich., *S. saranaeformis* Fred., *Andiantites ussuricus* (Fred.), *Waagenoconcha nalivkini* (Fred.), *Marginifera gobiensis* Chao и др.) характеризуют нижнюю половину верхней перми Кавказско-Синийской провинции и близки к соответствующим комплексам Приморья.

Как видно из изложенного, в Монголии обнаруживаются все подразделения пермской системы. Однако наиболее полно здесь представлены средние и верхние горизонты нижней перми и нижняя половина верхней перми (аналоги верхнебалахонской подсерии без самых ее низов, кузнецкой свиты и ильинской подсерии Кузбасса). На этом интервале отчетливо выделяются два опорных биостратиграфических горизонта — нижний — ундурханский, отвечающий отмеченным частям верхнебал-

хонской подсерии и охарактеризованный растительными остатками, и верхний — нижеульдзинский, сопоставляющийся по брахиоподам с сосучейским горизонтом Забайкалья и содержащий также комплекс растительных остатков верхов кузнецкой свиты — ильинской подсерии Кузбасса (табл. 7).

Ундурханский горизонт присутствует практически во всех структурно-фациальных зонах (кроме Южно-Гобийской и Внутренне-Монгольской, где континентальные нижнепермские отложения отсутствуют). Напротив, нижеульдзинский горизонт в своем распространении ограничивается северными районами страны, не прослеживаясь к югу от главных районов своего развития (север Центрально-Монгольской системы). В Южно-Монгольской системе ему, по-видимому, соответствуют слои с *Callipteris altaica*. Соотношения нижеульдзинского горизонта с верхнепермскими флористическими комплексами более южных районов — ноянсомонским и табун-тологойским — неясны ввиду заметного отличия последних от типично ангарских.

Столь сильные различия верхнепермских флористических комплексов на территории страны свидетельствуют о существовании в это время значительной климатической дифференциации.

Напомним, что морские бассейны юга и севера Монголии принадлежат разным палеогеографическим провинциям: южный — Уссурийской провинции Тетиса, северный — Забайкальской провинции бореального бассейна.

Останавливаясь на литолого-фациальном районировании, следует отметить, что для пермской эпохи на территории Монголии характерно чередование крупных и протяженных областей наземного вулканизма с областями преимущественно терригенного, морского и континентального осадконакопления (рис. 10, 11), причем на крайнем юго-юго-востоке страны располагалась резко отличный от северных бассейнов сложно дифференцированный Солонкерский геосинклинальный прогиб.

Максимум наземной вулканической деятельности в пределах вулканических поясов приходится на раннепермское время. Затухание вулканической активности происходило неодновременно, начиная с конца ранней перми и, возможно, до середины поздней (табл. 7).

В конце перми вулканические пояса выступают как области устойчивых поднятий, в пределах которых формируются единичные мульды, выполненные угленосными и грубообломочными молассами.

В противоположность вулканогенным поясам области преимущественно терригенного осадконакопления испытывали в течение перми устойчивое прогибание. Северная из них располагалась между Селенгинским и Восточно-Монгольским поясами. В раннепермскую эпоху она включала реликтовый морской бассейн, приуроченный, по-видимому, к осевой части Монголо-Амурской системы и в отдельных участках (на востоке и юге) выходящий за ее пределы. К юго-востоку от морского бассейна располагалась область накопления континентальных, существенно обломочных осадков. В поздней перми в эту область вторгся морской бассейн. Монголо-Амурская система в это время почти полностью осушилась, а в восточной ее части накапливались преимущественно молассы.

Южная область преобладающего терригенного осадконакопления охватывает Южно-Гобийскую и, частично, восточную часть Южно-Монгольской системы. В раннепермскую эпоху она была покрыта водами эпиконтинентального морского бассейна, который в поздней перми резко отступил на юг, уступив место обширным аллювиальным равнинам.

Солонкерская зона, несмотря на значительный перерыв в осадконакоплении, в течение всей перми развивалась как унаследованный геосинклинальный прогиб.

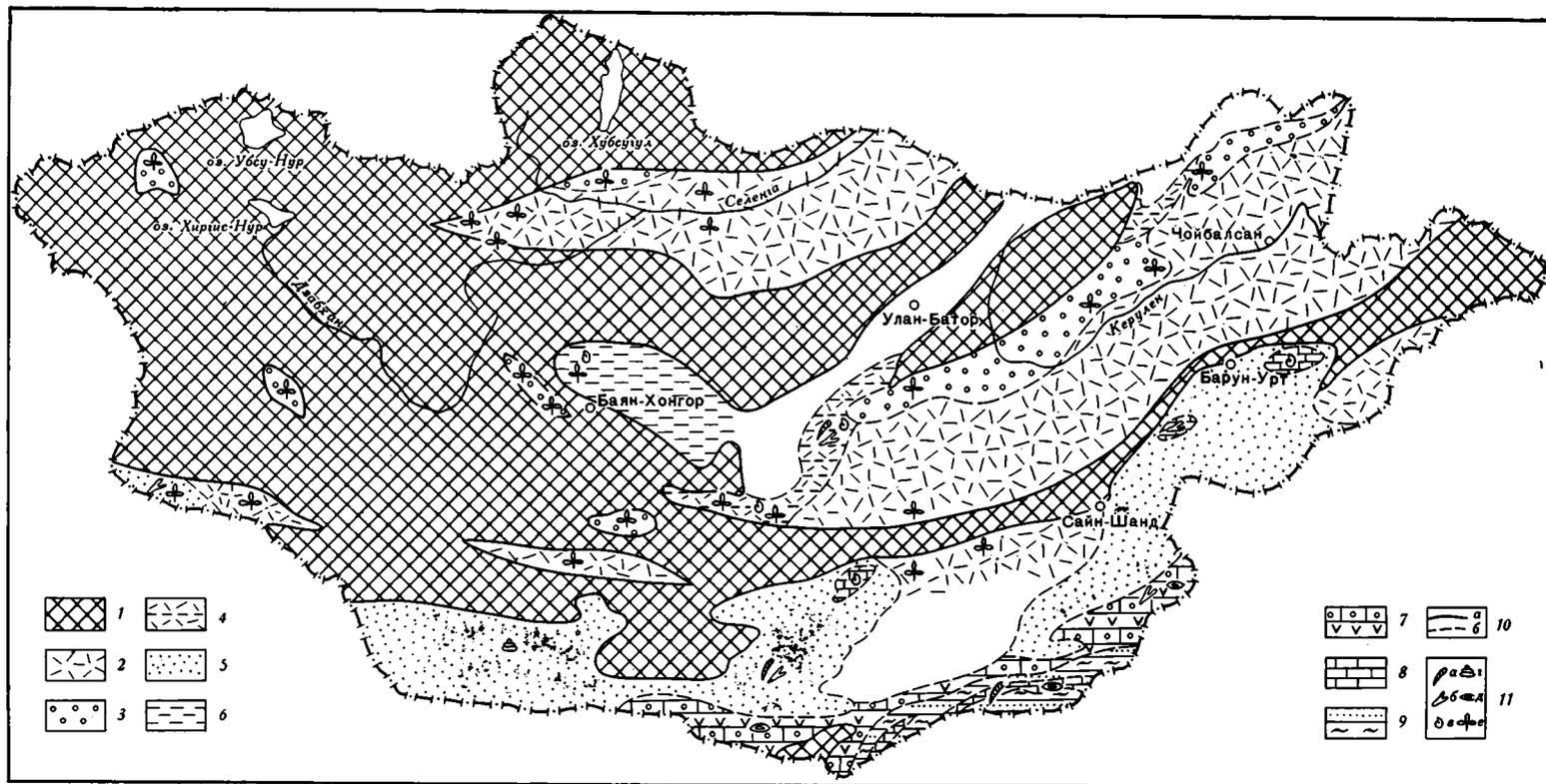


Рис. 10. Литолого-фациальная схема ранней перми

1—3 — области континентального режима: 1 — районы преимущественного размыва, 2 — наземные лавы и пирокласты кислого и среднего состава, песчаные осадки с туфогенной примесью, 3 — песчано-галечные, песчано-алевритовые, часто угленосные осадки озерно-аллювиальных равнин; 4 — области неустойчивого континентального и морского режима, преимущественно наземные лавы и пирокласты — песчано-галечные, реже карбонатные осадки. Области морского режима (5—9): 5—8 — осадки мелководной зоны: 5 — преимущественно песчаные, 6 — глинисто-алевритовые и песчаные флишиодные, 7 — песчано-галечные и карбонатные, подводные, реже наземные лавы среднего состава, 8 — карбонатные (риффы), 9 — относительно глубоководная зона — песчано-алевритовые осадки с кремнистой и туфогенной примесью, подводные лавы преимущественно основного состава; 10 — границы: а — моря и континента, б — фаций; 11 — места находок: а — кораллов, б — мшанок, в — брахиопод, г — гастропод и пелеципод, д — фораминифер, е — флоры

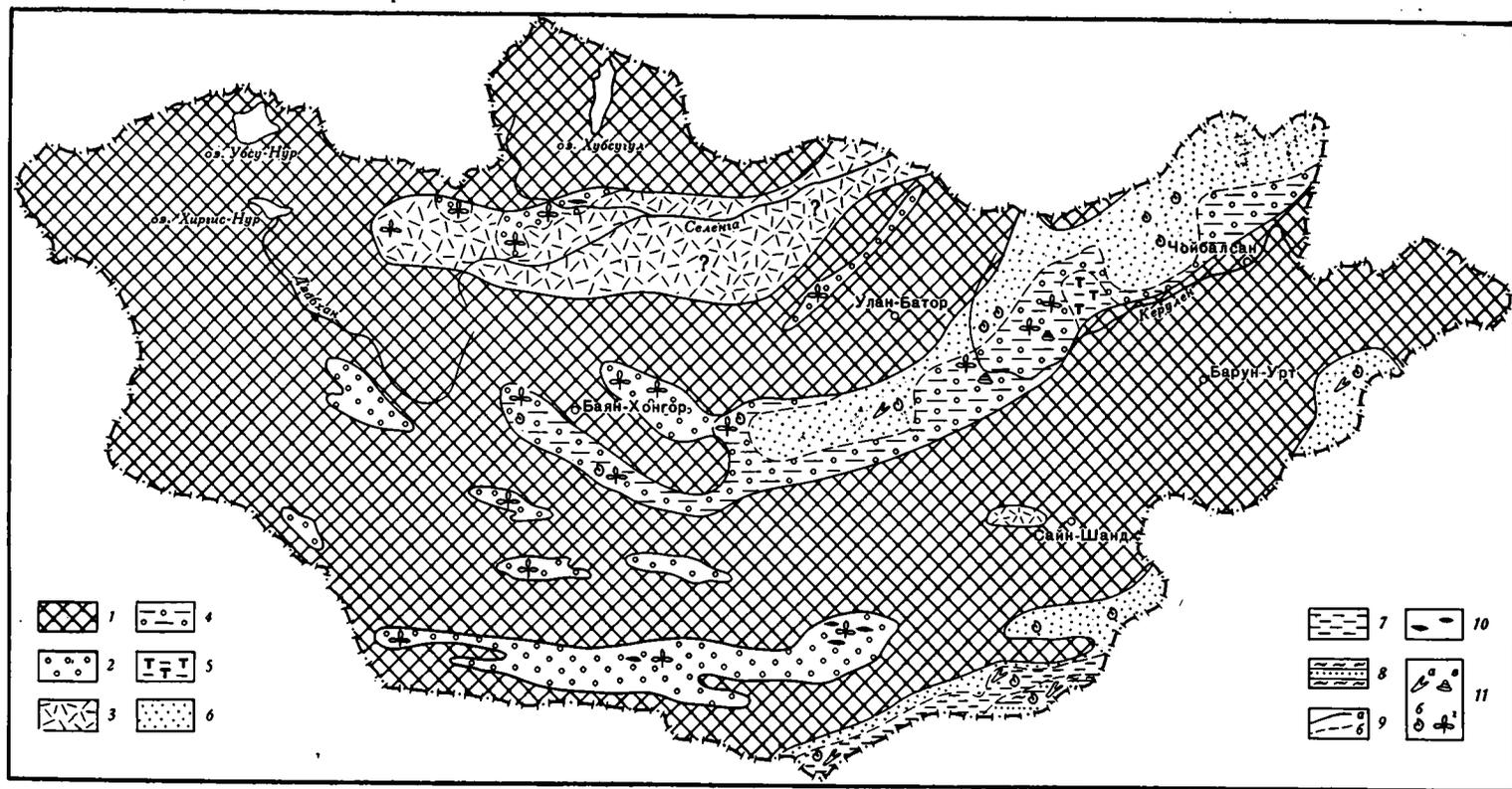


Рис. 11. Литолого-фациальная схема поздней перми

1—3 — области континентального режима: 1 — районы преимущественного размыва, 2 — песчаные, галечные, алевроитовые, иногда угленосные осадки, 3 — наземные лавы, пирокласты среднего и кислого состава; 4, 5 — области неустойчивого континентального и морского режимов: 4 — песчаные, алевроитовые осадки, угли, 5 — алевроитовые и песчаные осадки с туфогенной примесью; 6—8 — осадки области морского режима: 6 — песчаные, галечные, алевроитовые, 7 — песчано-алевритовые, часто флишоидные, 8 — песчаные осадки с туфогенной примесью, подводные лавы основного и среднего состава; 9 — границы:

а — моря и континента; б — фаций; 10 — зоны угленакопления; 11 — места находок: а — мшанок, б — брахиопод, в — гастропод и пелеципод, г — флоры

Из краткого обзора стратиграфии палеозоя Монголии видно, что территория этой страны весьма благоприятна для решения целого ряда принципиальных вопросов стратиграфии Центрально-Азиатского складчатого пояса. Следует обратить внимание на некоторые из них.

1. В Монголии, вероятно, может быть решен вопрос о стратиграфических соотношениях между палеозоем и допалеозоем в геосинклинальных областях, в частности, выяснен объем слоев, относимых к вендскому комплексу (аналогу юдомского комплекса эокембрия). Разрез вендско-нижекембрийских отложений Прихубсугульского района Северной Монголии как самый полный и хорошо обнаженный прежде всего должен быть рекомендован для этих целей.

2. Детальное изучение того же Прихубсугульского разреза несомненно даст материал для разработки более детальной биостратиграфии нижнего кембрия, поскольку здесь в непрерывной последовательности вендские отложения сменяются нижекембрийскими.

3. Большие возможности существуют в Монголии для разработки эталонной стратиграфии девонских отложений. В этом отношении наиболее благоприятны разрезы девона Южно-Монгольской системы, в особенности южных склонов Гобийского Алтая, находящиеся к югу от сомона Баян-Гоби, а также на западе Сухэ-Баторской зоны в окрестностях гор Хабтагай и Мурэн-Ула, где девон представлен в полном объеме и хорошо охарактеризован фауной. В той же Южно-Монгольской системе, по-видимому, может быть собран необходимый материал для биостратиграфического обоснования границы между силуром и девонем, так как в ряде мест, особенно на востоке Сухэ-Баторской зоны в районе г. Барун-Урт, морские силурийские и девонские отложения связаны между собой постепенными переходами.

4. Изучение территории Монголии имеет важное значение для выяснения общей схемы стратиграфии пермской системы. Особо следует указать на возможности получения здесь новых данных для корреляции континентальных флорнозных комплексов с морскими.

Районы Восточной и Южной Монголии, где наблюдается тесная ассоциация морских и континентальных толщ, очевидно, в этом отношении представляют наибольший интерес.

5. На многих стратиграфических уровнях (в силуре, девоне, карбоне, перми) на площади Монголии в непосредственное соприкосновение приходят две (иногда три) различные биогеографические провинции (например, фаунистические бореальная и тетисная в перми). Именно здесь представляется возможным выяснить соотношения между комплексами органических остатков различных провинций, а следовательно, и установить надежные стратиграфические корреляции между ними.

Все эти вопросы, как и многие другие, по существу лишь поставлены, но пока еще очень далеки от своего разрешения. Это объясняется не только слабой изученностью геологии, но и полным отсутствием новейших монографических исследований палеозойских фаун и флор Монголии. Без исследований такого рода трудно представить себе дальнейший прогресс знаний по самым различным аспектам геологии Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

- Амангов В. А. 1961. Краткий очерк стратиграфии силурийских отложений Долины Больших Озер в сопоставлении с силуrom Тувинского прогиба.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Амангов 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., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И., Лусанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Милайлов Э. В., Суегенко О. Д., Хасин Р. А.* 1967. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых МНР.— В кн. «Геологические исследования Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Недра».
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лусанданзан Б., Матросов П. С., Суегенко О. Д., Хасин Р. А., Хуруц П.* 1968. Основные черты тектоники Монголии.— В кн. «Орогенные пояса». (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3). М., изд-во «Наука».
- Амантов В. А., Модзалевская Е. А.* 1966. Новые данные о девоне Северо-Восточной Монголии и некоторые вопросы его палеогеографии.— В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Недра».
- Амантов В. А., Радченко Г. П.* 1959. О континентальных пермо-триасовых отложениях Центральной Монголии (Хангайское нагорье).— Докл. АН СССР, 124, № 1.
- Беззубцев В. В.* 1963. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзвухан.— В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., Гостоптехиздат.
- Бобров В. А., Нейбург М. Ф.*, 1957. О верхнепермских угленосных отложениях Южной Монголии.— Докл. АН СССР, 114, № 3.
- Васильев В. Г., Волковин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. В.* 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат.
- Вологдин А. Г.* 1940. Археопциаты и водоросли кембрийских известняков Монголии и Тувы.— Труды Монгольской комис. АН СССР, № 34.
- Грецакая Т. А., Моссаковский А. А.* 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы).— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртогоо Ө., Лхаасурен Л.* 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, № 5.
- Когляр Г. В.* 1967. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Забайкалья по брахиоподам.— Автореф. канд. дисс. Л.
- Маринов Н. А.* 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Мейен С. В.* 1968. О возрасте острогской свиты Кузбасса и об аналогах намюра в континентальных отложениях Северной Европы.— Докл. АН СССР, 180, № 3.
- Обручев В. А.* 1900. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии, совершенном по поручению Русского географического общества в 1892—1894 гг. горного инженера В. А. Обручева. Т. II. Путевые дневники, касающиеся Центральной Монголии, Джунгарии и горных систем Бейшаня, Восточного Тянь-Шаня и Цзин-Лин-Шаня. Под ред. И. Д. Мушкетова. СПб., изд. РГО.
- Петровиц Ю. Я.* 1963. Нижнекарбонные отложения бассейна р. Селенга.— В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., Гостоптехиздат.
- Сизова П. П.* 1935. К характеристике разрезов нижнекарбонных отложений района горы Урмуктэй и гор Халтагай в Монголии.— Труды Монгольской комис. АН СССР, № 15.
- Синицын В. М.* 1956. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.
- Суегенко О. Д.* 1967. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии.— Сов. геология, № 4.
- Суегенко О. Д.* 1968. Первые находки фораминифер в Юго-Восточной Монголии.— Докл. АН СССР, 180, № 3.
- Филлипова И. Б.* 1969. Развитие Хангайского синклиналия в среднем и верхнем палеозое.— Сов. геология, № 6.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ И ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Вопросы стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии в разное время разрабатывались М. А. Анпиловым, С. Н. Алексейчиком (1947; Алексейчик, Стефаненко, 1947), В. А. Бобровым (Бобров, Нейбург, 1957), В. С. Волхониним, Б. И. Даниловым, Б. М. Казаковым, З. А. Лебедевой (1934), Н. А. Мариновым (1957; Васильев и др., 1959), К. Б. Мокшанцевым, Н. Е. Невзоровым, А. Н. Рассказчиковым, А. А. Храповым, Г. И. Хубльдиковым и другими исследователями. Однако в отдельных публикациях рассматривались лишь некоторые проблемы стратиграфии сравнительно небольших участков описываемой территории, а в сводных работах монографического характера (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959) интересующий нас круг вопросов освещался весьма схематично.

Автор в течение 1963—1967 гг. занималась изучением стратиграфии и тектоники докембрия и палеозоя Юго-Восточной Монголии, что позволило ей впервые произвести сопоставление различных стратиграфических подразделений всего рассматриваемого района в целом. Материалы этих исследований, дополненные результатами предыдущих работ, и положены в основу настоящей статьи.

Территория Юго-Восточной Монголии в тектоническом отношении крайне неоднородна (рис. 1). В соответствии с новейшей схемой геотектонического районирования Монголии, составленной В. А. Амантовым, Ю. А. Борзаковским, автором и другими под руководством Р. А. Хасина, северная часть ее принадлежит Центрально-Монгольскому раннекаледонскому геантиклинальному поднятию, разделенному системой Хараайракских поперечных разломов на западный Средне-Гобийский и восточный Южно-Керуленский блоки. Южнее располагаются субширотные раннегерцинские структуры Южно-Монгольской складчатой системы, на юге граничащие с Внутренне-Монгольской позднепалеозойско-раннемезозойской складчатой системой¹. Центральная, осевая часть Южно-Монгольской складчатой системы занята Гобийско-Хинганской геосинклинальной зоной, а по периферии обособляется ряд краевых геантиклинальных поднятий (Гоби-Алтайское и Сухэ-Баторское на севере, Гоби-Тянь-Шаньское, Уланульское и Нукутдабанское на юге). В пределах Внутренне-Монгольской складчатой системы также выделяется северная геантиклинальная зона, в которую входят Южно-Гобийское и Тото-Шаньское поднятия, а южнее последних протягивается Солонкерский внутригеосинклинальный прогиб. Выделенные тектонические единицы отличаются специфическими разрезами, в связи с чем отдельные стратиграфические подразделения будут характеризоваться по структурным зонам.

В пределах рассматриваемой территории установлены докембрийские метаморфические образования, отнесенные к протерозою, и палеонтологически охарактеризованные отложения всех систем палеозоя.

¹ Эти две складчатые системы совместно ниже будут упоминаться как герциниды, в отличие от каледонского массива Центральной Монголии.

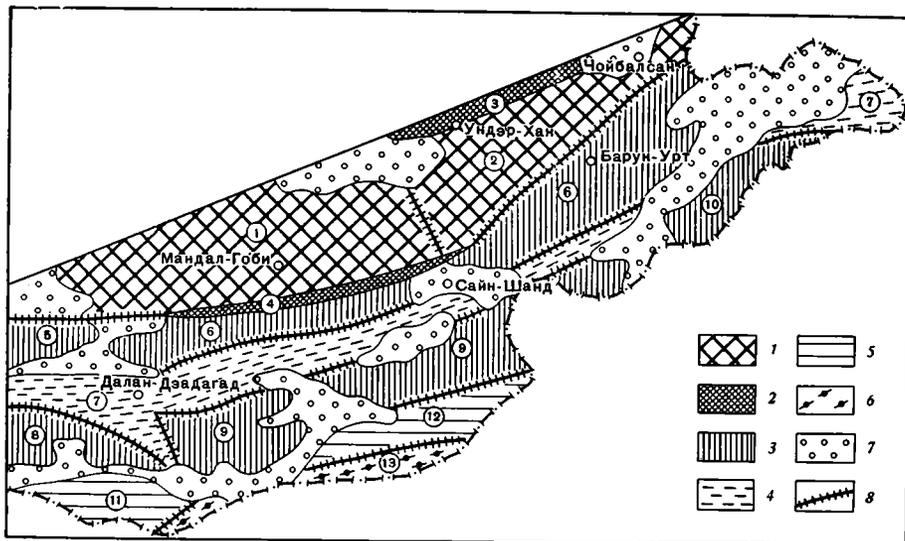


Рис. 1. Схема тектонического районирования Юго-Восточной Монголии

1, 2 — раннекаледонские структуры: 1 — Центрально-Монгольское геантиклинальное поднятие, 2 — шовные прогибы; 3, 4 — раннегерцинские структуры Южно-Монгольской складчатой системы: 3 — геантиклинальные поднятия, 4 — геосинклинальные прогибы; 5, 6 — позднепалеозойско-раннемезозойские структуры Внутренне-Монгольской складчатой системы: 5 — геантиклинальные поднятия, 6 — геосинклинальные прогибы; 7 — меловые и кайнозойские депрессии; 8 — главные региональные разломы

Цифры на схеме: 1 — Средне-Гобийский блок, 2 — Южно-Керулевский блок, 3 — Керуленский прогиб, 4 — Ундуршиллинский прогиб, 5 — Гоби-Алтайское поднятие, 6 — Сухэ-багорское поднятие, 7 — Гобийско-Хинганский прогиб, 8 — Гоби-Тяньшаньское поднятие, 9 — Уланульское поднятие, 10 — Нукутдабанское поднятие, 11 — Южно-Гобийское поднятие, 12 — Тото-Шаньское поднятие, 13 — Солонкерский прогиб

Протерозой

Наиболее древними образованиями, условно рассматриваемыми как нижнепротерозойские, являются гнейсы, гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, выходы которых известны в каледонидах Центральной Монголии (сомон Алтан-Ширэ, Топулин-Хид), а также в геантиклинальных поднятиях герцинид (Дариганга, хребты Тото-Шань, Уголцзыин-Эрэн, Хундусин-Борун-Ундур). Для этого комплекса наиболее характерны различные по минералогическому составу гнейсы, переслаивающиеся с амфиболитами и кристаллическими сланцами, а также многочисленные тела гранито-гнейсов и послойные инъекции кварц-полевошпатовых пород.

Среднепротерозойские образования в структурном отношении связаны с вышеописанным комплексом пород, но отличаются от него значительно меньшей степенью метаморфизма (фация зеленых сланцев). Преобладающим в их разрезе сланцам, песчаникам и кварцитам, в том числе железистым, подчинены горизонты вулканитов, на севере (бассейн р. Керулен, сомон Улдзуйту) преимущественно основного, а на юге (хребты Тото-Шань и Баргин-Обо) — кислого состава.

К верхнему протерозою отнесена карбонатная толща, состоящая почти исключительно из мраморизованных, часто окремнелых известняков, с редкими горизонтами кварцитов и кислых эффузивов. Наиболее широко она распространена в каледонидах (Хара-Айрак, сомон Холод) и в геантиклинальных поднятиях Внутренне-Монгольской складчатой системы (осевая часть хребтов Тото-Шань и Цаган-Ула). К низам толщи местами (район Баргин-Обо в Уланульском поднятии) приурочивается 50-метро-

вый горизонт аркозовых гравелитистых кварцитов и мелкогалечных конгломератов. На северо-востоке описываемой территории (Южно-Керуленский блок) карбонатная толща замещается кристаллическими сланцами с прослоями метаморфизованных эффузивов и мраморов.

Принятое членение и особенно датировка протерозойских вулканогенно-осадочных образований в значительной степени условны. Ранее они частично относились к нерасчлененному протерозою, а частично к нижнему (или даже среднему) палеозою. К изложенной выше точке зрения наиболее близки взгляды Г. И. Хубльдикова. Этот исследователь выделил карбонатную толщу юга Монголии в цаганульскую свиту, сопоставляя ее с верхним протерозоем (синием) Китайской платформы, а гнейсовые и сланцевые образования считал более древними. В настоящее время возрастное положение карбонатной толщи определяется достаточно точно на основании находок в ней строматолитов и онколитов. Среди них из сборов А. А. Храпова в районе Хара-Айрака И. К. Королук определила характерную верхнепротерозойскую форму *Osagia lamellata* Korol. Кроме того, по наблюдениям А. Н. Ефимова, Н. Ф. Николаева, Б. И. Данилова, А. А. Храпова и автора, карбонатная толща залегает несогласно на вулканогенно-осадочной и содержит в основании горизонт грубообломочных псаммитов, что позволяет говорить о перерыве в осадконакоплении между этими двумя толщами и предполагать более древний, условно среднепротерозойский возраст последней. Нижний, гнейсовый комплекс пород на основании высокой степени регионального метаморфизма и широкого развития процессов гранитизации условно датируется нижним протерозоем.

Кембрий

Кембрийские отложения представлены лишь нижним отделом и приурочены к шовным прогибам, окаймляющим с севера и юга Центрально-Монгольский массив. На востоке Монголии нижнекембрийские образования впервые были выделены в 1964 г. В. А. Амантовым (1966) в бассейне р. Керулен, а позднее, в 1965 г., установлены автором совместно с Ю. А. Борзаковским и по юго-восточному фасу Центрально-Монгольского поднятия в Ундуршилинском прогибе. В последнем районе нижний кембрий обнажается в низкогорных массивах между Олдаху-Хид на западе и сомоном Дельгир на востоке, где наблюдается толща темно-зеленых и фиолетовых до темно-серых эффузивов преимущественно среднего, в меньшей степени основного состава, их туфолав с выклинивающимися горизонтами известняков, грубозернистых туфогенных песчаников и кремнистых сланцев. В районе горы Шара-Дзэг автором собраны водоросли *Osagia*, близкие к нижнекембрийским формам Прибайкалья, и образования, сходные с нижнекембрийскими губками (по определению И. К. Королук); к юго-западу от сомона Дельгир (гора Чандомань-Обо) порфириновая толща, по-видимому, залегает под фаунистически охарактеризованными отложениями среднего-верхнего ордовика. Следует отметить, что описываемые образования располагаются на непосредственном продолжении к востоку нижнекембрийских вулканогенных толщ хр. Ихэ-Богдо и литологически очень сходны с ними.

Помимо Ундуршилинского шва, наличие кембрийских толщ вполне вероятно и в герцинидах Южной Монголии, в частности в массиве Баргин-Обо.

Ордовик

Ордовикские отложения обнажаются главным образом в геоантиклинальных поднятиях герцинид (окрестности сомона Матат, Байшинту-Сумэ, хр. Нукут-Дабан, юг хр. Тото-Шань, горные массивы Табун-Хира-Обо,

Дзурумтай, Элиген-Обо и др.). Почти повсеместно они представлены довольно однообразным, существенно терригенным комплексом, сложенным флишиодно-переслаивающимися или обособляющимися в самостоятельные пачки филлитами и мелкозернистыми слюдистыми песчаниками зелено-фиолетового, реже темно-серого цвета. В ряде районов (Табун-Хира-Обо, Нукут-Дабан и др.) среди терригенных пород появляются мощные (до 800 м) эффузивы основного, реже среднего состава, тяготеющие к низам разреза. Надо отметить, что вулканиты по площади обнаруживают довольно четкую приуроченность к осевой части герцинид Юго-Восточной Монголии (север Гоби-Тянь-Шаньского, Уланульского и Нукут-дабанского поднятий), вероятно, фиксируя зоны максимального прогибания в ордовикский период. В то же время севернее (Северный фас хр. Арца-Богдо) и южнее (массив Элиген-Обо, юг хр. Тото-Шань) в разрезе ордовика появляются достаточно мощные горизонты мраморизованных тонкополосчатых, вероятно, хемогенных известняков. Повсеместно ордовикские отложения характеризуются большими (до 4000—5000 м) мощностями и преобладанием тонкообломочных пород в разрезе.

Близ южного фаса Центрально-Монгольского поднятия фации ордовика меняются в сторону появления пестроцветных (желтых, светло-розовых, зеленовато-серых) грубых псаммитов, песчанистых известняков и кислых эффузивов, а их мощность сокращается до 1000 м. Подобные пестроцветные карбонатно-терригенные отложения ордовика известны, в частности по данным А. Н. Рассказчикова, в районе сомона Алтан-Ширэ, где они содержат фауну кораллов среднего и верхнего ордовика: *Karagenia*, *Nictopora*, *Proheliolites*, *Saffordophyllum* и др. (определение О. Б. Бондаренко).

Существенно терригенные «зелено-фиолетовые» толщи биостратиграфически охарактеризованы очень скудно. Лишь на северо-востоке Сухэ-Баторского поднятия в районе горы Бухатын-Барун-Обо автор обнаружил лиззу песчанистых известняков с микрофоссилиями среднего ордовика: *Zonosphaeridium acerbum* Andr., *Hystriospheridium longispinosum* Eisenack, *Leioarachnium vittatum* Andr. (определение Е. М. Андреевой и Г. М. Романовской). В массиве горы Табун-Хира-Обо аналогичные образования несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями силура, резко отличаясь от них как степенью метаморфизма, так и формационным составом.

Описанные выше «пестроцветная» и «зелено-фиолетовая» толщи имеют свои аналоги в хр. Большой Хинган, куда продолжают раннегерцинские структуры Юго-Восточной Монголии. Вулканогенно-терригенная «зелено-фиолетовая» толща сходна с нижнеордовикской (?) свитой халхинхэ, а «пестроцветная» средне-верхнеордовикская толща сомона Алтан-Ширэ литологически близка свите сухухэ, отнесенной Нин Ци-шенем и др. (1959) к нижнему — среднему ордовику. Однако недостаток фактического материала не позволяет в настоящее время решить вопрос о взаимоотношениях этих двух толщ на рассматриваемой территории. Возможно, что первая из них отвечает полному объему ордовика, лишь по периферии Южно-Монгольской системы частично (в объеме среднего — верхнего ордовика) замещаясь пестроцветными образованиями, фиксирующими зону шельфа. Но не исключено, что «зелено-фиолетовые» толщи повсеместно, как это предполагают китайские геологи, отвечают раннему ордовику (а может быть, в какой-то части и кембрию), сменяясь вверх по разрезу локально распространенной пестроцветной толщей среднего — верхнего ордовика.

Силур

Силурийские отложения пользуются сравнительно широким развитием в герцинидах Юго-Восточной Монголии, локализуясь главным образом в геоантиклинальных поднятиях. Наиболее полный и мощный (более

5000 м) разрез силура, отвечающий лландоверийскому, венлокскому и лудловскому ярусам, был установлен автором в Гоби-Алтайском поднятии (Суетенко, 1967). Силурийские образования отличаются здесь отсутствием внутрiformационных перерывов и общим «зеленокаменным» типом разреза, обусловленным большим количеством основных эффузивов.

Нижнесилурийские отложения восточной части Гоби-Алтайского поднятия развиты по южному фасу хр. Арца-Богдо и в низкогорном массиве района бывшего сомона Мандал-Обо, где представлены глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами и песчаниками с мощными горизонтами известняков и местами (Батал-Худук, Догшиху-Ула) эффузивов сплит-диабазового ряда в верхах разреза. В известняках в ряде пунктов содержится фауна кораллов лландовери-венлока (Суетенко, 1967). Отложения нижнего отдела связаны постепенными переходами с верхнесилурийскими, представленными алеволитами и песчаниками, иногда флишпоидно-переслаивающимися, яшмовидными породами с подчиненными горизонтами основных эффузивов и известняков. Роль эффузивов и яшмовидных пород резко возрастает к западу, в хр. Арца-Богдо, где они составляют большую часть верхнесилурийского разреза. Фауна мшанок и кораллов, обнаруженная в данной толще в окрестностях сомона Мандал-Обо, отвечает верхнему силуру (Суетенко, 1967).

Восточнее, в Сухэ-Баторском поднятии, сведения об элементах верхнего силура в составе нерасчлененного верхнесилурийского — девонского комплекса были получены еще в 1944—1945 гг. С. Н. Алексейчиком; А. Я. Стефаненко и Н. Е. Невзоровым. В последние годы автором, Ю. А. Борзаковским, А. Ф. Кургузкиным и другими здесь были установлены и фаунистически охарактеризованы нижнесилурийские отложения. По сравнению с Гобийским Алтаем фации силурийских отложений довольно резко меняются в сторону преобладания карбонатных осадков при подчиненной роли терригенных пород и кислых эффузивов, причем в последнем случае толща становится пестроцветной. Кроме того, площади развития силурийских образований, их мощности и стратиграфический объем сокращаются, а местами наблюдаются внутрiformационные перерывы. В основании разреза силура в Сухэ-Баторском поднятии залегает толща известняков, кремнисто-карбонатных и кремнисто-глинистых сланцев, местами (окрестности сомона Улцзуйту) с частыми горизонтами кислых эффузивов. Довольно скудные органические остатки, обнаруженные в районе сомонов Улцзуйту, Дельгир и Асхат, позволяют датировать эту толщу как венлок (Суетенко, 1967). Верхнесилурийские отложения в Сухэ-Баторском поднятии слагают низы нерасчлененного комплекса верхнего силура — нижнего девона и будут описаны ниже.

В южных геосинклинальных поднятиях ранних герцинид локально распространены только нерасчлененные силурийские отложения, которые закономерно (как и в рассмотренной выше северной геосинклинальной зоне) меняются от зеленокаменных кремнисто-сланцевых на западе региона (Гоби-Тянь-Шаньское поднятие) до пестроцветных карбонатно-терригенных на востоке (Уланульское поднятие). В Гоби-Тянь-Шаньском поднятии к силуру условно (по сопоставлению с более западными районами) отнесены глинисто-кремнистые сланцы, переслаивающиеся с рассланцованными основными (?) эффузивами, наблюдавшиеся, в частности, южнее сомона Ноян.

Восточнее, в Уланульском поднятии базальными горизонтами силурийского комплекса, видимо, можно считать пачку крупногалечных до валунных конгломератов, обнажающихся в районе гор Тахят-Ула и Дзубчус-Обо. Конгломераты интенсивно метаморфизованы, галька уплощена и развальцована, а цемент представлен слюдистыми песчаниками, мусковитовыми и кварц-хлоритовыми сланцами, местами образующими маломощные линзовидные прослои. В составе гальки преобладают огнейсованные лей-

кократовые граниты, кислые эффузивы и кварциты. В окрестностях горы Даубчус-Обо конгломераты перекрываются толщей, сходной с фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями этого района. Выходы последних наблюдаются к югу от горы Табун-Хира-Обо, где они представлены кислыми эффузивами, их туфами, рассланцованными разнозернистыми, часто гравелитистыми песчаниками, известково-кремнистыми сланцами и известняками преимущественно розового и желтого цвета. Суммарная мощность их по разрезу достигает 1500 м. Эта толща охарактеризована мшанками, среди которых Н. А. Шишовой и Г. Г. Астровой определена среднеордовикская *Monotrypa* aff. *cumulata* (Ulr.), *Diplotrypa* sp., известная преимущественно в ордовике и реже встречающаяся в нижнем силуре. В то же время среди присущих южнотуркестанским здесь табулят Т. Т. Шарковой описаны *Riphaeolites* sp., *Platocoenites* sp., *Favosites* sp., указывающие скорее на верхнесилурийский — нижнедевонский возраст вмещающих их пород. Подобная разница в определениях не позволяет установить возраст этих отложений ближе, чем силурийский. В сходных фациях силурийские образования выделяются и на западе Нукут-Дабана (40 км к западу от сомона Дариганга).

Наконец, на крайнем юге страны силурийские отложения распространены главным образом в Южно-Гобийском поднятии Внутренне-Монгольской складчатой системы (хребты Борун-Цохэ-Нуру, Цаган-Ула, Хара-Шивэ и др.), где они впервые были установлены в 1958 г. Г. И. Хубльдиковым. По данным этого исследователя и автора, в составе силурийских отложений здесь обособляются две толщи — нижняя, представленная эффузивами спилит-диабазового, реже андезитового ряда, песчаниками и глинисто-кремнистыми сланцами с выдержанными по простиранию на несколько километров горизонтами известняков, и верхняя, состоящая главным образом из глинистых сланцев и песчаников, иногда флишеидно переслаивающихся, и содержащая местами карбонатные линзы. Фауна кораллов, известная из нижней толщи, позволяет, хотя и с некоторой степенью условности, относить эту толщу к нижнему силуру, параллелизуя верхнюю, терригенную толщу с образованиями верхнего отдела силура. Локальные выходы существенно терригенных отложений нижнего силура наблюдались автором также на западе хр. Тото-Шань (Суетенко, 1967).

Для большей части Южно-Монгольской складчатой системы, а именно для ее северных геосинклинальных поднятий и Гобийско-Хинганской геосинклинальной зоны, устанавливается тесная связь между силурийскими и девонскими отложениями. Но если в Гоби-Алтайском поднятии, несмотря на согласный контакт, граница между силуром и девоном, по данным А. К. Уфлянда, Л. П. Зоненшайна и других исследователей, достаточно отчетливо фиксируется благодаря появлению в низах разреза девона мощных горизонтов известняков, то для более восточных и южных районов (Сухэ-Баторское поднятие, Гобийско-Хинганский прогиб) характерны переходные толщи, отвечающие по возрасту верхам силура — низам девона, расчленение которых в настоящее время не представляется возможным.

Верхнесилурийские — нижнедевонские фации в пределах рассматриваемой территории резко меняются от терригенно-карбонатных в северной геосинклинальной зоне ранних герцинид до зеленокаменных вулканогенно-терригенных в осевой геосинклинальной зоне. В Сухэ-Баторском поднятии верхнесилурийские — нижнедевонские отложения, представленные преимущественно известняками с подчиненными пачками алевролитов и глинистых сланцев, вероятно, отделены от подстилающих отложений вендокского яруса стратиграфическим и небольшим угловым несогласием. В пользу этого свидетельствует отмеченное автором в 1 км северо-восточнее горы Шара-Обо несогласное залегание фаунистически охарак-

теризованных эйфельских отложений (залегающих в 2 км севернее этой горы в согласном разрезе с верхнесилурийскими — нижнедевонскими образованиями) на известняках венлока. Наиболее полные разрезы верхнего силура — нижнего девона известны здесь в районе Бурун-Урта, нового сомона Асхатэ, Тэбшин-Ширэ и др.

Южнее в Гобийско-Хинганской геосинклинальной зоне описываемый комплекс залегает в основании разреза среднего палеозоя и выходит в хребтах Дзолен, Гурбан-Сайхан, в окрестностях Хара-Нояный-Хида и Нарын-Хида и в бассейне р. Нумургин-Гол. Для него типична ассоциация глинисто-кремнистых сланцев, яшмовидных пород и эффузивов спилит-диабазового ряда, на фоне которых встречаются редкие линзы известняков. Местами (Нарын-Хид) в разрезе преобладают основные и средние эффузивы и их туфы, фациально замещающиеся разномасштабными вулканомиктовыми песчаниками и кремнистыми алевролитами. По периферии Гобийско-Хинганского прогиба близ границы с северной геосинклинальной зоной (колодец Удд-Худук, северо-восточнее г. Сайн-Шанда) состав эффузивов довольно резко меняется в сторону пойкилитизации, здесь преобладают андезитовые порфириты, ассоциирующиеся с яшмовидными породами и кремнистыми алевролитами; роль известняков возрастает, и они слагают до половины разреза.

Близкими по составу к верхнесилурийским — нижнедевонским образованиям Сухэ-Баторского поднятия считаются их возрастные аналоги, локально развитые в каледонидах Южно-Керуленского поднятия в районе пос. Барун-Цогто.

Руководящей фаунистической группой в верхнесилурийско-нижнедевонском комплексе являются табуляты, изученные Т. Т. Шарковой. Наиболее полно описываемые отложения охарактеризованы палеонтологически в Сухэ-Баторском поднятии. Как показало изучение фауны, наиболее низкие горизонты, вероятно, отвечающие нижнему лудлову и содержащие табуляты¹ (*Palaeofavosites asper* Orb. var. *balticus* Rukh., *P. forbesiformis* Sok. var. *porosa* Sok., *Taxopora* cf. *crassa* Spassk., *Favosites stepanovi* Koval.), выходят восточнее Сальхитын-Обо. Более распространен тиверский фаунистический комплекс, известный из района горы Унетын-Субурга, северо-западнее Хатобчин-Хида, юго-восточнее сомона Тэбшин-Ширэ и на других участках. Он представлен преимущественно тиверскими табулятами — *Favosites difformis* Chekh., *F. terranovaе* Tchern., *F. pactum* Chekh., *F. cf. porfirievi* Tchern., *Squameofavosites gurjevskiensis* Mir., ассоциирующимися с верхнесилурийскими мшанками: *Cyphotrypa* aff. *expanda* Bassler, *Lioclema* aff. *tenuirama* Bassler (определение Н. А. Шишовой). Но помимо верхнесилурийских, здесь иногда встречаются и жединские формы *Squameofavosites bohemicus* (Роҗта).

В Гобийско-Хинганском прогибе органические остатки содержатся в описываемых отложениях сравнительно редко (Нарын-Хид, Удд-Худук, р. Нумургин-Гол) и представлены в основном видами, встречающимися как в верхах силура, так и в низах девона (табуляты *Favosites gasimuricus* Rukh., криноидеи *Pandocrinus* ex gr. *pandus* Stuk., мшанки *Lioclema* aff. *tenuirama* Bassler, *Hallopora* aff. *viatrix* Astr., *Monotrypa* sp. и другие, брахиоподы *Eospirifer* aff. *tuvaensis* Tschern.). Надо отметить, что часть этих форм в районе Нарын-Хида встречена вместе с ругозами (*Brachylasma* (?) sp., *Axolasma* sp., *Onychophyllum* sp.), которые С. И. Стрельников склонен считать скорее нижнесилурийскими.

Наконец, из района Барун-Цогто определены силур-девонские мшанки и табуляты: *Fistuliramus* sp. indet., *Ceratopora* sp., *Semicoscinium* sp., *Squameofavosites* sp., *Cladopora* sp.

¹ Здесь и ниже, за исключением специально оговоренных случаев, использованы определения фауны и флоры из коллекции автора и Ю. А. Борзаковского.

Девон

В основе стратиграфической схемы девонских отложений большей части рассматриваемой территории лежит расчленение их на две толщи — нижнюю, отвечающую верхам нижнего девона — эйфелю, и верхнюю, охватывающую интервал времени от живета до верхнего девона включительно. Наиболее полно эти две толщи представлены в Сухэ-Баторском поднятии и в Гобийско-Хинганском прогибе Южно-Монгольской складчатой системы.

Отложения нижнего девона — эйфеля в этих структурах теснейшим образом как по разрезу, так и по площади связаны с верхнесилурийским — нижнедевонским комплексом. Толща подобного возрастного интервала выделяется в описываемом регионе впервые, но фаунистически охарактеризованные нижнедевонские отложения были ранее откартированы Н. Г. Гражданцевым (Хасин, 1963) и А. А. Храповым, а нижнедевонская фауна была собрана С. Н. Алексейчиком и другими в районах Мунху-Хана и Байшинту-Сумэ в нерасчлененном силурийско-девонском комплексе (Алексейчик, Стефаненко, 1947).

Нижнедевонские — эйфельские отложения наиболее распространены в Сухэ-Баторском поднятии, где они обнажаются в горах Мурэн-Ула, Хабтагай, в окрестностях сомонов Сайхан-Дулан, Халдзан и др. На юге поднятия они очень однообразны по литологическому составу — преобладают темно-серые глинистые сланцы, глинистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, часто образующие пачки тонкого, близкого к флишиoidному переслаивания. К северу терригенные образования нижнего девона — эйфеля в значительной степени замещаются известняками, часто рифогенными, большая часть которых приурочена к верхам толщи (эйфель).

Нижнедевонские-эйфельские отложения Гобийско-Хинганского прогиба характеризуются тем, что на фоне терригенных пород появляются горизонты зеленокаменных основных эффузивов и кремнистых пород (хр. Гурбан-Сайхан, гора Нарангийн-Ихирыйн, р. Нумургин-Гол). К юго-западу и юго-востоку от Сайн-Шанды и в районе сомона Мантах отложения нижнего девона — эйфеля представлены в основном андезитовыми, дацитовыми, реже диабазовыми порфиритами с подчиненными прослоями разнозернистых туфопесчаников, гравелитов, алевролитов с линзами песчаных известняков¹. Надо отметить, что вулканы здесь подверглись значительно меньшим зеленокаменным изменениям, чем основные эффузивы того же возраста в хр. Гурбан-Сайхан и в бассейне р. Нумургин-Гол.

Мощности описываемого комплекса меняются в зависимости от его литолого-фациальных особенностей. Наибольшие мощности, достигающие 3000 м, отмечаются для кремнисто-терригенных толщ осевой части Гобийско-Хинганского прогиба и черносланцевых образований южного фаса Сухэ-Баторского поднятия. Порфировый комплекс Присайншандинского района (Гобийско-Хинганский прогиб) и терригенно-карбонатные образования севера Сухэ-Баторского поднятия характеризуются сокращением мощностей до 1000 м.

Наиболее полную фаунистическую характеристику описываемые отложения получили в Сухэ-Баторском поднятии, где в целом ряде пунктов в них собрана коллекция кораллов (преимущественно табулят) и брахиопод, определенная Т. Т. Шарковой, Л. И. Улитиной и Е. А. Модзалевской.

В низах толщи (Шабдал-Обо, Дзун-Хабтагай-Обо, юго-западнее Барун-Дзерде, восточнее Шарага-Дурбульджин) наблюдается смешанный комплекс органических остатков, содержащий наряду с преобладающими нижнедевонскими видами *Squameofavosites obtusispinosus* Dubat., *S. dubatovi* Mir., *Cladopora* cf. *rectilineata* Simp., *Pachyfavosites* cf. *ninella* Winch., *Thamnopora* cf. *elegantula* Tchud. также и формы, переходящие в эйфель,

¹ Порфировая толща района сомона Мантах впервые выделена А. А. Храповым в 1961 г. как условно девонская.

и редко чисто эйфельские: *Pachyfavosites* aff. *markovskii* Sok., *Squameofavosites obliquispinus* (Tchern.), *Pseudopetraria devonica* Sok.

Верхи разреза (Мурэн-Ула, Шара-Обо, Цаган-Обоний-Дзун-Сэрбэ и др.) охарактеризованы богатым комплексом эфельской фауны — *Atrypa schpaendiensis* Ržchon., *Spinatripa* aff. *taskanensis* (Nal.), *Thamnopora reticulata* (Blain), *T. cf. janeta* Dubat., *Striatopora* aff. *jijina* Dubat., *Pachyfavosites obnormis* Dubat., *Favosites* cf. *intermedius* Stev., *Alveolites* aff. *acrosquamatus* Dubat.

В Гобийско-Хинганском прогибе органические остатки обнаружены в порфириновом комплексе Присайншандинского района, откуда известны кобленцские (по определению Н. Я. Спасского) ругозы — *Lindstromia minima* Spass., *Orthopaterophyllum* (*Enterolasma*) ex gr. *ibericum* Kullm., *Barandephyllum cantabricum* Kullm., *Zaphrentoides* (*Hapsiphyllum*) sp. (колонец Хацабчи-Худук) и раннедевонские (по определению Н. А. Шишовой и Е. А. Модзалевский) брахиоподы и мшанки — *Delthyris minius* (Barr.), *D.* aff. *perlaphellatus* (Hall.), *Laptaena* (?) *rhomboidalis* Wilck., *Leptaenophyxis bouei* (Barr.), *Semicoscinium* aff. *distincta* Nekh. и др. (урочище Ундур-Удэ).

Восточнее разновозрастные образования получили фаунистическую характеристику в Моднобинском районе и на левобережье р. Нумургин-Гол, откуда Е. А. Модзалевской определены брахиоподы — *Eospirifer* aff. *pseudotogatus* Khalf., *Plethorhyncha* cf. *speciosa* var. *ramsayi* (Hall.), *Mucrospirifer* (?) *cumberlandie* (Hall.), *Paraspirifer* (?) aff. *gurjevskiensis* Ržchon., свидетельствующие о том, что вмещающие их отложения относятся к верхам нижнего — низам среднего девона. Кроме того, обширная коллекция брахиопод нижнего девона была собрана В. С. Соловьевым и Н. Г. Гражданцевым в верховьях р. Нарин-Гол (Хасин, 1963).

Карбонатно-терригенные отложения раннего девона, помимо Южно-Монгольской складчатой системы, локально известны и в раннекаледонских структурах на правобережье р. Керулен (Аманатов, Модзалевская, 1966).

Вверх по разрезу толща нижнего девона — эйфеля сменяется средне-верхнедевонским комплексом, развитым преимущественно в Гобийско-Хинганском прогибе, где наблюдаются наиболее полные разрезы и максимальные (до 3000 м) мощности отложений этого возраста. В этой зоне к позднему девону отнесена граувакково-кремнистая толща, стратотипические разрезы которой изучены в хр. Гурбан-Сайхан. Толща живета — верхнего девона сложена здесь незакономерно, часто линзовидно чередующимися горизонтами серовато-зеленых, ярко-зеленых и темно-серых кремнистых алевролитов, яшмовидных пород, граувакковых и вулканомиктовых песчаников. Очень характерны достаточно мощные (до 200 м), но быстро выклинивающиеся по простиранию покровы афанитовых спилитов и андезитовых порфиритов, ассоциирующихся с сургучными яшмами. Пачки флишопидного переслаивания расланцованных глинистых и массивных кремнистых алевролитов встречаются реже, хотя они и достаточно типичны. Карбонатные породы по всему разрезу практически отсутствуют. Основание средне-верхнедевонского комплекса не вскрыто, но в хр. Гурбан-Сайхан наблюдалось залегание граувакково-кремнистой толща на крыльях горст-антиклинали, в ядре которой выходит сланцевая толща нижнего девона — эйфеля. Несколько различный характер складчатости (по сравнению с нижнедевонскими — эйфельскими отложениями) и отмеченный В. М. Синицыным (1956) и В. А. Федоровским западнее рассматриваемого района, в Заалтайской Гоби разрыв на границе эйфеля и живета позволяют предположить стратиграфическое и незначительное угловое несогласие между этими двумя девонскими толщами.

Севернее, в Сухэ-Баторском поднятии, фации живетско-верхнедевонских отложений быстро меняются, а мощности их, как и площади развития, резко сокращаются. Отложения этого возраста были впервые установлены

здесь А. А. Храповым, а позднее выявлены автором и Ю. А. Борзаковским восточнее сомона Алтан-Ширэ, юго-западнее горы Шабдал-Обо и на других участках. К низам разреза позднего девона приурочена пачка известняков с фауной живетских (по определению Т. Т. Шарковой) табулят — *Natallophyllum giveticum* Rad., *Thamnopora servicornnis* (Blain), var. *obtusispinosa* Dubat., *Alveolites* aff. *lemniscus* Le Maitre, *Thamnopora reticulata reticulata* (Blain.), *Favosites ovatiporus* Jones и мшанок — *Lioclema celebratum* Morozova, *Fistulipora* sp. indet и др. (определение Н. А. Шишовой).

Стратиграфически выше в составе толщи преобладают рыхлые глинистые сланцы с подчиненными горизонтами песчаников и песчаных известняков, в которых в 40 км к запад-юго-западу от сомона Баян-Добо присутствуют брахиоподы — *Cyrtospirifer* sp., *Reticularia* sp. и гастроподы — *Euphenites* sp., свидетельствующие, по мнению Е. А. Модзалевской, скорее всего о верхнедевонском возрасте вмещающих их отложений, хотя не исключены и элементы нижнего карбона.

Одновозрастные образования Гобийско-Хинганского прогиба не содержат органических остатков и датируются по сопоставлению с районами Заалтайской Гоби, где занимающая аналогичное стратиграфическое положение толща охарактеризована брахиоподами живетского и франского ярусов (Синицын, 1956).

В пределах Внутренне-Монгольской системы ниже-среднедевонские отложения неизвестны, а фаунистически охарактеризованные средне-верхнедевонские образования установлены главным образом в южной части Тото-Шаньского поднятия, где они сложены чередующимися мощными (до 100—200 м) пачками терригенных пород (глинистых алевролитов и песчаников) и рассланцованных кислых эффузивов и их туфов. Вулканогенно-терригенным пачкам подчинены выклинивающиеся горизонты известняков, часто криноидных, количество которых резко увеличивается в восточном направлении, так что в районе Цаган-Гэрыин-Хурала они составляют до половины разреза. Общая мощность описываемого комплекса достигает 2500 м. В известняках северо-западнее Цаган-Гэрыин-Хурала и южнее Замын-Шанда-Худука присутствуют криноиды *Hexacrinites* sp., распространенные от среднего девона до низов карбона. В Южно-Гобийском поднятии к среднему — верхнему девону отнесены глинистые сланцы, выходящие юго-юго-восточнее хр. Ара-Хундус-Ула и содержащие криноиды *Pentagonocyclicus* ex gr. *uniformis* Stuk., которые распространены, как указывает Г. А. Стукалина, с верхнего девона до нижнего карбона. Учитывая, что в Южной Гоби фаунистически охарактеризованные нижнекаменноугольные отложения литологически резко отличаются от описываемого комплекса, возраст последнего можно принять в интервале среднего — верхнего девона, хотя не исключено, что формирование его продолжалось и в самом начале карбона.

В южной геосинклинальной зоне ранних герцинид и в примыкающих к ней с юга поднятиях Внутренне-Монгольской системы достаточно широко развита порфиритовая толща условно девонского возраста, выделенная впервые Г. И. Хубльдиковым в хр. Борун-Цохе-Нуру. Она представлена сравнительно слабо измененными порфиритами различного состава, которым местами подчинены туфо-песчаники и редкие линзы известняков (район сомона Хубсугул). Мощность этого комплекса составляет 500—1500 м. Возраст его определяется только по стратиграфическому положению в разрезе. В хр. Борун-Цохе-Нуру, как показали работы Г. И. Хубльдикова, вулканы подобного типа залегают на фаунистически охарактеризованных силурийских отложениях, а южнее горы Боро-Шандын-Обо они, по наблюдениям автора и Ю. А. Борзаковского, с размывом и базальными конгломератами в основании перекрываются алевролито-песчаниковой толщей с богатой фауной нижнего карбона. Интересно отметить, что по составу, степени диагенеза и частично по своему стратиграфическому положе-

нию эти вулканиты близки к нижнедевонско-эйфельским эффузивам При-сайншандинского района (см. выше).

Нерасчлененные отложения верхнего девона — нижнего карбона выделяются только на территории Центрально-Монгольского поднятия, где они впервые были установлены А. А. Храповым и Г. И. Хубльдиковым в районе станции Хара-Айрак (Маринов и др., 1959). По своему литолого-формационному составу и характеру образуемых структур — это типичная континентальная терригенная, реже вулканогенная моласса. Вероятно, к низам данного комплекса можно с известной долей условности отнести эффузивно-терригенную толщу мощностью свыше 500 м, наблюдавшуюся автором на правом берегу р. Онгын-Гол (гора Ахарин-Ула) и представленную разногалечными до валунных конгломератами, песчаниками (около 100 м), реже алевролитами с горизонтами базальтовых и андезитовых порфиритов. Эта толща охарактеризована комплексом спор и пыльцы, характерным, по мнению М. А. Андреевой, для франского яруса верхнего девона (*Hymenozonotriletes variabilis* Naum., *H. radiatus* Naum., *Archaeozonotriletes regularis* Naum.). Восточнее в районе станции Хара-Айрак, вероятно, выходят более высокие горизонты верхнедевонского — нижнекаменноугольного комплекса, образованные преимущественно аркозовыми и кварцевыми псаммитами с горизонтами липаритовых и дацитовых порфиритов в верхах. Собранный здесь флора определяется или как верхнедевонская (Маринов и др., 1959), или как нижнекаменноугольная (Грайзер, 1963), а спорово-пыльцевой комплекс отсюда же, по мнению Е. А. Андреевой, нижнекаменноугольный. Подобные разноречивые определения скорее всего объясняются недостаточной изученностью флоры Монголии, а не присутствием разновозрастных (верхнедевонских и нижнекаменноугольных) отложений в едином разрезе.

Карбон

Нижнекаменноугольные отложения в пределах рассматриваемой территории развиты только к югу от каледонского массива Центральной Монголии. Фаунистически охарактеризованные осадки нижнего карбона известны здесь давно по работам П. П. Сизовой (1935), С. Н. Алексейчика и А. Я. Стефаненко (1947), В. С. Волхонина, Б. И. Данилова, Б. М. Казакова и А. А. Кулеша. В последнее время нижнекаменноугольные отложения изучались А. А. Храповым (1966) в Средней Гоби.

Осадки нижнего карбона отличаются большим фациальным разнообразием и полнотой разрезов. Среди них отчетливо выделяются два формационных типа — карбонатно-терригенный, молассоидный с мощностями первые сотни метров, характерный для геосинклинальных зон, и вулканогенно-терригенный, свойственный геосинклинальным прогибам. Последний тип пользуется наибольшим развитием и отличается сравнительно большими мощностями.

Рассмотрим нижнекаменноугольные отложения геосинклинального ряда. В Сухэ-Баторском поднятии нижнекарбонные осадки развиты крайне локально (сомон Баян-Добо, Абораху-Хид, сомон Матат) и представлены преимущественно известняками мощностью в первые сотни метров, залегающими на средне-верхнедевонских отложениях, по-видимому, со скрытым несогласием.

Значительно шире развиты отложения нижнего карбона в Уланульском поднятии, где они с размывом и угловым несогласием залегают на отложениях силура и девона, перекрываясь (скорее всего согласно) субаэральными вулканитами позднего карбона. В наиболее типичных разрезах нижнекаменноугольных отложений (Цаган-Субурга, Боро-Шандын-Обо) песчано-конгломератовые горизонты чередуются с горизонтами глинистых сланцев, алевролитов и известняков-ракушняков. Характерная для этой толщи

брахиоподовая фауна, известная из районов Цаган-Субурги, Хурэн-Хайрхан-Обо, Боро-Шандын-Обо и других, уверенно относится Г. В. Котляр к верхам турнейского — визейского ярусов: *Rhipidomella burlingtonensis* Hall., *Marginatia* cf. *burlingtonensis* Hall., *Camarotoechia* cf. *kondomensis* (Tolm.), *Tylothyris laminosus* M'Coу, *Pseudosyrinx plenus* (Hall), *Fusella* ex. gr. *tornacensis* (Kon.), *Spirifer missouriensis* Swal., *Dityroclostus* cf. *deruptus* (Rom.), *Plicatifera nalivkini* Sim., *Schuchertella* aff. *plutumbonata kondomensis* Sok.

В геоантиклинальных поднятиях Внутренне-Монгольской складчатой системы нижнекаменноугольные отложения известны в горах Ихэ-Хонгорджи (Южно-Гобийское поднятие) и Чжирэм-Ула (Тото-Шаньское поднятие). В их составе, так же как и в описанных выше районах, преобладают грубообломочные псаммиты, чередующиеся с известняками и алевролитами. Общая мощность толщи не превышает 500 м, а в возрастном отношении она, судя по фауне ругоз из сборов Б. А. Шелелева и Б. М. Казакова, отвечает визейскому ярусу. Из числа специфических литологических особенностей нижнего карбона этого района надо отметить пестроцветность разреза (розовые, коричневые, серые, фиолетовые тона) и появление местами (гора Чжирэм-Ула) кислых эффузивов и олигомиктовых песчаников. В последнем случае нижнекаменноугольная толща приобретает черты сходства с верхнедевонскими — нижнекаменноугольными отложениями района станции Хара-Айрак.

В Гобийско-Хинганском прогибе Южно-Монгольской складчатой системы широким развитием пользуется нижнекаменноугольный вулканогенно-терригенный комплекс, характеризующийся большой фациальной изменчивостью как по площади, так и по разрезу. Местами в его составе четко обособляются две толщи: терригенно-порфириновая и песчано-алевролитовая, общей мощностью более 3000 м. Терригенно-порфириновая толща, развитая в хребтах Бур-Ула, Ихэ-Номогон-Ула, в окрестностях сомонов Манлай, Мантах и Сайхан-Дулан, представлена зеленовато-серыми и темно-серыми туфопесчаниками, туфогравелитами и кремнистыми алевролитами с редкими линзами известняков, чередующимися с темно-зелеными и вишневыми андезитовыми, реже дацитовыми порфиритами и их туфами. Мощность осадочных и вулканогенных горизонтов колеблется от 5—10 до 50—60 м. Песчано-алевролитовая толща выходит на западе горного массива Гурбан-Сайхан (хр. Баян-Боро-Нуру), в грядях Ихэ-Номогон-Ула и Улцзэйтү-Ула, южнее сомона Сайхан-Дулан и в районе Сайн-Шанды. Она отличается общим темно-серым тоном пород и сложена глинистыми сланцами и алевролитами, переслаивающимися с гравелито-песчаниковыми пачками; часто встречаются мелкие линзочки известняков.

Стратиграфический объем и взаимоотношения двух вышеописанных толщ, вероятно, неодинаковы в различных участках. На западе песчано-алевролитовая толща надстраивает терригенно-порфиритовую вверх по разрезу, судя по наблюдениям автора в горах Ихэ-Номогон-Ула и Улцзэйтү-Ула. В то же время восточнее в окрестностях сомона Манлай эти две толщи представляют фациальные аналоги, поскольку в осевой части Гобийско-Хинганского прогиба развиты порфирито-терригенные образования, а при движении на север по направлению к Сухэ-Баторскому поднятию эффузивы исчезают и разрез нижнего карбона приобретает моласоидный характер, свойственный геоантиклинальным зонам.

Имеющийся биостратиграфический материал показывает, что как терригенно-порфириновая, так и песчано-алевролитовая толщи отвечают скорее всего турнейскому и визейскому ярусам нижнего карбона. По данным автора, в песчано-алевролитовой толще в хр. Ихэ-Номогон-Ула присутствуют верхнетурнейские-нижневизейские мшпанки: *Hemitrypa* cf. *hibernica* M'Coу var. *nonnulla* Nekh., *Pinnatopora* sp., *Sulcoretepora* sp., *Polipora* sp. и др. (определение О. Ф. Лазуткиной), а в хр. Баян-Боро-

Нур — нижнекаменноугольные криноидеи: *Anthinocrinus pulcher* Yelt., *Pentagonocyclicus uniformis* Stuk., *Hexacrinites* (?) *circumvalatus* Yelt., *Platicrinus* sp. (определение Г. А. Стукалиной). Кроме того, юго-западнее Сайн-Шанды в верхах толщи М. И. Грайзером (1963) обнаружена флора турне — визе. Терригенно-порфириновая толща охарактеризована фаунистически несколько хуже. На западе района (хр. Ихэ-Номогон-Ула) она содержит криноидеи нижнего карбона *Anthinocrinus* sp., а в районе сомона Манлай, по данным А. А. Храпова (1966), известны нижнекаменноугольные брахиоподы.

Если в западной и центральной частях Гобийско-Хинганского прогиба нижнекаменноугольные отложения (в объеме турнейского и визейского ярусов) развиты очень широко, то восточнее Сайн-Шанды площадь распространения отложений этого возраста сокращается, но здесь появляются намюрские образования. Выходы последних наблюдались около колодца Шадарин-Худук, где они представлены незакономерно чередующимися пачками конгломератов и песчаников, реже горизонтами эффузивов среднего состава и аргиллитов с флорой намюра *Sibertodendron elegantum* Radcz. По своим особенностям эта толща занимает переходное положение между геосинклинальным терригенно-порфириновым комплексом турне — визе и верхнепалеозойской вулканогенной молассой.

Нижнекаменноугольные отложения локально развиты также и в Солонкерском внутригеосинклинальном прогибе Внутренне-Монгольской складчатой системы, где они согласно перекрываются мощным верхнепалеозойским карбонатно-вулканогенно-терригенным комплексом и литологически сходны с ним (преобладают граувакковые песчаники с линзами известняков и основных эффузивов). Фауна, собранная севернее развалин Агуй-Сумэ-Хида, представлена фораминиферами — *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., *Mediocris evolutus* Ros., *Eostafella mosquensis* Viss., *E. bigemmicula* Jge, *E. prisca ovoidea* (Raus.) и ругозами — *Lonsdaleia* aff. *arctica* Gorsk. (определения М. Н. Соловьевой и Т. Г. Ильиной), указывающими на то, что вмещающие отложения относятся к визейскому — намюрскому ярусам, но возможно, частично и к низам башкирского яруса.

Верхний палеозой

В пределах описываемой территории наблюдаются два принципиально отличных типа верхнепалеозойских отложений. В каледонском массиве Центральной Монголии и в ранних герцинидах Южно-Монгольской складчатой системы широко развиты континентальные образования, в то время как во Внутренне-Монгольской складчатой системе повсеместно распространены морские осадки.

Среди континентальных верхнепалеозойских образований в Юго-Восточной Монголии давно известны два различных комплекса: верхнепалеозойские вулканиты и верхнепермская осадочная угленосная толща (Бобров, Нейбург, 1957; Васильев и др., 1959). Но если возраст последней определялся однозначно (см. ниже), то стратиграфический объем вулканогенного комплекса трактовался различно (верхнепалеозойским, пермским, верхнепермским). А. А. Храпов в 1961—1962 гг. расчленил этот комплекс на образование среднего — верхнего карбона и нижней перми; правильность такого расчленения подтвердилась биостратиграфическим материалом, полученным автором и Ю. А. Борзаковским.

Отложения среднего — верхнего карбона пользуются наибольшим распространением в южной геосинклинальной зоне ранних герцинид, слагая большие поля в Гоби-Тянь-Шаньском (гора Атагар-Ула) и особенно в Уланульском поднятиях (урочище Аджилыйн-Тала, сомон Хан-Богдо, гора Цаган-Субурга), а также в каледонидах центрально-Монгольского поднятия. Значительно менее распространены средне-верхнекаменно-

угольные вулканиты в Сухэ-Баторском поднятии (Бурун-Урт) и в Гобийско-Хинганском прогибе (сомоны Мантах, Сайхан-Дулан). С подстилающими отложениями их взаимоотношения различны. В Гобийско-Хинганском прогибе средне-верхнекаменноугольные эффузивы залегают на всех более древних образованиях с отчетливым угловым несогласием; в то же время в геоантиклинальных зонах несогласие выражено значительно слабее, а местами существует даже согласный переход (Цаган-Субурга). Описываемый комплекс представлен преимущественно андезитовыми, андезит-дацитовыми порфиритами и липаритовыми порфирами и их туфами; чисто вулканогенные пачки местами (особенно часто в Гобийско-Хинганском прогибе) замещаются пачками незакономерно переслаивающихся туфопесчаников, аргиллитов, конгломератов и различных эффузивов. Мощности рассматриваемых образований варьирует от 500 до 2000 м. В туфогенно-осадочных пачках в ряде пунктов (в 20 км к юго-востоку от сомона Сайхан-Дулан, северо-восточнее Улутей-Хида, в районе Цохиотулин-Хида и других местах) собрана флора, позволяющая, по мнению Г. П. Радченко и Н. П. Вербицкой, датировать вмещающие отложения в интервале от низов среднего карбона (возможно, местами с верхов намюра) до верхнего карбона включительно (*Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal., *A. grandifoliatum* Zal., *A. tirganicum* Zal., *Stenopteris izylensis* Zal., *S. intermedia* Neub., *Noeggerathiopsis tschirkovae* Zal., *N. tomiensis* Radcz., *Ginkgophyllum ussovi* Radcz. Кроме того, юго-восточнее сомона Цогт-Цэцэй в туфопесчаниках из низов вулканогенной толщи обнаружены пелециподы среднего карбона: *Phestia kumpani* (Ped.), *Polidevcia attenuata* (Flem.) Schulga, *Pseudoedmondia obtusa* Tchern., *Edmondiella simula* Tchern.

Если средне-верхнекаменноугольные образования в общем довольно однородны, то для нижней перми намечается существенная дифференциация в характере осадков. На большей части территории, охватывающей центр Гобийско-Хинганской зоны, Уланульское и, частично, Сухэ-Баторское поднятия и каледониды Центральной Монголии, продолжалось образование вулканогенных толщ преимущественно кислого состава, с подчиненными им горизонтами туфогенных псаммитов и аргиллитов. Они охарактеризованы флорой нижней перми, известной из района оз. Могойтуин-Нур и горы Аргалинту-Ула (*Paracalamites sibiricus* Zal., *P. planicostatus* Verb., *Noeggerathiopsis derzavini* Neub., *N. sibirica* Radcz. и др.).

В то же время значительные пространства Южно-Монгольской складчатой системы в нижнепермское время были заняты мелководным морским бассейном сложной конфигурации, связанным с одновозрастными прогибами Внутренне-Монгольской системы. Морские осадки нижней перми установлены в этом регионе впервые автором совместно с Ю. А. Борзаковским и Р. А. Хасиным, а в самое последнее время также и А. Ф. Кургузкиным. Они представлены в низах конгломератами, а выше — преимущественно разнообразными табачно-зелеными песчаниками с подчиненными пачками глинистых сланцев, конгломератов и линзами известняков, общей мощностью до 1000 м. В аналогичных образованиях в районе горы Дзурумтай собраны верхнепалеозойские (но скорее всего пермские) мшанки и ругозы: *Hexagonella* sp. n., *Cyataxonia* sp., *Lophophylidium* sp. (определения Т. Г. Ильиной, Н. А. Шишовой). В Сухэ-Баторском поднятии морские нижнепермские отложения состоят главным образом из известняков и охарактеризованы брахиоподами — *Streptorhynchus* sp., *Uncinunellina timorensis* (Beur.), *Stenoscisma* sp. (район горы Унетын-Субурга, определение Г. А. Безносовой) и мшанками — *Diplopora* sp., *Goniocladia* sp., *Hexagonella* sp. (сборы А. Ф. Кургузкина из района сомона Дельгир, определение Н. А. Шишовой). Хотя этот палеонтологический материал не позволяет определить возраст рассматриваемого комплекса с точностью до отдела, однако резкое отличие (как по литоло-

гии, так и по характеру дислокаций) от заведомо верхнепермских отложений позволяет датировать его как нижнепермский.

Верхнепермские континентальные осадочные отложения впервые выделены в Юго-Восточной Монголии В. С. Волхониним и Е. С. Волхониной в районе сомонов Оботу и Ноян, а затем в 1954 г. П. Л. Шкляевым, В. А. Бобровым, Б. А. Шевелевым на угольном месторождении Табун-Тологой. В последнем случае верхнепермские отложения были охарактеризованы представительным комплексом спор, пыльцы и флоры (Бобров, Нейбург, 1957; Бородяев и др., 1966). Кроме того, аналогичные образования выходят в предгорьях хр. Дзолен-Ула и в районе бывшего сомона Баян-Обо. В их распространении по площади отражена отчетливая приуроченность к геантиклинальным зонам Южно-Монгольской системы (особенно к Гоби-Тянь-Шаньскому поднятию). От всех нижележащих комплексов верхнепермские образования отделены четким угловым и стратиграфическим несогласием и представлены главным образом конгломератами и песчаниками с горизонтами аргиллитов и алевролитов, часто с углями. Мощность верхнепермских отложений иногда (сомон Ноян) достигает 2000—3000 м. Вулканогенные образования этого же возраста (севернее сомона Сайхан-Дулан) встречаются скорее как исключение.

Помимо района Табун-Тологойского угольного месторождения, рассматриваемые отложения получили флористическую характеристику около сомона Ноян, где автором и Ю. А. Борзаковским собран богатый комплекс флоры — *Pecopteris leninskiensis* (Chachl.) Radcz., *P. julhii* Radcz., *Callipteris zeileri* Zal., *Noeggerathiopsis mitinaensis* Gorel., *N. insignis* Radcz., *N. candalepensis* Zal., *Callipteris* aff. *jerunakovensis* Gorel., *Crassinervia sibirica* Gorel., *Lepeophyllum kostomanovi* Gorel., *L. hastatum* Chachl., *L. rotundatum* Radcz., сопоставляющийся Г. П. Радченко и Н. П. Вербицкой с флорой ерунаковской свиты верхней перми Кузбасса. Верхнепермская флора — *Prynadaeopteris antriscifolia* (Goepf.) Radcz., *Noeggerathiopsis iljinskiensis elongata* Radcz., *Crassinervia* sp. — известна также и среди эффузивов севернее сомона Сайхан-Дулан.

Морская верхнепермская моласса, широко развитая в каледонидах Восточной Монголии, неоднократно описана в ряде работ и поэтому здесь рассматриваться не будет (Васильев и др., 1959; Маринов, Хасин, 1947; Бобров, Логинов, 1966).

Переходя к характеристике верхнего палеозоя Внутренне-Монгольской складчатой системы, надо отметить, что наиболее полный и практически непрерывный разрез морских верхнепалеозойских образований наблюдается только в Солонкерском внутригеосинклинальном прогибе. Здесь в низах разреза верхнего палеозоя, по данным автора и Ю. А. Борзаковского, залегает толща среднего карбона — нижней перми, связанная постепенным переходом с подстилающими визе-намюрскими отложениями (см. выше). Она выходит вдоль южной границы МНР от района гор Далан-Ула, Сэлмин-Ула на западе до Ханга-Обо на востоке и представлена в низах преимущественно граувакковыми и туфогенными песчаниками, ассоциирующимися с кремнистыми алевролитами и туфами смешанного состава; выше по разрезу появляются многочисленные горизонты спилитов и андезитовых порфиритов, тесно связанных с яшмовидными породами, реже с яшмами. Главным образом в верхах разреза среди эффузивно-осадочных образований залегают выдержанные по простиранию на 5—15 км горизонты известняков, из которых в ряде пунктов (горы Хэцу-Ула, Броин-Суль-Обо, Барун-Мандай, Ихэ-Шара-Хада, Ушиги и др.) собрана большая коллекция фораминифер — *Quasifusulina caeyxi* (Depart), *Schubertella kingi* Dunbar et Skin., *S. sphaerica* Sol., *Rugosofusulina* ex gr. *stabilis* Raus., *R.* ex gr. *prisca* (Schellw.), *Schwagerina* ex gr. *molleri* Raus., *Pseudoschwagerina* sp., *Tricitites* ex gr. *plummeri* Dunb. et Condra и др., позволяющая, по мнению М. Н. Соловьевой, сопоставлять вмещающие отло-

жения с ассельским ярусом (основание нижней перми) Русской платформы.

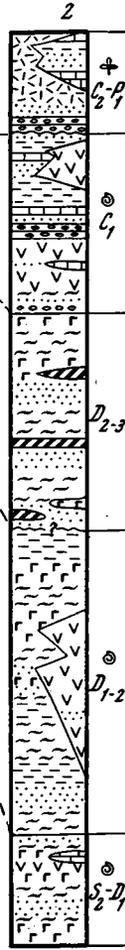
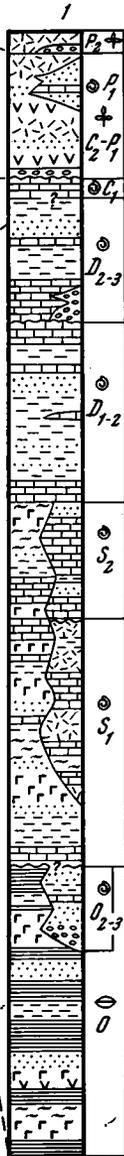
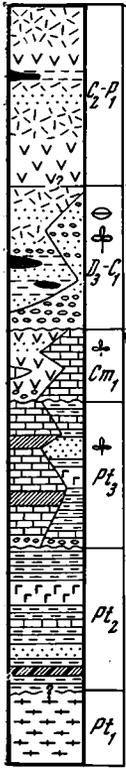
Толща среднего карбона — нижней перми с нечетким стратиграфическим несогласием и конгломератами в основании перекрывается верхнепермскими вулканогенно-терригенными образованиями, выделенными впервые Б. М. Казаковым и А. А. Кулешом в районе хромитового месторождения Солонкер. Они характеризуются резкой фациальной изменчивостью, проявляющейся в быстром выклинивании пачек андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, замещающихся туфогенными песчаниками, кремнистыми алевролитами и глинисто-кремнистыми сланцами. В базальных горизонтах верхнепермской толщи в биогермных известняках среди конгломератов к юго-западу от Ханга-Обо обнаружены верхнепермские мшанки: *Rhabdomeson* aff. *consimile* Bassler, *Streblascopora confusa* Morozova, *Girtypora* sp., *Stenodiscus* sp. n. и др. (определения Н. А. Шишовой и И. П. Морозовой). Более верхние горизонты толщи охарактеризованы фауной брахиопод из района горы Табунмодоный-Ула (Хасин, Храпов, 1965).

Венчается разрез верхнего палеозоя Солонкерского прогиба молассоидной терригенной, существенно песчаниковой толщей условно верхнепермского — триасового возраста, выходящей на крайнем юго-востоке Тото-Шаня (район колодца Ара-Билютын-Худук и горы Бумбатуин-Обо) и имеющей мощность свыше 1500 м. Непосредственных контактов этой толщи с отложениями верхней перми не наблюдалось, но в какой-то степени основанием для отнесения ее к пермо-триасу может служить наличие большого количества известняков с пермскими фораминиферами и андезитов, аналогичных верхнепермским, в гальке внутриформационных конгломератов. Кроме того, литологически эта толща близка морским терригенным осадкам, которые на сопредельной территории Китая (район Манитяо) также условно относятся к триасу (Основы тектоники Китая, 1962).

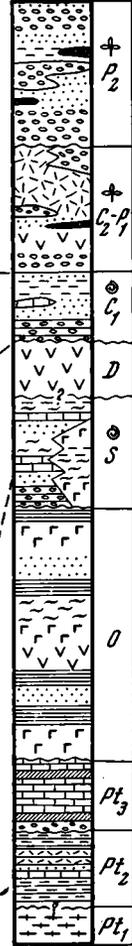
Верхнепалеозойский комплекс геантиклинальных поднятий Внутренне-Монгольской системы характеризуется рядом специфических особенностей по сравнению с разновозрастными отложениями Солонкерского прогиба. Прежде всего, наряду с морскими отложениями, значительную роль здесь играют и континентальные образования, представленные преимущественно субаэральными эффузивами. Фации разновозрастных морских отложений меняются или в сторону исчезновения эффузивов из разреза (в верхней перми), или же в сторону раскисления состава вулканитов (средний карбон — нижняя пермь). Значительно сильнее выражен внутрипермский перерыв, который сопровождается и угловым несогласием.

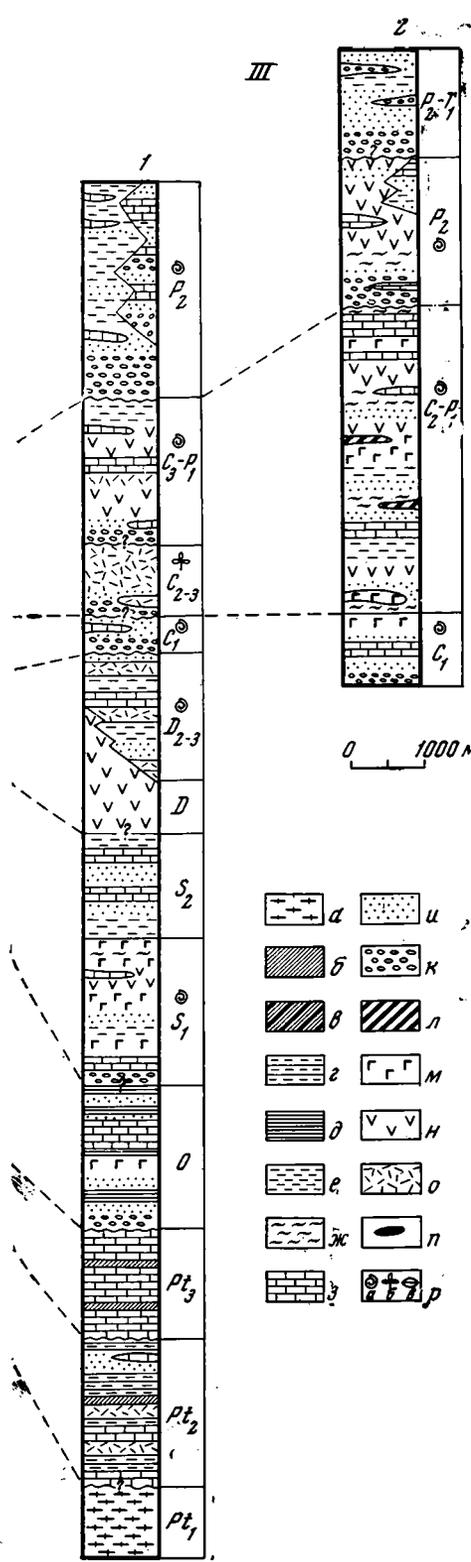
В основании разреза верхнего палеозоя в геантиклинальных поднятиях залегает толща субаэральных вулканитов среднего — низов верхнего карбона, совершенно аналогичная разновозрастным образованиям Южно-Монгольской системы и содержащая в окрестностях Талайтын-Хорово-Обо флору позднего карбона: *Sphenopteris izylensis* Zal., *S. intermedia* Neub., *Noeggerathiopsis tschirkovae* Zal., *N. tomiensis* Radcz., *N. theodori* Zal. et Tschirk., *Ginkgophyllum ussovi* Radcz., *Cordaicarpus tomiensis* Radcz., *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal. На вулканогенной толще позднего карбона с неясным контактом залегают верхнекаменноугольно-нижнепермские образования. К их низам отнесена 800-метровая толща конгломератов, органиогенных известняков, реже кислых эффузивов, охарактеризованная брахиоподами и пелециподами верхнего карбона. Впервые она была выделена Г. И. Хубльдиковым (Маринов, Хубльдиков, 1957) северо-восточнее и северо-западнее хр. Цаган-Ула (Гоби-Тянь-Шаньское поднятие). Впоследствии отложения этого возраста были установлены автором к юго-западу от горы Нухийн-Ула и в хр. Ихэ-Ула. Но наиболее мощный (свыше 2000 м) разрез отложений верхнего карбона — нижней перми установлен автором и Ю. А. Борзаковским в 30 км западнее станции

I



3





Дзамын-Удэ. Большая часть разреза формируется здесь эффузивами андезитового ряда и их туфами, ассоциирующими с туфогенными разнотернистыми песчаниками, пуддинговыми гравелитами и органическими известняками; в верхах разреза появляются глинистые сланцы. Среди коллекции фауны, собранной в районе безмянных землянок, М. А. Соловьевой и Н. А. Шишовой определены фораминиферы, аналогичные ассельским формам Солонкерского прогиба — *Pseudoschwagerina* aff. *uddeni* Beede et Kniker, *P. ex gr. beedi* (?) Dunb. et Skinner, *Pseudofusulina* aff. *ferganaensis* Dutk., *P. aff. lutuginiformis* var. *pointeli* Raus. и комплекс мшанок, отвечающий низам нижней перми — *Fenestella* aff. *subvirgosa* Sch.-Nest., *F. aff. nitida* Trizna, *F. aff. cyclotriangulata* Sch.-Nest., *F. aff. tribifurcata* Jang et Zoo, *Parafenestralia* sp. n., *Penniretepora* sp. n., *Acantacledia* sp. n., *Synocladia* sp. n., *Hexagonella* sp. ind., *Kalvariella* sp. n.

Переходя к характеристике верхнепермских отложений геосинклинальных поднятий, надо указать, что пермский возраст этих образований впервые был установлен М. А. Анпи-

Рис. 2. Схема корреляции разрезов докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии

I — Центрально-Монгольское раннекаледонское поднятие (южная часть); II — Южно-Монгольская раннегерцинская складчатая система: 1 — Гоби-Алтайское и Сухэ-Баторское поднятия (северная геосинклинальная зона), 2 — Гобийско-Хинганский прогиб, 3 — Гоби-Тяньшаньское, Уланульское и Кукутдабанское поднятия (южная геосинклинальная зона); III — Внутренне-Монгольская позднепалеозойско-раннемеозойская складчатая система: 1 — Южно-Гобийское и Тото-Шанское поднятия, 2 — Солонкерский прогиб

а — гнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы; б — кварциты; в — железистые кварциты; г — кристаллические сланцы; д — филлиты; е — глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты, ж — яшмовидные породы, глинисто-кремнистые сланцы; з — известняки, мраморы; и — песчаники; к — конгломераты, гравелиты; л — яшмы; м — основные эффузивы, н — средние эффузивы; о — кислые эффузивы; п — угли и углистые сланцы; р — комплексы, охарактеризованные: а — фауной, б — флорой, в — спорами и пылью

ловым, О. Н. Черняевой и Т. А. Удаловой для районов Гобийского Тянь-Шаня, а М. Б. Першуткиным, В. С. Волхониним, Б. М. Казаковым и В. А. Бобровым для Тото-Шаня (окрестности сомона Хубсугул и горы Чжирэм-Ула). Однако принадлежность их к нижнему или верхнему отделам перми оставалась неясной. М. А. Болховитинова и Д. Л. Степанова отнесли рассматриваемые отложения к нижней перми, а В. А. Устрицкий, определявший коллекции Б. М. Казакова и В. А. Боброва, — к верхней перми. Проведенное в последнее время Г. В. Котляр, Н. А. Шишовой и И. П. Морозовой изучение наших коллекций подтвердило последнюю точку зрения.

В распределении фаций верхней перми в геоантиклиналях наблюдается отчетливая зональность. В южной части поднятий, примыкающей к Солонкерскому прогибу, верхнепермские отложения представлены однообразной песчано-сланцевой толщей мощностью более 3000 м, широко развитой в юго-западной части хр. Тото-Шань (р. Лугин-Гол). В Южно-Гобийском поднятии, в урочище Дзामीн-Хурэн, рассматриваемая толща ложится с резким угловым несогласием на все более древние комплексы и сложена флишиодно-переслаивающимися или обособляющимися в самостоятельные пачки песчано-глинистыми и глинистыми сланцами, рассланцованными песчаниками и алевролитами с мощными (более 500 м) конгломератами в низах толщи.

Из коллекции фауны, собранной автором в песчано-сланцевой толще в бассейне р. Лугин-Гол (20 км к юго-востоку от горы Тумэн-Улдзей-Ула, 3—4 км к северо-западу от горы Чжирэм-Ула), определены такие характерные верхнепермские брахиоподы, как *Yakovlevia tammatiformis* Fred., *Neospirifer* cf. *moosakheilensis* (Dav.), *Marginifera* cf. *gobiensis* Chao, *Spiriferella litha* var. *restricta* Lich., *S.* cf. *saranaeformis* Fred., *Anidanthus usuricus* (Fred.), *Waagenoconcha maliavkini* Fred. и др., мшанки — *Majchella tuberculata* Morozova, *Hinganella* sp. n., *Fenestella* aff. *kungurensis* Stuck., также аналогичные верхнепермским видам Приморья, Закавказья и о-ва Тимор.

В северной части поднятий песчано-сланцевые образования верхней перми замещаются типичной морской молассой умеренной (до 1300 м) мощности, выходящей лишь в районе сомона Хубсугул и сложенной грубыми псаммитами и конгломератами с горизонтами алевролитов и линзами биогермных известняков с фауной брахиопод верхней перми (данные Б. М. Казакова, М. Б. Першуткина и В. С. Волхонина).

* * *

Вышеизложенный, в большей части новый стратиграфический материал позволяет сделать некоторые выводы относительно истории развития тектонических структур Юго-Восточной Монголии. Особенности пространственной локализации и формационный состав докембрийских и палеозойских отложений показывают, что в пределах рассматриваемой территории отчетливо обособляются два крупных мегаблока: северный, которому отвечает Центрально-Монгольское поднятие, и южный, охватывающий герцинские и раннемезозойские структуры Южно-Монгольской и Внутренне-Монгольской складчатых систем (рис. 2). Северный мегаблок характеризуется сравнительно широким распространением мощных толщ докембрия и резко сокращенным разрезом палеозоя, подавляющая часть которого приходится на долю верхнепалеозойских вулканитов. Вероятно, в нижнем и среднем палеозое северный мегаблок был преимущественно областью поднятия и размыва. Спецификой южного мегаблока является интенсивное, но дифференцированное прогибание в течение большей части нижнего и среднего, а в южных дугах и верхнего палеозоя. Неравномерность и стадийность прогибания и поднятия получили отражение в формировании двух основных типов тектонических структур со своими спе-

цифическими разрезами: геосинклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов.

О раннепалеозойских (ордовик-силурийских) стадиях развития южного мегаблока мы можем судить по разрезам геосинклинальных зон. Мощности и фации ордовика, представленного преимущественно песчано-сланцевой и зеленокаменной вулканогенно-терригенной формациями, примерно одинаковы на всей площади южного мегаблока, что позволяет предположить здесь существование в ордовике единого геосинклинального прогиба. Формационный состав силурийских образований указывает на начавшуюся его дифференциацию, первыми проявлениями которой можно считать обособление, вероятно, в начале силура, на юго-востоке Монголии некоторых геосинклинальных поднятий (Сухэ-Баторское, Уланульское, возможно, Тото-Шаньское). Силурийские формации этих поднятий — карбонатно-терригенная, иногда пестроцветная, морская липаритовая и некоторые другие — свидетельствуют о частичной стабилизации этой территории. Они и по составу, и по мощностям резко отличны от силурийских образований западных поднятий (Гоби-Алтайское, Гоби-Тянь-Шаньское, Южно-Гобийское), представленных формациями, характерными в основном для ранних стадий развития эвгеосинклинальных прогибов: зеленокаменной вулканогенно-терригенной, кремнисто-сланцевой, спилит-диабазовой, рифовой, песчано-сланцевой и др. Заложение западных поднятий произошло, вероятно, в конце силура — начале девона, и примерно к этому же времени относятся наиболее древние (на современном эрозионном срезе) осадки Гобийско-Хинганского раннегерцинского эвгеосинклинального прогиба.

В девонскую эпоху наиболее четко проявились все основные структурные элементы южного мегаблока; и именно разнообразие фаций девонских отложений, особенно его поздних уровней, свидетельствует о наиболее контрастном тектоническом режиме эпохи. Девонские отложения в геосинклинальных поднятиях представлены карбонатной, песчано-сланцевой (в том числе флишовой), морской липаритовой (кварц-кератофировой) и кератофиро-карбонатной формациями; в южных поднятиях локально развита порфириновая формация неясного (континентального или морского) генезиса. Одновозрастные образования Гобийско-Хинганского прогиба представлены формациями, сходными с силурийскими формациями западных геосинклинальных поднятий: зеленокаменной кремнисто-сланцевой, спилито-диабазовой и др. Для девонских отложений этой зоны, по-видимому, специфична лишь позднедевонская кремнисто-граувакковая формация, местами переходящая в яшмовую.

В нижнем карбоне осадконакопление в геосинклинальных поднятиях было редуцировано, а там, где оно имело место, образовывались преимущественно терригенные молассоидные формации, к наиболее ярким представителям которых можно отнести отложения нижнего карбона Уланульского и Южно-Гобийского поднятий. Одновременно в Гобийско-Хинганском геосинклинальном прогибе в условиях продолжавшегося унаследованного прогибания формировались субаквальные эффузивы преимущественно андезитового ряда.

В верхнем палеозое южный мегаблок окончательно расчленился на две крупные субширотные зоны: северную (выделяемую сейчас как раннегерцинскую) и южную (позднепалеозойско-мезозойскую). Северная зона в нижнем — среднем карбоне вступила в стадию орогенного развития, и в позднем карбоне — нижней перми была ареной интенсивного наземного вулканизма кислого и среднего состава (порфириновая формация), сменившегося в верхней перми образованием грубых континентальных моласс. Однако, хотя здесь в верхнем палеозое и господствовали континентальные условия, отдельные остаточные мелководные бассейны сохранялись на этой территории вплоть до нижней перми включительно.

Южнее, в районах, пограничных с Китаем, в конце нижнего — начале среднего карбона начал активно развиваться Солонкерский прогиб, в котором в позднем карбоне — перми накопились геосинклинальные формации: граувакковая, морская порфиритовая, местами переходящая в спилит-диабазовую, карбонатная и др. В погружение были частично вовлечены также и периферические районы Южно-Гобийского и Тото-Шаньского поднятий, окаймляющих Солонкерский прогиб с севера. Основные орогенные движения, приведшие к стабилизации данного региона, прошли в перми — начале триаса.

Таким образом, крайне гетерогенная территория Юго-Восточной Монголии в большей части была областью длительного и унаследованного геосинклинального развития при общей тенденции к миграции геосинклинальных прогибов с севера на юг.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексейчик С. Н.* 1947. О возрасте граувакковой формации Монголии. — Докл. АН СССР, 58 № 8.
- Алексейчик С. Н., Стефаненко А. Я.* 1947. Палеозойские отложения Монголии. — Сов. геология, № 24.
- Амантов В. А.* 1966. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Недра».
- Амантов В. А., Модзалевская Е. А.* 1966. Новые данные о девоне Северо-Восточной Монголии и некоторые вопросы его палеогеографии. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Недра».
- Бобров В. А., Логинов Ю. М.* 1966. Центральномонгольское пермское поле. — Докл. АН СССР, 167, № 4.
- Бобров В. А., Нейбург М. Ф.* 1957. О верхнепермских угленосных отложениях Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 114, № 3.
- Бородяев Г. Я., Маринов Н. А., Шкляев П. Д.* 1966. Табунтологийское месторождение коксующихся углей в Южной Гоби. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Недра».
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. А., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б.* 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат.
- Грайзер М. И.* 1963. К вопросу о нижнекарбонном вулканизме юга Сибири и Монгольской Народной Республики. — Докл. АН СССР 152, № 6.
- Лебедева З. А.* 1934. К геологии горной группы Гурбан-Сайхан в Гобийском Алтае. — Труды Монгольской комис. АН СССР, № 8.
- Маринов Н. А.* 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Маринов Н. А., Хасин Р. А.* 1947. Новые данные о пермских отложениях восточной части Монгольской Народной Республики. — Докл. АН СССР, 58, № 2.
- Маринов Н. А., Храпов А. А., Хубльдигов Г. И.* 1959. Верхнедевонские — нижнекаменноугольные отложения Восточной Монголии. — Докл. АН СССР, 128, № 4.
- Маринов Н. А., Хубльдигов Г. И.* 1957. Открытие верхнекаменноугольных морских отложений в Гобийском Тянь-Шане Монгольской Народной Республики. — Докл. АН СССР, 115, № 1.
- Нин Ци-шень, Тан Кэ-дун, Цао Цун-чжоу, Чжан Мэнь-янь.* 1959. Региональная стратиграфия Большого Хингана. — В кн. «Закономерности минерации и региональной геологии Большого Хингана и сопредельных территорий» (на кит. яз.). Пекин, Изд-во Дичжи Чубан-шэ.
- Основы тектоники Китая. 1962. М., Госгеолтехиздат.
- Сивова П. П.* 1935. К характеристике разрезов нижнекарбонных отложений района горы Урмуктей и гор Хайтагай в Монголии. — Труды Монгольской комис. АН СССР, № 15.
- Синицын В. М.* 1956. Заалтайская Гоби. Геологические реконструкции летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.
- Суетенко О. Д.* 1967. Нижнесилурийские отложения Юго-Восточной Монголии. — Сов. геология, № 4.
- Хасин Р. А.* 1963. Новые данные по стратиграфии среднего палеозоя хр. Нукут-Дабан и палеогеографии Восточной Монголии. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., Гостоптехиздат.
- Хасин Р. А., Храпов А. А.* 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 165, № 4.
- Храпов А. А.* 1966. Нижнекарбонные отложения Северной Гоби. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., изд-во «Недра».

СТРАТИГРАФИЯ ПАЛЕОЗОЯ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Рассматриваемая территория охватывает Хархиринское нагорье и хр. Монгольский Алтай и представляет собой позднекаледонское складчато-глыбовое сооружение. Последнее на востоке по Цаган-Шибэтинскому глубинному разлому граничит с раннекаледонской структурой Озерного прогиба, а на юге по Булганскому глубинному разлому сочленяется с герцинидами Заалтайской Гоби. Ранние этапы истории геологических исследований этой части МНР связаны с маршрутными исследованиями И. П. Рачковского (1928, 1932, 1936), Э. А. Лебедевой (1926), М. Ф. Нейбург (1929), А. Х. Иванова (1953), И. Е. Турищева, П. П. Сизовой и др. Данные этих исследователей обобщены в сводных работах по геологии МНР (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959).

Исследования, проведенные с 1959—1960 гг. К. Л. Волочковичем (1961), В. А. Амантовым (1961, 1963а, б), В. А. Амантовым, Б. Лувсанданзаном и П. С. Матросовым (1962), Буточи Данзаном и П. С. Матросовым (1959), В. В. Беззубцевым, Б. Лувсанданзаном и В. А. Федоровским (1963), Э. Рутковским и другими, дали большое количество новых материалов по стратиграфии этого региона. Обобщение всего накопленного материала и произведенные в 1964—1965 гг. автором совместно с П. С. Матросовым и И. И. Волчком увязочно-рекогносцировочные маршруты позволили уточнить прежние представления, а также получить новые данные по стратиграфии Монгольского Алтая.

На схеме тектонического районирования МНР (рис. 1) в пределах поздних каледонид Западной Монголии в нижнем структурном этаже выделяются Хархиринское геоантиклинальное поднятие и Монгольско-Алтайский геосинклинальный прогиб, а в верхнем — внутренние прогибы различного порядка.

В Хархиринском поднятии, граничащем с Монгольско-Алтайским прогибом по Кобдинскому глубинному разлому, геосинклинальный этап развития закончился в раннем силуре перед венлоком. В Монгольско-Алтайском прогибе собственно геосинклинальное развитие продолжалось до конца силура, в его юго-восточной части оно захватывало также ранний девон (возможно, эйфель).

Стратифицированные палеозойские образования Монгольского Алтая, по новейшим данным, подразделяются на следующие комплексы: раннекембрийский, позднекембрийско-нижнеордовикский, средне-верхнеордовикский, силурийский, девонский, нижнекаменноугольный, верхнепалеозойский (рис. 2).

Нижний кембрий

Отложения нижнекембрийского комплекса ограниченно распространены в пределах описываемой территории и тяготеют в основном к зоне сочленения позднекаледонского геосинклинального прогиба Монгольского Алтая с Озерным прогибом ранних каледонид. Они обнажаются в тектонических блоках вдоль Цаган-Шибэтинского, Кобдинского и Толбонурского

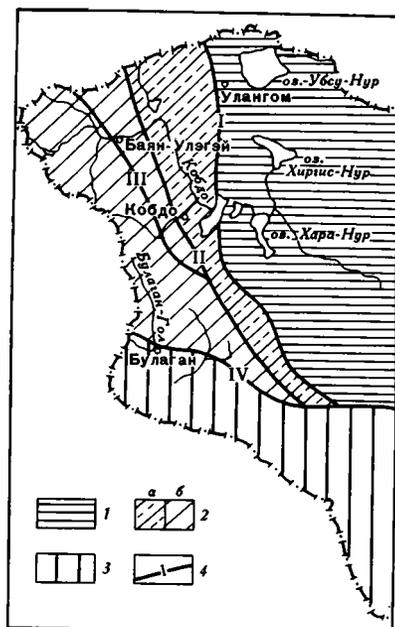


Рис. 1. Схема тектонического районирования Западной Монголии (по И. И. Волчку, Б. Лувсанданзану и П. С. Матросову)

1 — ранние каледониды Северо-Западной Монголии; 2 — поздние каледониды Монгольского Алтая: а — Хархиринское поднятие, б — Монгольско-Алтайский прогиб; 3 — герциниды Юго-Западной Монголии; 4 — глубинные разломы: I — Цаган-Шибэтинский, II — Кобдинский, III — Толбо-Нурский, IV — Булганский

глубинных разломов. Этот комплекс представлен главным образом вулканогенными и в меньшей степени осадочными образованиями. Пространственно с ними тесно ассоциируют гипербазитовые тела. Сравнительно полный разрез нижнекембрийских отложений изучен К. Л. Волчковичем (1961) и В. А. Амантовым (1963б) в восточной части Хархиринского нагорья. Низы его мощностью до 2000 м (бургасутинская порфириновая свита, по К. Л. Волчковичу, цолюлинская свита, по В. А. Амантову) представлены порфиритами, содержащими в средних и верхних горизонтах прослой и пакки кремнистых пород. В верхах его появляются линзы (мощностью 200—250 м) биогермных водорослево-археоциатовых известняков. Выше залегает толща, сложенная в нижней части преимущественно пирокластическими и туфогенными образованиями с линзами археоциатовых известняков, мощностью до 1200 м, а в верхах (атугольская свита, по К. Л. Волчковичу) — кремнисто-глинистыми сланцами; алевролитами, песчаниками и конгломератами мощностью более 100 м.

Неполная мощность нижнего кембрия на восточных склонах хребтов Цаган-Шибэту и Тургэни-Ула составляет 4500 м. Комплекс археоциат из сборов И. П. Рачковского (1928, 1932) и К. Л. Волчковича (1961) в бассейне р. Бургастайн-Гол и В. А. Амантова (1963б) на восточных склонах хр. Цаган-Шибэту позволяет относить вмещающие отложения к нижнему отделу кембрия (ленский ярус) и частично, возможно, к среднему кембрию.

В более западных районах Хархиринского поднятия и прилегающей к нему части Монгольско-Алтайского прогиба нижнекембрийские отложения фаунистически не охарактеризованы.

В фрагментарных разрезах, наблюдающихся в зоне северо-западного окончания Кобдинского и Толбонурского глубинных разломов, нижний кембрий представлен наряду с зеленокаменными вулканическими породами среднего и основного состава кремнисто-хлоритовыми сланцами, известняками, серицит-хлоритовыми сланцами, песчаниками с прослоями конгломератов. Неполная мощность нижнекембрийской толщи в тектонических блоках севернее оз. Толбо-Нур и в низовьях р. Цага-Нурин-Гол составляет соответственно 1000 и 3500 м.

Нижнекембрийские отложения Монгольского Алтая по литологическим, формационным особенностям и комплексу фауны сопоставляются с аналогичными образованиями Озерного прогиба Северо-Монгольской складчатой системы (В. А. Амантов, 1963б) и сопредельных частей Алтае-Саянской области — Западной Тувы (Зайцев, 1960; Владимирский, 1959), Чулышманской зоны (Дергунов, 1965) и Западного Саяна (Зоненшайн, 1963).

Нижнекембрийские отложения Монгольского Алтая по литологическим, формационным особенностям и комплексу фауны сопоставляются с аналогичными образованиями Озерного прогиба Северо-Монгольской складчатой системы (В. А. Амантов, 1963б) и сопредельных частей Алтае-Саянской области — Западной Тувы (Зайцев, 1960; Владимирский, 1959), Чулышманской зоны (Дергунов, 1965) и Западного Саяна (Зоненшайн, 1963).

Главное место в геологическом строении каледонид Монгольского Алтая занимает монотонная зеленосланцевая (песчано-сланцевая) серия, превращенная в зонах прогрессивного метаморфизма в кристаллические сланцы, реже в гнейсы. Эта серия по составу, степени метаморфизма и дислокаций нами подразделяется на два комплекса: верхнекембрийско-нижнеордовикский и средне-верхнеордовикский.

Нижний верхнекембрийско-нижнеордовикский комплекс включает отложения тойтогушской и алтайской свит в том объеме, в каком они были выделены В. А. Амантовым, П. С. Матросовым и автором в северо-западной части Монгольско-Алтайского прогиба. Стратиграфические аналоги этих отложений выделены в последние годы во многих районах как в Хархринском поднятии, так и в Монгольско-Алтайском прогибе. Кристаллические сланцы, гнейсы и другие высокометаморфизованные породы зоны смятия большей частью относятся нами также к этому комплексу.

В составе данного комплекса основную роль играют хлоритизированные, преимущественно мелко- и среднезернистые песчаники и зеленые сланцы, образовавшиеся по тонкозернистым терригенным осадкам. Другие породы — конгломераты, гравелиты, известняки — присутствуют в резко подчиненном количестве в виде редких прослоев и линз. Для рассматриваемого комплекса характерны частое ритмичное чередование песчаников и сланцев, обуславливающее слоистость флюидного типа, мелкая складчатость, гофрировка, плейчатость пород и насыщенность их кварцевыми прожилками, преобладание зеленой, зеленовато-серой окраски и более сильная степень метаморфизма и дислоцированности по сравнению с вышележащим комплексом отложений среднего — верхнего ордовика.

Выходы пород рассматриваемого комплекса приурочены к сводам горст-антиклинальных структур. В северо-западной части Монгольско-Алтайского прогиба в составе комплекса выделяются две толщи, связанные постепенными переходами. Нижняя из них (тойтогушская свита, по В. А. Амантову и др.), мощностью 3000 м, в основании сложена различными кристаллическими сланцами (возможно, частично образовавшимися по эффузивам) с редкими линзами мраморизованных известняков. В верхах толщи они постепенно переходят в зеленые сланцы, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками.

Верхняя толща (алтайская свита, по В. А. Амантову и др.) сложена ритмично чередующимися пачками полимиктовых и кварцевых песчаников, хлоритовых, хлорит-серицитовых, кремнисто-глинистых сланцев. К верхам толщи приурочены прослои лиловых алевролитов и филлитовидных сланцев, более характерных уже для средне-верхнеордовикского комплекса. Мощность верхней толщи составляет примерно 4000—4500 м.

В других районах рассматриваемой территории в состав верхнекембрийско-нижнеордовикского комплекса входят толщи однообразных, часто плейчатых серо-зеленых хлоритизированных песчано-сланцевых пород. В верхних горизонтах местами появляются прослои и пачки лиловых и фиолетовых песчаников и сланцев, обнаруживающих переходы к зеленым разностям. В зоне глубинных разломов плейчатые песчано-сланцевые породы переходят в хлорит-биотитовые темно-серые сланцы, реже в полосчатые гнейсы. Такие переходы наблюдались, в частности, в долине р. Хонго в зоне Кобдинского разлома и в окрестностях оз. Толбо-Нур в зоне Толбонурского глубинного разлома.

Возраст зеленосланцевой серии, из состава которой нами выделены отложения данного комплекса, различными исследователями трактовался по-разному. Так, И. П. Рачковский (1936) и М. Ф. Нейбург (1926) толщ в различной степени метаморфизованных зеленосланцевых пород

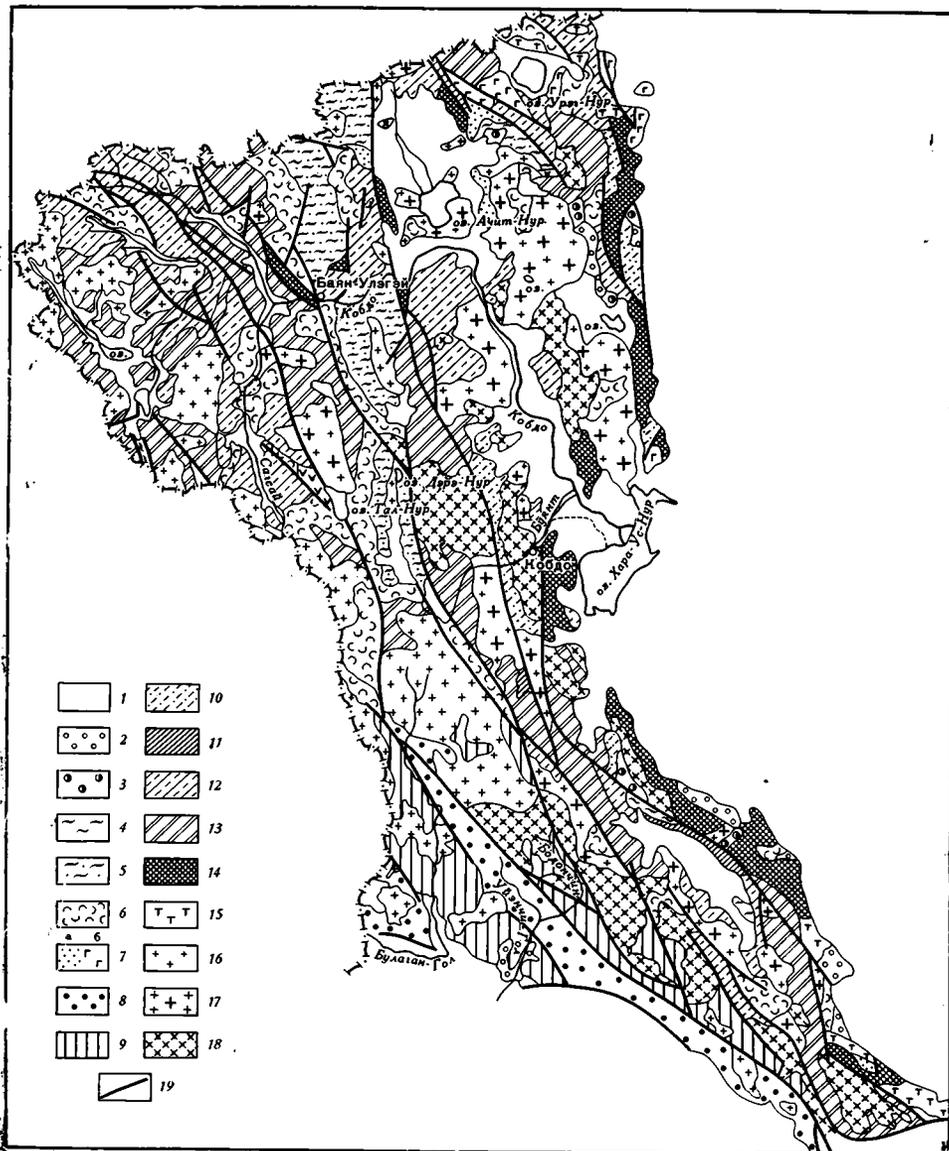


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Монгольского Алтая (по П. С. Матросову, И. И. Волчку и Б. Лувсанданзану)

1 — четвертичные отложения; 2 — палеоген-неогеновые и мезозойские красноцветные отложения; 3 — верхний палеозой (средний и верхний карбон, нижняя пермь): конгломераты, гравелиты, песчаники, глинистые и углисто-глинистые сланцы с углями; 4 — нижний карбон (пестроцветные и туфогенные песчаники, кремнистые алевролиты, кислые эффузивы и их туфы); 5 — живетский ярус, черносланцевая толща (песчаники, алевролиты, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы); 6 — эйфельский ярус, осадочно-вулканогенная толща (кислые, средние эффузивы и их пирокласты, конгломераты, песчаники, кремнистые алевролиты и известняки); 7 — нижний девон: а — конгломераты, песчаники, кремнистые алевролиты, прослои песчаных известняков, б — эффузивы среднего и основного состава, туфы и туфопесчаники; 8 — верхний силур — нижний девон (песчаники, алевролиты, филлиты, кремнистые сланцы, известняки); 9 — нижний силур, терригенная флишoidная толща (песчаники, алевролиты, хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы, реже конгломераты, гравелиты и известняки); 10 — венлокский ярус (конгломераты, песчаники, часто пестроцветные, алевролиты, известняки, местами кислые эффузивы и их туфы); 11 — лландоверийский ярус, черносланцевая толща (песчаники, алевролиты, песчано-глинистые и глинистые сланцы, известняки); 12 — средний и верхний ордовик, терригенная флишoidная и карбонатно-терригенная

в Хархиринском нагорье, в Прикобдинском районе, в горных массивах Батыр-Хайрхан и в других местах относили к нижнему палеозою. А. Х. Иванов (1953), К. Л. Волочкович (1961), В. В. Беззубцев, Б. Лувсанданзан, В. А. Федоровский (1963) рассматривали прогрессивно метаморфизованные породы в зоне Кобдинского, Толбонурского и других глубинных разломов как докембрийские образования. Верхнекембрийско-нижнеордовикский возраст отложений данного комплекса из-за отсутствия фаунистических находок определяется нами условно, исходя из его стратиграфического положения в разрезе. С нижнекембрийскими вулканогенными образованиями отложения комплекса контактируют по разлому и резко отличаются от них по составу, а также по отсутствию гибберазитовых интрузий. Верхняя возрастная граница комплекса четко устанавливается по несогласному залеганию на нем отложений среднего — верхнего ордовика.

Возрастными и формационными аналогами комплекса в сопредельных районах Алтае-Саянской области служат горноалтайская серия в Горном Алтае (Нехорошев, 1958), башкауская, арташская, кумурлинская толщ в Чулышманской зоне (Дергунов, 1965), сютхольская, ишкинская, аласугская свиты в Западном Саяне и в Западной Туве (Зоненшайн, 1963).

Средний — верхний ордовик

Средне- и верхнеордовикские отложения пользуются широким распространением в пределах Монгольского Алтая. Они представлены толщами несколько различного фациального состава, свидетельствующими о начавшейся в это время дифференциации условий осадконакопления. В пределах Хархиринского поднятия в составе этих отложений развиты карбонатно-терригенные, местами вулканогенно-терригенные образования, несогласно залегающие на зеленосланцевом комплексе верхнего кембрия — нижнего ордовика. В северо-западной части Монгольско-Алтайского прогиба в это время формировалась мощная терригенная толща флишоидного типа, составляющая вместе с верхнекембрийско-нижнеордовикским комплексом, по-видимому, единый структурный этаж.

В северо-западной части Хархиринского поднятия, в хребтах Цаган-Шибэту, Байрим и Сайлюгем, эти отложения изучались К. Л. Волочковичем (1961), который расчленил их на три свиты (снизу вверх): базальную (300—350 м), состоящую преимущественно из конгломератов, песчаниково-сланцевую (3000 м) с эффузивами и горизонтами известняков и сланцево-песчаниковую (1400 м). В разрезе, изучаемом нами северо-западнее горы Баян-Улэгэй, в основании толщ залегают зеленатово-серые, лиловатые мелко- и среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с конгломератами. Мощность этой пачки 400 м. Выше по разрезу обнажается мощная (не менее 700 м) толща зеленых мелко- и среднезернистых хлоритизированных песчаников с редкими маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. Верхи разреза (более 2000 м) представлены зелеными, лиловатыми кварцитовидными песчаниками, филлитовидными

толща (песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы, известняки, местами основные эффузивы); 13 — верхний кембрий — нижний ордовик, зеленосланцевая толща (кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые, хлорит-биотитовые сланцы, песчаники кварцитовидные); 14 — нижний кембрий, зеленокаменная вулканогенная толща (андезитовые и диабазовые порфириты, их пирокласты, известняки, хлоритовые и кремнистые сланцы, песчаники). Интрузивные породы: 15 — девонский (урукнурский) комплекс габброидов и диоритов; 16 — верхнедевонские (алтайский, оргуйский) комплексы гранитоидов; 17 — среднедевонские (толбонурский, хархиринский) комплексы гранитоидов; 18 — силурийский (прикобдинский) и ордовикский комплексы гранитоидов; 19 — зоны разломов

сланцами с прослоями (10—15 м) такого же цвета конгломератов. В этой части разреза встречаются горизонты светло-серых известняков.

Для средне-верхнеордовикского комплекса Хархиринской зоны в целом характерно резкое преобладание в ее составе полимиктовых, кварцевых песчаников, наличие горизонтов известняков, зеленовато-серая, зелено-фиолетовая окраска, большей частью отсутствие плейчатости, меньшая степень метаморфизма пород по сравнению с верхнекембрийско-нижнеордовикским комплексом.

Возраст рассматриваемых отложений в пределах Хархиринского поднятия устанавливается по их стратиграфическому положению, а также по фауне, редкие находки которой были сделаны в последние годы. Так, на южном берегу оз. Урэг-Нур, согласно наблюдениям П. С. Матросова, И. И. Волчка и автора, средне-верхнеордовикская песчанико-алевролитовая толща по разлому контактирует с зеленосланцевой формацией верхнего кембрия — нижнего ордовика и в свою очередь трансгрессивно перекрывается фаунистически охарактеризованной пестроцветной молассой венлока. В хр. Хаджингин-Нуру, в восточном горном обрамлении котловины оз. Цэцэг-Нур, средне-верхнеордовикские отложения перекрываются, по-видимому, с размывом черносланцевой толщей лландоверского яруса. Среди богатой фауны кораллов, собранной здесь В. А. Федоровским и повторно нами в прослоях брекчиевидных серых известняков из верхов разреза, Н. Я. Спасский, О. Б. Бондаренко и С. И. Стрельников определили следующие виды: *Cyrtophyllum* cf. *laxum* Sok., *Sibiriolites sibiricus* Sok., *S.* sp. n., *Catenipora robusta* Wilson, *Plasmoporella kiaeri* Sok., *Streptelasma (Grewingkia)* cf. *buceras* (Eichw.), *Cyathophylloides* cf. *aktahoubdens* Smelovskaja, *Kiaerophyllum kiaeri* Wedekind, *Proheliolites* sp., *Protaraeidae* gen. indet., *Heliolites* sp., *Propora* sp., *Liopora* sp., *Catenipora* sp., указывающие на средне-верхнеордовикский возраст вмещающих пород.

В Монгольско-Алтайском прогибе, в бассейнах рек Цаган-Гол, Кобдо и Сарсай средне-верхнеордовикские отложения, ранее нами условно отпосившиеся к силуру, представлены терригенными отложениями флишоидного типа: зелеными, зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, филлитовидными сланцами, реже гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Частые прослои и пачки фиолетовых, малиновых и красно-бурых разностей обуславливают характерную пеструю окраску толщи. Прослои и горизонты внутриформационных конгломератов приурочены к нижним, реже верхним частям разреза. Общая мощность ордовика в этой части Монгольского Алтая составляет около 3000—3500 м.

Описываемые отложения залегают на нижележащей толще верхнего кембрия — нижнего ордовика, по-видимому, с небольшим угловым несогласием и в свою очередь резко несогласно, с размывом перекрываются фаунистически охарактеризованными породами венлока (долина р. Сарсай, южнее сомона Буянт).

Песчаниково-сланцевые толщи среднего — верхнего ордовика до последнего времени оставались фаунистически неохарактеризованными. В 1965 г. автор совместно с П. С. Матросовым и И. И. Волчком в горизонтах известняков, обнажающихся в устье ущелья Бодхон и на юго-западном борту котловины оз. Хулумун-Нур, собрала фауну кораллов и мшанок. В составе кораллов С. И. Синельниковым, В. Д. Чеховичем и О. Ф. Лазуткиной определены *Columnariidae*, *Propora* (?) sp., *Proheliolites* (?) sp., *Halysites* sp., *Diplotrypa* sp., позволяющие датировать возраст вмещающих ее пород в диапазоне от верхнего ордовика до нижнего силура. Однако распространенные в этих же районах нижнесилурийские (лландоверские и венлокские) отложения, как мы увидим ниже, по формационному составу резко отличаются от описываемой толщи ордовика. Учитывая приуроченность перечисленной фауны кораллов к верхам разреза, возраст толщи мы принимаем как средне-верхнеордовикский.

Силурийские отложения в Монгольском Алтае имеют ограниченное распространение, за исключением его юго-восточной части, где они слагают довольно крупные поля. В различных тектонических структурах они обнаруживают разный формационный состав. В Хархиринском поднятии и на северо-западе Монгольско-Алтайского прогиба силур представлен своим нижним отделом, хотя здесь, возможно, присутствуют местами и отложения низов лудлова. В юго-восточной части того же прогиба выделяются ближе нерасчлененные отложения нижнего силура и верхнего силура — нижнего девона.

Нижнесилурийские отложения в Хархиринском поднятии разделяются на отложения лландоверского и венлокского ярусов. Отложения лландоверского яруса достоверно установлены только в юго-восточной части Хархиринского поднятия в хребтах Батыр-Хайрхан, Хаджигин-Нуру и в Прикобдинском (р. Хойту-Цэнхэр-Гол), где они залегают среди более древних отложений в небольших тектонических блоках. В низах разреза преобладают песчаники с прослоями гравелитов, мелкогалечных конгломератов, темных песчано-глинистых и глинистых сланцев общей мощностью от 200 до 1000 м. Верхи разреза представлены черными тонкоплитчатыми песчано-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями песчаников, а местами с горизонтами известняков общей мощностью до 600 м. Суммарная мощность лландоверских отложений в указанных районах достигает 1000—1400 м.

По данным Э. Рутковского, в Прикобдинском хребте в верховье р. Улан-Гол, описываемые отложения слагают небольшие разрозненные выходы. В песчаниках нижней части разреза им собрана фауна: *Camarotoechia* cf. *nucula* Sow., *Scenidium* sp., *Fenestella* sp., *Beyrichia* sp., *Tentaculites* sp., *Isorthis* sp., а из глинисто-кремнистых сланцев верхов разреза указываются граптолиты: *Monograptus* ex gr. *testis* (Barr.), *M.* ex gr. «*flemingi*», *M.* cf. *priodon* Bronn., *M. guttellus* (Tornquist.), *M. marri* (Perner), *Spirograptus spiralis* Gein., *Stomatograptus* sp., *S. grandis* (Suess.), *Monoclimacis* ex gr. «*crenulata*», *Cyrtograptus* ex gr. «*rigitus*», *Rastrites linnei* (Barr.).

В разрезе, изученном нами в хр. Хаджигин-Нуру, в 25 км юго-восточнее сомона Цэцэг, граница между круто дислоцированными лландоверскими и средне-верхнеордовикскими отложениями проводится условно в основании, видимо, базальной пачки грубозернистых песчаников и гравелитов. Из сборов автора в черных глинистых сланцах верхов разреза Т. Н. Корень определены граптолиты: *Retiolites angustidens* Elles et Wood, *R. geinitzianus* (Barr.), *Monograptus marri* Perner, *M.* ex gr. *priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* aff. *linnarsoni* (Tulb.), *M.* sp. indet., *Spirograptus turriculatus* (Barr.), характерные, по его заключению, для позднего лландоверы зоны «*Spirograptus turriculatus*» и «*Globosograptus crispus*».

Отложения венлокского яруса развиты преимущественно в Хархиринском поднятии, где они тяготеют большей частью к зоне Цаган-Шибэтинского и Кобдинского глубинных разломов. В 1965 г. автором установлены венлокские отложения на северо-западе Монгольско-Алтайского прогиба. По периферии Хархиринского нагорья и Прикобдинского хребта рассматриваемые отложения, согласно данным И. П. Рачковского (1928), З. А. Лебедевой (1926), М. Ф. Нейбург (1926), К. Л. Волочковича (1964), В. А. Амантова (1964), Э. Рутковского и других, представлены прибрежно-морскими пестроцветными породами, состоящими из песчаников, гравелитов, конгломератов с прослоями алевролитов, песчанистых известняков-ракушечников, местами с пластовыми залежами кислых и средних эффузивов. Мощность пестроцветов достигает 1000—1500 м. Богатый, но идентичный комплекс тувелловой фауны брахиопод и трилобитов из сбо-

ров указанных авторов по рекам Бургастуйн-Гол, Байрин-Гол, по южному борту котловины оз. Хара-Ус-Нур и из других мест изучался Б. Б. Чернышевым (1937а, б), Н. Е. Чернышевой (1937), Е. В. Владимирской, Н. В. Литвинович.

В более западных частях Хархиринского поднятия, в зоне Кобдинского глубинного разлома, в составе описываемых отложений существенную роль играют серые алевролиты, известково-глинистые сланцы, известняки. Так, в долине р. Буянту-Гол, юго-западнее г. Кобдо силурийские отложения слагают узкий грабен.

По наблюдению автора, в основании их местами залегают базальные зеленовато-серые конгломераты, переходящие в песчаники. Мощность их около 150 м. Выше располагаются серые, розоватые кислые эффузивы и их туфы мощностью до 1000 м. Верхняя часть толщи представлена песчаниково-алевритовой пачкой (мощностью более 1000 м) с прослоями известковистых песчаников, пелитоморфных известняков, содержащих фауну брахиопод, мшанок, криноидей и трилобитов. В этой пачке, обнажающейся в мелкосопочнике на левой стороне р. Буянту-Гол, П. П. Сизовой была собрана фауна брахиопод и трилобитов, изученная Б. Б. Чернышевым (1937а) и Н. Е. Чернышевой (1937). Ранее определенная фауна брахиопод и трилобитов подтверждена новыми сборами, произведенными нами в этом же пункте. Суммарная мощность силурийской толщи на левом борту р. Буянту-Гол составляет около 2000 м. По простирацию в обе стороны в низах толщи резко возрастает количество грубообломочных образований, а в ее верхах появляются довольно мощные (30—40 м) горизонты известняков.

На правом склоне долины р. Буянту-Гол в низах видимого разреза, оборванного разломом, присутствуют прослой и пачки светло-серых кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. В тонких прослоях песчаных и глинистых известняков-ракушечников из низов толщи автором собраны брахиоподы, среди которых Е. В. Владимирской определены: *Stegorhynchella angeiensis* В. Tchern., *Stropheodonta filosa* var. *elegestica* В. Tchern., *Spirifer* (?) cf. *tapsaensis* В. Tchern., *Dalmanella* sp., *Strophomena* sp.

В северо-западной части Монгольско-Алтайского прогиба отложения венлока представлены морской сероцветной песчано-алевритовой толщей. В разрезе, описанном автором в междуречье Сагсай и Чигиртай, южнее сомона Буянт, базальная песчаниково-конгломератовая пачка мощностью 120 м залегают резко трансгрессивно на круто дислоцированной толще ордовика (?). Выше располагаются тонко переслаивающиеся зеленовато-серые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы общей мощностью 450—500 м. Среди брахиоподовой фауны, собранной непосредственно над базальной пачкой, Е. В. Владимирской определены: *Tuvaella gigantea* В. Tchern., *T. račkovskii* В. Tchern., *Leptostrophia filosa* var. *elegestica* В. Tchern., *Dalmanella* sp., *Rhipidomella* sp., *Camarotoechia* cf. *nalivkini* В. Tchern., *C.* sp.

Нижнесилурийские отложения в данном районе перекрываются вулканогенной толщей девона.

Силурийские отложения в юго-восточной части Монгольско-Алтайского прогиба, в водораздельной части Монгольского Алтая и по его южным склонам представлены морскими геосинклинальными осадками большой мощности. В их составе выделяются нижнесилурийская и верхнесилурийско-нижнедевонская толщи. Разрезы этих толщ нами изучены на южном склоне Монгольского Алтая.

Нижнесилурийская флишоподная терригенная толща представлена однообразными, окрашенными в различные оттенки зеленого цвета песчано-алевритовыми породами, превращенными в зонах разломов в хлоритовые, серицит-хлоритовые, а местами в хлорит-биотитовые и биотито-

вые кристаллические сланцы. В низах видимого разреза встречаются прослой и пачки гравийных песчаников и мелкогалечных конгломератов, а в верхах — редкие прослой кремнистых и известковистых сланцев, местами (верховье р. Барлагин-Гол) — горизонты мраморизованных известняков и внутриформационных конгломератов. Мощность толщи не менее 3500—4000 м. Выше по разрезу (р. Уэйнчи) без видимого углового несогласия и перерыва в осадконакоплении залегает верхняя карбонатно-терригенная толща верхнего силура — нижнего девона, которая сложена перемежающимися пачками зеленовато-серых, серых мелко- и среднезернистых песчаников, черных листоватых филлитов и, реже, кремнистых сланцев с горизонтами криноидных и коралловых известняков. В верхних горизонтах отмечаются редкие прослой буровато-серых кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. Среди фауны, собранной нами в известняках по долине р. Уйэнчи, Г. А. Стукалиной определены верхнесилурийско-нижнедевонские криноидеи: *Crotalocrinites* (?) sp., *Pandocrinus* (?) ex gr. *pandus* Stuk. (в 6 км ниже впадения р. Нюцугуни-Гол), В. Н. Дубатоловым — нижнедевонские (возможно, эйфельские) кораллы: *Thamnopora* sp. indet., *Favosites* sp. indet., *Favosites* (*Dictyofavosites*) sp., *Pachyfavosites* cf. *polymorfus* (Goldfuss), P. sp., *Striatopora* sp. indet., *Coenites* sp., *Squamteofavosites* sp. indet. (в 1 км выше впадения р. Хутний-Гол). Граница между нижней и верхней толщами проводится условно по появлению черных филлитовидных сланцев.

В водораздельной части Монгольского Алтая силурийские отложения образуют ряд разобщенных выходов среди прорывающих их гранитоидов. В районе западнее сомона Монх-Хайрхан и к северу от перевала Бага-Улан-Даба верхняя песчано-сланцевая толща по составу и облику внешне напоминает средне-верхнеордовикские отложения северо-западных районов Монгольского Алтая. Среди кораллов, собранных И. И. Волчком в прослое известняков по левой стороне р. Утин-Сайр-Гол, С. И. Стрельников и В. Н. Дубатолов указывают на *Pholidophyllum* sp., *Pachyfavosites* sp., *Thamnopora* cf. *kuznetskensis* (Tchern.), *Crassialveolites*? sp., *Pachyporidae*, определяющие возраст отложений в интервале силур — нижний девон (возможно, эйфель).

В наиболее северо-западных выходах, в верховье р. Думда-Цэнхэр-Гол, в составе верхней толщи преобладают темно-серые кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы. В основании видимого разреза залегают песчаники с маломощными прослоями гравелитов и конгломератов. В последних встречаются обломки криноидных известняков. Собранная А. А. Храповым по левому борту р. Думда-Цэнхэр-Гол фауна трилобитов (*Phacops* sp., определение З. А. Максимовой) и брахиопод (*Lissatrypa* sp., определение Н. В. Литвинович) не позволяет определить возраст вмещающих отложений ближе, чем силур-девонский.

Нижняя возрастная граница рассматриваемых отложений неясна ввиду отсутствия данных о взаимоотношениях с ордовикскими образованиями. Верхняя граница устанавливается по несогласному перекрыванию их вулканогенными образованиями эйфеля (?) и флористически охарактеризованной черносланцевой толщей живета в верховьях бассейна р. Уйэнчи (устье р. Худжиртин-Гол и исток р. Ихэ-Нарин-Гол).

Касаясь силурийских отложений Монгольского Алтая в целом, следует отметить следующее.

В Хархиринском подняттии отложения лландоверского яруса представлены геосинклинальной карбонатно-терригенной (черносланцевой) формацией и тесно связаны с ордовикскими отложениями, вместе с которыми они дислоцированы в едином плане.

Венлокские отложения представлены уже в основном пестроцветной молассой и формируют простые брахиформные структуры типа наложенных мульд. По мере удаления от раннекаледонских структур осадки ста-

новятся все более сероцветными и, наконец, в северо-западной части Монгольско-Алтайского прогиба венлокские отложения образованы сероцветной терригенной толщей.

В юго-восточной части Монгольско-Алтайского прогиба весь объем силура, а также нижний девон представлены геосинклинальными флишовой терригенной и карбонатно-терригенной формациями.

Девон

Отложения девона в поздних каледонидах распространены широко и выполняют различных размеров внутренние впадины и прогибы (Ачит-Нурский, Цаган-Нурский, Делюно-Сагсайский, Хулмун-Нурский и др.). В их составе преимущественно развиты грубообломочные и псаммитовые осадки, ассоциирующиеся с вулканогенными образованиями. Они резко трансгрессивно залегают на сложно дислоцированных толщах кембрия, ордовика и местами на породах силура. В составе девонского комплекса выделяются отложения нерасчлененного нижнего отдела, а также эйфельского и живетского (вероятно, местами включающего также осадки верхнего девона) ярусов.

Нерасчлененные нижнедевонские отложения развиты в Хархиринском поднятии, где они представлены терригенно-осадочной и вулканогенной толщами. Терригенная сероцветная толща, сложенная мелководными морскими осадками, образует нижнюю часть разреза Ачит-Нурского прогиба. Вулканогенная толща среднего и основного состава тяготеет к зоне Цаган-Шибэтинского глубинного разлома и оперяющих его крупных разрывных структур, составляя одно целое с вулканогенными нижнедевонскими образованиями западной периферии Озерной зоны ранних каледонид (тейлинская свита, по В. А. Амантову, 1963а) и юго-западной части Тувинского прогиба.

Нижнедевонские отложения в северной части Хархиринского поднятия и в хр. Байрам были известны со времени маршрутных исследований И. П. Рачковского. Собранный им богатая коллекция фауны севернее котловины оз. Олон-Нур, по р. Джиберту-Гол и в холмах по правому берегу р. Хубин-Гол изучалась Н. Е. Чернышевой. В последние годы нижнедевонские отложения выделялись К. Л. Волочковичем (1961) в хр. Байрам в ямаугольскую свиту¹, а Э. Рутковским в районе оз. Хуну-Нур.

Сравнительно полный разрез терригенной толщи описан автором на южном склоне хр. Байрам по правобережью р. Бийрин-Хэбин-Булак. Базальные слои толщи, залегающие несогласно на породах ордовика, представлены зеленовато-серыми, буроватыми грубозернистыми песчаниками и конгломератами мощностью 60 м. Выше залегают перемежающиеся пачки зеленовато-серого цвета мелко- и среднезернистых песчаников и кремнистых алевролитов общей мощностью около 650 м. В них часто встречаются фрагментарные остатки брахиопод, криноидей и растительный детрит. В средних горизонтах толщи отмечены тонкие прослой известняков с фауной брахиопод, в составе которых Е. А. Модзалевской определены *Dalmanella* sp., *Leptaenella bouei* (Barr.), *Brachyprion?* sp., *Megastrophia* sp., *Pletothyryncha* sp., *Schuchertella?* sp., *Leptostrophia* sp., *Levenea* sp., *Camarotoechia* sp. Среди фауны, собранной в кремнистых алевритах из верхов разреза (восточный склон горы Баян-Ошиги), Е. А. Модзалевская установила брахиоподы: *Dalmanella* sp., *Levenea subcarinata* Hall., *Rotundostrophia rotundata* (Khalf.), *Douvillina* sp., *Strophonella?* sp., *Schuchertella woolworthana* Hall., *Coelospira* aff. *conca* Hall., З. А. Максимова — трилобиты: *Odontochile* aff. *ulrichi* Delo, *Phacops* ex gr. *cristata* Hall. Рудозы, по В. Н. Дубатову, представлены *Parastriatopora* sp. n. и *P.* ex gr. *ržonsnickajae* Dubat.

¹ Из состава этой свиты нами выделены отложения живетского яруса.

Нижнедевонские отложения в нижнем течении р. Бийрин-Хэбин-Булак перекрываются пестроцветной толщей нижнего карбона. Мощность нижнего девона в этом разрезе составляет около 700 м. Из наших сборов на других участках этого же нижнедевонского поля Э. А. Максимова определила, кроме того, трилобиты *Phacops cf. mongolicum* Z. Max. (sp. n.), Г. А. Стукалина — криноидей *Hexacrinites ex gr. tuberosus* южнее р. Шанга-Булак).

В полосе выходов песчаниково-алевролитовой толщи по восточному борту оз. Ачиту-Нур, ранее отнесенной К. Л. Волочковичем (1961) к силуру, нами собрана фауна табулят, ругоз (гора Хайрхан-Ула) и мшанок (гора Гашгуурт-Ула), в составе которой В. Н. Дубатовол определил *Alveolite* sp., *Barrandeophyllum* sp., а О. Ф. Лазуткина — *Cyphotrypa* sp. Из сборов Э. Рутковского в районе оз. Хуху-Нор Г. Томчик указывает *Howellella laeviplicata* Kozl., *Warburgella cf. rugulosus* (Alth.) *Delthyris magnus* Kozl., *Wilsonella tarda* (Barr.), *Camarotoechia nucula* (Sow.), *Chonetes* sp., *Rhynchospirina* sp. Вулканогенная толща предположительно нижнедевонского возраста сложена главным образом основными эффузивами с прослоями лавобрекчий, туфов и пепловых туфов. Она сопоставляется с нижнедевонскими отложениями смежных районов Озерной зоны (тейлинская свита, по В. А. Амантову, 1963а). Общая мощность вулканогенной толщи в котловине оз. Урэг-Нур составляет не менее 1000 м.

Эйфельские отложения имеют наиболее широкое распространение среди девонских образований. В северных районах рассматриваемой территории, на южных склонах хребтов Сайлюгем, Чихаева, Цаган-Шибэту отложения эйфеля описывались К. Л. Волочковичем (1961) в составе среднего (улубуатская свита) и нерасчлененного среднего — верхнего девона (цаганнурская и баршингольская свиты). В бассейнах рек Ойгурын-Гол и Сагсай эти отложения Буточи Данзан и П. С. Матросов (1959) расчленили на ойгуринскую и сагсайскую свиты. В пределах юго-восточной части Делюно-Сагсайского прогиба — в Делюнской, Толбонурской и Талнурской котловинах — эйфельские образования включались А. Х. Ивановым (1953) в нерасчлененный комплекс девона — карбона.

Эйфельские отложения почти повсеместно имеют двучленный характер разреза.

Нижняя, существенно вулканогенная толща мощностью от нескольких сотен до 1000 м (северо-западная часть Делюно-Сагсайского прогиба) сложена в одних районах почти исключительно кислыми породами, а в других — порфиритами. Спорадически встречающиеся в разрезе толщи линзы известняков приурочены чаще к ее верхам. Собранная в последних фауна кораллов, мшанок (Буточи Данзан, Матросов, 1959) и брахиопод (Волочкович, 1961), согласно заключению В. П. Нехорошева, Н. Я. Спасского и М. С. Потаповой, позволяет датировать возраст толщи в объеме верхов нижнего девона — эйфеля или эйфеля.

Верхняя карбонатно-терригенная красноцветная толща представлена преимущественно грубообломочными породами с горизонтами известняков, а местами пластовыми залежами эффузивов в низах. Она залегает с разрывом, но согласно на нижней толще и резко несогласно перекрывает все более древние породы. Мощность ее в различных районах варьирует от 350 до 700 м. Верхняя толща охарактеризована во многих районах богатым комплексом фауны кораллов, мшанок, брахиопод и криноидей, приведенных отчасти в опубликованных работах вышеупомянутых авторов, а также в монографиях Б. Б. Чернышева (1937а, б), Н. Е. Чернышевой (1937), Н. А. Маринова (1957), В. Г. Васильева и др. (1959).

В последние годы автором совместно с П. С. Матросовым и И. И. Волчком была собрана фауна из разреза верхней толщи эйфеля. В частности, в котловине оз. Хулмун-Нур по северному склону горы Агач-Ула выше кислых вулканитов залегает осадочная толща мощностью 350—400 м, которая в низах сложена серыми слюдистыми песчаниками и гравелитами,

а в верхах — серыми и серовато-зелеными песчаниками, кремнистыми алевролитами с 60-метровым горизонтом серых известняков. Последние содержат обильную фауну табулят, мшанок и трилобитов. Среди них В. Н. Дубатовол определил табуляты: *Coenites* aff. *clivis* Wein., *Pachyfavosites* sp., *Crassialveolites* sp., *Cladopora* cf. *microcellularis* Dubat., *Placcoenites* sp., *Thamnopora* sp., *Th.* cf. *cervicornis* (Blain.), а С. И. Стрельников — ругозы: *Fasciphyllum*? sp. Несколько северо-западнее на южном склоне горы Яматуин-Хара в горизонте известняков В. А. Федоровский собрал кораллы: *Pismatophyllum nexagonum* Yoh., *Zmeiogorskia sagsaisa* Spass., *Spongophyllum* aff. *halysitoides* Ether., *Minussiella beliakovi* Bulv., *Stenophyllum devonicum* Bulv., *Crypophyllum* ex gr. *striatum* Soshk., *Thamnopora* sp., *Keriophylloides massivum* Vag. (определения Н. Я. Спасского). Из наших повторных сборов в этом же горизонте установлены, кроме того: *Alveolites* sp., *Alveolitella* sp., *Squameofavosites divissimus* Dubat., *Thamnophyllum tabulatum* Bulv., *Heliolites* ex gr. *vulgaris* Tchern., *Heliolites* sp. (определения И. И. Чудиновой, Л. М. Улитиной, О. Б. Бондаренко).

В юго-восточной части Делюно-Сагсайского прогиба в районе перевала Хара-Гобийн-Даба красноцветные отложения эйфеля трансгрессивно залегают на породах верхнего кембрия — нижнего ордовика (?) и перекрываются черносланцевой толщей живета. Они представлены лиловыми и бордовыми песчаниками и алевролитами с горизонтами мергелистых известняков и с редкими пластовыми залежами кислых эффузивов в низах разреза. Мощность их не превышает 300 м. Среди фауны в известняках из верхов разреза О. Ф. Лазуткиной указываются мшанки: *Hemitrypa* cf. *devonica* Nekh., *Semicoscium* aff. *anherliki* Nekh., *S.* cf. *altschedatica* Nekh., *Reteporina* aff. *clathrata* Hall., Е. А. Модзалевской — брахиоподы: *Dalmanella* sp., *Schizophoria* sp., *Atrypa* sp., *Camarotoechia*? sp., *Mucrospirifer* ex gr. *mucronatus* (Conr.), Г. А. Стукалиной — криноидеи: *Hexacrinites* sp., *H.*? ex gr. *tuberosus* Yelt.

Анализ фаций и мощностей эйфельских отложений показывает, что в направлении с юго-востока (котловина оз. Хулмун-Нур) на север и северо-запад происходит смена мелководных сероцветных морских отложений пестроцветными прибрежно-морскими, а местами красноцветными, возможно континентальными (хр. Цаган-Шибэту), осадками. При этом в Делюно-Сагсайском прогибе мощность пестроцветного осадочно-вулканогенного комплекса эйфеля увеличивается в северо-западном направлении от 800—1000 м в районе оз. Чигиртай-Нур и перевала Хара-Гобийн-Даба до 1600—2000 м в бассейне р. Сагсай и далее на южных склонах хр. Сайлюгем.

В отношении стратиграфического объема рассматриваемых отложений следует отметить, что эйфельский возраст их хорошо обосновывается по кораллам. Мшанки и брахиоподы из ряда районов характеризуют возраст этих отложений как верхи нижнего девона — эйфель. Верхняя возрастная граница описываемых отложений статиграфически достаточно четко устанавливается благодаря тому, что они перекрываются толщей живетского яруса. Однако не исключено, что в низах их разреза местами присутствуют элементы верхов нижнего девона.

Отложения живета по площади распространения мало уступают эйфельским и выделяются нами впервые. Ранее они описывались К. Л. Волочковичем (1961) в составе средне-верхнедевонской цаганнурской свиты в хр. Хара-Ланху, в районе пос. Цаган-Нур и в нижнедевонской яматугольской свите на севере Хархиринского нагорья. В Делюнской впадине эти отложения А. Х. Ивановым (1953) включались в перасчлененный комплекс девона — карбона.

Живетские отложения отличаются от нижнедевонских и эйфельских характерным черносланцевым обликом и довольно однообразным вы-

держанным составом. Разрезы этих отложений представлены почти повсеместно монотонными, нередко тонко (флишoidно) чередующимися серыми мелкозернистыми песчаниками, темно-серыми и черными алевролитами, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Лишь изредка в основании их залегают горизонты конгломератов и гравелитов. На породах эйфеля живецкие отложения залегают в общем согласно, но местами с размывом.

Рассматриваемые отложения слагают ряд пологих структур, расположенных вдоль северо-восточного борта Делюно-Сагсайского прогиба. При этом в направлении на северо-запад мощность их возрастает от 300—400 м в бассейне р. Уйэнчи и в Делюнской впадине до 1000 м в районе горы Баян-Улэгэй и более 2000 м в районе пос. Цаган-Нур. Довольно крупное поле выходов этих отложений выделено на севере Хархиринского нагорья в верхнем течении р. Ямату-Гол, где мощность их составляет не менее 1500 м.

Живецкие отложения содержат богатые флористические, а местами и фаунистические остатки. Из наших сборов по правому борту р. Ямату-Гол Н. М. Петросян определены: *Taenioocrada decheniana* Kräus. et Weyl., *Barrandeinopsis* sp., *Aphylopteris* sp., *Pseudouralia sibirica* Petr., *Uralia* cf. *camdjialensis* Petr., *Uralia* sp.

Среди флоры, собранной в разных частях разреза в бассейне р. Уйэнчи, у истока ее правого притока Ихэ-Нарин-Гол, в районе горы Джайльк по дороге в сомон Толбо-Нур-Делюн, в бассейне р. Кату-Гол к юго-востоку от горы Баян-Улэгэй, по левой стороне р. Хара-Магнай к северу от пос. Цаган-Нур, Н. М. Петросян установлены идентичные формы: *Pseudouralia sibirica* Petr., *Protocephallopteris* sp., *Barrandeinopsis beliakovii* Krysht., *Pteridorachis* sp.

Фауна брахиопод, присутствующая в средних горизонтах песчано-алевролитовой толщи в районе горы Онгоцин-Ула, северо-западнее горы Баян-Улэгэй, по определению Е. А. Модзалевской, представлена лишь многочисленным *Mucrospirifer mesacostalis* (Hall.). Здесь же встречается флора, среди которой, помимо некоторых выше названных форм, присутствуют *Aneurophyton* cf. *germanicum* Kräus. et Weyl.

В целом приведенный комплекс фауны и флоры, по мнению Е. А. Модзалевской и Н. М. Петросян, достаточно убедительно доказывает живецкий возраст рассматриваемых отложений, что подтверждается и их стратиграфическим положением. В то же время присутствие такой формы, как *Mucrospirifer mesacostalis*, дает основание Е. А. Модзалевской предполагать, что в составе данных отложений местами встречаются элементы низов верхнего девона. Последние вполне вероятны в северо-западной части Делюно-Сагсайского прогиба, на непосредственном продолжении которого в Юстыдском прогибе (на территории Советского Союза) выделяются верхнедевонские отложения (Дергунов, 1965).

Нижний карбон

Отложения нижнего карбона в Монгольском Алтае известны в немногих местах. Везде они слагают небольшие мульды или сохранились в узких тектонических клиньях в зоне региональных разломов.

В Хархиринской зоне нижний карбон по биостратиграфическим данным установлен нами на южных склонах хребтов Байрам, Батар-Хайрхан и по восточному борту котловины оз. Цэцэг. Во всех этих районах рассматриваемые отложения представлены пестроцветными тонкослоистыми, звенящими при ударе песчаниками серыми, табачно-зелеными кремнистыми (возможно, туфогенными) алевролитами, иногда с редкими маломощными прослоями конгломератов. Мощность их не превышает нескольких сотен метров. На подстилающих толщах нижнего силура (по южным склонам

хр. Батар-Хайрхан), нижнего и среднего девона (хр. Байрам) они залегают несогласно и перекрываются также несогласно и с размывом угленосными осадками верхнего палеозоя. В составе флоры, собранной в кремнистых песчаниках, залегающих под базальными конгломератами верхнего карбона по левому борту р. Шанга-Булак и хр. Байрам, Г. П. Радченко и Н. М. Вербицкой определены *Lepidodendropsis litzii* Radcz., *L. martjanowii* Radcz., *L. parvipulvinata* Radcz., *Hartungia volkmanniana* Radcz., *Tomiodendron angustum* Radcz., *T. lepidodendroides* Radcz., *Prolepidodendron igrischense* (Anan.) Radcz., *Protasolanus elongatum* Radcz., *P. torenticum* (Chachl.) Radcz., *Pteridorachis* sp., позволяющие датировать возраст вмещающих пород как нижневизейский. На такой же возраст указывает, по их заключению, флора из верховьев р. Элизтуйн-Гол, на южном склоне хр. Батар-Хайрхан, представленная *Tomiodendron dissitum* Radcz., *Protasolanus torenticum* (Chachl.) Radcz., *Ursodendron chacassicum* Radcz., *Knorria* sp. Собранная в толще кремнистых песчаников и алевролитов по северо-восточному склону горы Дзайсан-Ула (котловина оз. Цэцэг) флора (*Archaeosigillaria vanuxemii* (Goepf.) Kidst., *Ursodendron* cf. *chacassicum* Radcz.), согласно заключению этих же палеоботаников, может датировать возраст вмещающих ее пород как нижнекарбонный, скорее нижневизейский.

По данным В. А. Федоровского, в разрезе нижнего карбона в районе верхнего течения р. Батурин-Гол (юго-западный склон хр. Батар-Хайрхан) наряду с терригенными породами значительное место занимают туфогенные образования. Собранная им отсюда флора — *Lepidodendropsis theodorii* (Zal.) Jongm., *L. mongolica* Radcz., *Zalasskiodendron minutum* Radcz. указывает на турнейский возраст этих отложений.

В Монголо-Алтайской зоне нижнекаменноугольные отложения известны только в ее крайней северо-западной части — в Джаньсайском грабене в долине р. Урты-Булак, где они представлены прибрежно-морскими пестроцветными терригенными осадками мощностью в несколько сотен метров. Нижнекаменноугольный возраст их устанавливается по фауне брахиопод и мшанок, среди которой Л. Л. Халфин и М. И. Болховитинова указывают виды: *Striatifera* sp., *Spirifer* (*Cyrlospirifer*) cf. *julii* Dehee, *Schizophoria* sp., *Chonetes* cf. *vashanensis* Sok., *Megachonetes* sp., *Brachythyris* sp., *Syringothyris* cf. *hannibalensis* (Swallow), *Punctospirifer* cf. *malevkensis* Sok., *Fenestella* cf. *multispinosa* Ullr., *F.* ex gr. *rudis* Ullr., *F.* ex gr. *longa* Nekh., *F.* cf. *nododorsalis* Ullr., *Polypora* cf. *lukhtarmensisiformis* Nekh., *P.* ex gr. *vaviensis* Prout., *Intrapora* aff. *tenticulata* Nekh., *Hemitrypa prounata* Ullr.

Верхний палеозой

Верхнепалеозойские отложения известны только в Хархиринском поднятении, в пределах которого локализируются в основном на его восточном фланге. Они представлены угленосными осадками, слагающими мелкие наложенные мульды и тектонические блоки. На более древних образованиях, в том числе на породах нижнего карбона, эти отложения залегают несогласно с базальными конгломератами в основании.

В составе верхнего палеозоя, главным образом по флоре, выделяются средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские образования.

Средне-верхнекаменноугольные отложения ранее описывались М. Ф. Нейбург (1929) на юго-западных склонах хр. Батар-Хайрхан в составе карбона — перми, а К. Л. Волочковичем (1961) в Хархиринском нагорье выделялись в улясутайскую свиту. В основании их залегают базальные конгломераты, гравелиты и песчаники мощностью от 70 до 300 м. Выше располагается угленосная пачка, представленная перемежающимися слоями песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых и углистых сланцев с прослоями углей, общей мощностью более 400—500 м. В Хархи-

ринском нагорье К. Л. Волочкович (1961) указывает также кислые эффузивы и туфы, залегающие стратиграфически ниже продуктивной пачки. Разрезы заканчиваются песчаниково-конгломератовой пачкой мощностью до 100 м. Общая мощность среднего — верхнего карбона в отдельных мульдах варьирует от 300—400 до 700—800 м.

Согласно определению Г. П. Радченко и Н. М. Вербицкой, в составе флоры, собранной нами в угленосных отложениях на южном склоне хр. Байрам (месторождение угля Нурстийн-Хотгор и западная оконечность горы Гашгурта), присутствуют *Noeggerathiopsis* cf. *subangusta* Zal., *N.* cf. *theodori* Zal. et Tschirk., *N. tomiensis* Radcz., *Sphenophyllum* sp., *Crassinervia* sp. n., *Gaussia cristata* Neub., *Samaropsis* sp., а в хр. Батар-Хайрхан (перевал Хонгор-Тологой) — *Angaropteridium abacanium* Zal., *A. oblancoolata* Radcz., *A. turganicum* Zal., *Abacanium anomalum* Kovb., *Noeggerathiopsis* sp.

Из сборов В. А. Федоровского в районе верхнего течения р. Батурин-Гол Г. П. Радченко и Н. М. Петросян определили флору (*Paracalamites* cf. *askysensis* Kovb., *Angaropteridium* cf. *vescum* Zal., *Noeggerathiopsis turganica* Radcz., *Cordaicarpus* sp., *Samaropsis pauxilla* Zal.), характерную для среднего и верхнего карбона.

Флористически охарактеризованные нижнепермские отложения известны только в бассейне р. Хушотуин-Гол на северо-западном склоне горы Цаст-Богдо. По описанию В. А. Федоровского, в основании разреза залегают конгломераты и гравелиты мощностью около 80 м, а выше следует переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых и углистых сланцев с прослоями углей общей мощностью до 600 м. Возраст обосновывается флорой: *Noeggerathiopsis theodori* Zal. et Tschirk., *N. vittaefolia* Radcz. (определение Г. П. Радченко, Н. М. Петросян). Однако взаимоотношение этих отложений со средне-верхнекаменноугольными осталось неясным.

* * *

Изложенные материалы по стратиграфии палеозоя Монгольского Алтая позволяют сделать следующие выводы.

Вопрос о выходах докембрийских образований в Монгольско-Алтайской складчатой системе является спорным. Толщи различных кристаллических сланцев, мраморов, амфиболитов, реже гнейсов, которые относились ранее А. Х. Ивановым (1953) в Прикобдинском районе, а В. М. Синицыным (1956) на южном склоне Монгольского Алтая к докембрию, согласно полученным нами за последние годы новым данным представляют собой скорее всего продукты наложенного метаморфизма, происшедшего после отложения палеозойских пород в зоне глубинных разломов.

Нижнекембрийские отложения — типично геосинклинальные осадочно-вулканогенные образования. В их разрезах основную роль играют зеленокаменно-измененные вулканы среднего и основного состава (андезитобазальтовая формация), и только в верхах появляются терригенные осадки. Обращает на себя внимание приуроченность нижнекембрийских отложений к зонам глубинных разломов и локализация в них гипербазитовых массивов.

В верхнем кембрии заложен обширный миогеосинклинальный прогиб, в котором в течение верхнего кембрия и ордовика происходило накопление преимущественно терригенных осадков (зеленосланцевая, терригенная флишоидная формация) огромной мощности (около 10 000 м). Они обычно дислоцированы в широкие складки, осложненные линейными и изоклинальными складками вплоть до мелкой гофрировки.

Однообразие состава верхнекембрийско-ордовикских терригенных образований, обусловленное в значительной степени процессами регионального метаморфизма (фашия зеленых сланцев), и слабая изученность раз-

резов еще не позволяют расчленить их на свиты. По возрасту и формационному составу эти отложения могут быть сопоставлены с зеленосланцевыми породами сопредельных районов Алтае-Саянской области — с сериями горноалтайской (в Горном Алтае) и устьишкинской (в Западном Саяне и Западной Туве).

В конце геосинклинального этапа развития, в верхнем ордовике и частично в нижней силуре (в лландовери) в Хархиринском поднятии формировались сероцветные карбонатно-терригенные, местами существенно черносланцевые толщи общей мощностью до 3000—4000 м.

Процессы замыкания геосинклинального режима не были единовременными на всей территории Монгольского Алтая. Так, на севере и северо-западе нижний силур (венлок) представлен типичными, нередко пестроцветными молассами, которые слагают отдельные мульды. Мощность этих прибрежно-морских, преимущественно терригенных отложений, охарактеризованных богатым комплексом фауны брахиопод, криноидей и трилобитов, составляет 1000—1500 м. В направлении к югу и юго-востоку (бассейны рек Баянту, Сагсай) они замещаются морскими сероцветными осадками, в составе которых существенную роль играют кремнистые, известняковистые песчаники, алевролиты, известково-глинистые и глинистые сланцы с горизонтами известняков. Мощность их достигает 2000—2500 м. На подстилающих породах кембрия и ордовика они залегают резко несогласно.

Еще южнее, в пределах юго-восточной части Монгольско-Алтайского прогиба, весь силур и нижний девон представлены геосинклинальным комплексом. Это терригенные песчаниково-сланцевые и карбонатно-терригенные отложения большой мощности, которые собраны в напряженные складки и прорваны крупными гранитоидными интрузиями.

В девоне в пределах Монгольско-Алтайской складчатой системы формировались внутренние прогибы различных размеров: Ачит-Нурский, Цаган-Нурский, Делюно-Сагсайский, Хулмун-Нурский и др. Эти прогибы выполнены вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями нижнего девона, эйфеля, живета, а местами, вероятно, также верхнего девона. Суммарная мощность отложений девона в некоторых прогибах, в частности в Ачит-Нурском и Цаган-Нурском, составляет несколько тысяч метров.

По формационному составу пород, их мощностям и характеру складчатых дислокаций наиболее крупные прогибы — Ачит-Нурский, Цаган-Нурский, Делюно-Сагсайский — могут быть объединены в один внешний (пригеосинклинальный) прогиб в понимании И. И. Белостоцкого и др. (1959), Э. Н. Янова (1963) и Л. П. Зоненшайна (1963).

Пестроцветные терригенные, терригенно-туфогенные отложения нижнего карбона и угленосные молассы среднего — верхнего карбона и нижней перми выполняют небольшие коробчатые мульды или узкие грабены. Мощность этих отложений не превышает 1000 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. 1961. Краткий очерк стратиграфии силурийских отложений долины Больших Озер в сопоставлении с силуром Тувинского прогиба. — В кн. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Амантов В. А. 1963а. Геология и проблемы геолого-структурного районирования каледонид территории Северо-Западной Монголии (Котловина Больших Озер и Западный Хангай). Автореф. канд. дисс. Л.
- Амантов В. А. 1963б. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., Гостоптехиздат.
- Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Магросов П. С. 1962. О развитии геологических структур Западной Монголии. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

- Амантов В. А., Матросов П. С.** 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатой области. — В кн. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской области». Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Беззубцев В. В., Лувсанданзан Б., Федоровский В. А.** 1963. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., Гостоптехиздат.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Москаковский А. А., Пожарский И. Ф., Херасков Н. Н.** 1959. Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 1.
- Буточи Данзан, Матросов П. С.** 1959. Стратиграфия и фации девонских отложений северо-западной части Монгольского Алтая. — Сов. геология, № 6.
- 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.
- Владимирский Г. М.** 1959. Новые данные по стратиграфии палеозоя западной части южного склона Западного Саяна. — Информ. сборник ВСЕГЕИ, № 21.
- Волочкович К. Л.** 1961. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 36, вып. 1.
- Дергунов А. Б.** 1965. Особенности сочленения Горного Алтая с Западным Саяном и Тувой в нижнем силуре. — Геол. и геофиз., № 4.
- Зайцев Н. С.** 1960. Кембрий Тувы. — Геол. и геофиз., № 7.
- Зоненшайн Л. П.** 1963. Тектоника Западного Саяна. М., Гостоптехиздат.
- Иванов А. Х.** 1953. Восточное Прикосогорье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание. — Труды Монгольской комис. АН СССР, вып. 3.
- Лебедева З. А.** 1926. Геологические исследования восточной окраины Хархиринского массива Северо-Западной Монголии. — В кн. «Северная Монголия», вып. 1. Л., Изд-во АН СССР.
- Маринов Н. А.** 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Нейбург М. Ф.** 1926. Предварительный отчет о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 г. — Труды Геол. и мин. музея АН СССР, 5, вып. 6.
- Нейбург М. Ф.** 1929. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хайрхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 г. — Материалы Комис. по исслед. Монгольской и Танну-Тувинской народных республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 7.
- Нехорошев В. П.** 1958. Геология Алтая. М., Госгеолтехиздат.
- Рачковский И. П.** 1928. Маршрутные исследования в районе южной части Западной Монголии. — Отчет о деятельности АН СССР за 1927 год, т. II. Л., Изд-во АН СССР.
- Рачковский И. П.** 1932. Краткий отчет о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР и Научно-исследовательского Комитета МНР в 1931 г. — Труды Монгольской комис. АН СССР, вып. 6.
- Рачковский И. П.** 1936. Элементы геологического состава и структуры площади Монголии — Тувы и проблема тектогенеза Восточной Азии. Тезисы к диссертации на степень доктора геолого-минералогических наук, М., Изд-во АН СССР.
- Синицын В. М.** 1956. Заалтайская Гоби. Геологические реконструкции летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.
- Чернышев Б. Б.** 1937а. Силурийские брахиоподы Монголии и Тувы. — Труды Монгольской комис. АН СССР, № 29, вып. 5.
- Чернышев Б. Б.** 1937б. Силурийские и девонские Tabulata Монголии и Тувы. — Труды Монгольской комис. АН СССР, № 30, вып. 6.
- Чернышева Н. Е.** 1937. Силурийские и девонские трилобиты Монголии и Тувы. — Труды Монгольской комис. АН СССР, № 23.
- Янов Э. Н.** 1963. Пригеосинклинальные прогибы и межгорные впадины Алтае-Саянской складчатой области. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 85.

О СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО СКЛОНА ХРЕБТА БОЛНАЙ (СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ ХАНГАЙ)

Северо-западная часть Хангайского нагорья до последнего времени оставалась слабо изученной территорией Монголии, описание геологического строения которой основывалось лишь на данных немногочисленных рекогносцировочных маршрутных пересечений. Согласно существовавшему данным предполагалось, что здесь господствуют гранитоиды, а стратифицированные толщи представлены в основном вулканогенными породами, которые относились к среднему или верхнему палеозою (Маринов, 1957; Беззубцев и др., 1963). Проведенные в 1964—1965 гг. мелкомасштабные геологосъемочные работы в пределах северо-западной части Хангайского нагорья показали, что на этой территории действительно широко развиты глубоко эродированные гранитоидные интрузии. Однако выяснилось, что кроме гранитоидов здесь присутствуют весьма разнообразные по составу толщи, принадлежащие различным элементам стратиграфического разреза, причем возраст нижнекембрийских, среднедевонских, верхнепермских и юрских вулканогенных или терригенных толщ удалось обосновать находками органических остатков.

Полученные новые данные имеют важное значение для расшифровки геологического строения исследованной и сопредельной с нею территории. В частности, большой интерес в этом отношении представляет обнаружение на южном склоне Болнайского хребта среднедевонских терригенных отложений, содержащих остатки флоры и фауны. Следует отметить, что до этого фаунистически охарактеризованные девонские образования были известны на весьма значительном расстоянии от этих мест — в центральной части Хангайского нагорья у сомона Таряту и далеко на западе Монголии в районе Улангома (Маринов, 1957).

Среднедевонские отложения на южном склоне хр. Болнай были обнаружены на левобережье р. Идэрин-Гол ниже Тосын-Цэнгэла (см. рис.) в трех пунктах: 1) в 5 км ниже р. Дод-Харганаин-Гол, 2) в верховье р. Худжиртуин-ам, следующего вниз по течению левого притока р. Идэрин-Гол, и 3) на правобережье р. Хуяхтуин-Гол, в 8 км западнее и юго-западнее сомона Хуяхтуин-Хурэ. Во всех этих пунктах среднедевонские отложения, залегаая с разрывом и несогласием на докембрийских образованиях или на нижне- и среднепалеозойских гранитоидах, сохранились в очень ограниченных по площади (первые квадратные километры) спиллиналеподобных структурах, в пределах которых породы собраны в простые пологие складки с углами падения слоев 10—15, реже 30°.

Основную роль среди отложений среднего девона играют разногалеchnые до валунных конгломераты, состоящие из обломочного материала местных пород. Конгломератам резко подчинены тонкообломочные породы: песчаники и алевролиты. Местами присутствуют андезитовые порфириды.

Лучше всего среднедевонские отложения обнажены в 5 км ниже р. Дод-Харганаин-Гол, где они несогласно залегают на сложной дислоцированных докембрийских породах. В основании разреза здесь наблюдается переслаивание черных мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников с тонкослоистыми темно-серыми алевролитами. В отдельных прослоях алевролитов собраны мелкие ребристые остатки раковин *Camarotoechia* sp. (опреде-

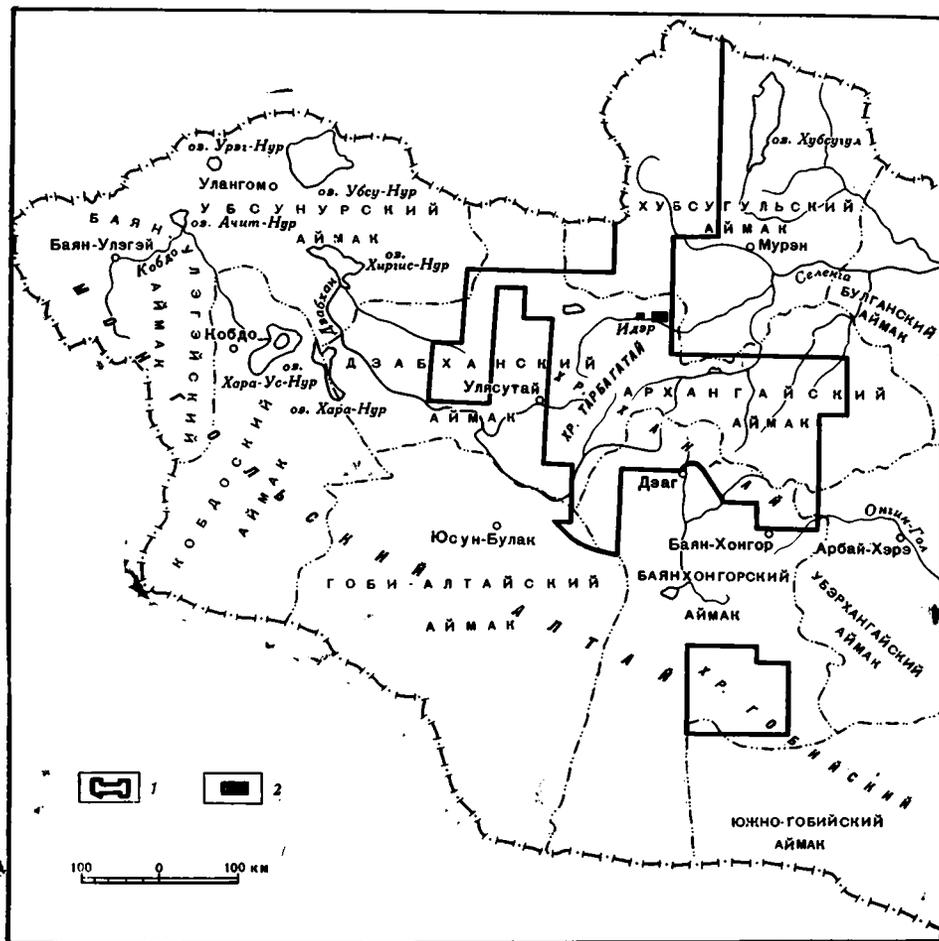


Схема расположения районов работ в Западной Монголии

1 — территория, охваченная мелкомасштабными геологическими работами в 1964—1965 гг.;
2 — площадь развития среднедевонских отложений на южном склоне хребта Болнай

ления Е. Е. Павловой), а также многочисленные обломки листьев и стеблей. А. Л. Юриной из остатков флоры определены: *Protopteridium* cf. *hostimense* Krejci, *Taeniocrada* cf. *decheniana* (Goerpp.) Kräus. et Weyl. и *Aphylopteris* sp. Мощность этой пачки измеряется первыми метрами. Выше располагаются серые разногачечные, плохо сортированные конгломераты, сцементированные песчаным или алевритовым материалом. Галька весьма обильная, хорошо окатанная. Она распределена неравномерно как по горизонтали, так и по вертикали. Размер гальки варьирует от 3—5 до 15—20 см. Изредка встречаются очень крупные валуны. Среди гальки преобладают вулканогенные породы кислого состава. Интрузивная галька составляет примерно 25—30% от общего количества. По размеру она обычно более крупная, чем эффузивная. Интрузивная галька представлена бледно-розовыми и розовыми, различными по зернистости, иногда порфировидными нормальными и субщелочными гранитами. Встречаются и гипабиссальные разности. Многие из этих гранитов очень похожи, а некоторые (например, субщелочные граниты) неотличимы от гранитов, свойственных нижне-среднедевонскому комплексу. Мощность конгломератов около 100 м. Выше, после перерыва, согласно с конгломератами залегают андезитовые порфириты, мощность которых менее 100 м. Суммарная мощность отложений на этом участке около 200 м.

В верховье р. Худжиртуин-ам в условиях плохой обнаженности встречено несколько выходов крупногалечных конгломератов, сцементированных песчаным материалом, образовавшимся в результате разрушения подстилающих диоритов нижнепалеозойского интрузивного комплекса. Галька в конгломератах хорошо окатана и представлена в основном интрузивными породами, многие из которых похожи на гранитоиды нижнепалеозойского и девонского комплексов. Видимая мощность конгломератов на этом участке измеряется первыми десятками метров.

На правобережье р. Хуяртуин-Гол рассматриваемые отложения, залегающая на ниже- и среднепалеозойских гранитоидах, по характеру разреза и набору пород¹ весьма близки к описанным на первом участке. В основании разреза здесь собрана флора, хуже сохранившаяся и поэтому неопределимая. Мощность отложений на этом участке — 300 м.

Таким образом, рассматриваемые отложения на всех участках достаточно близки друг другу. Особенно показательны в этом отношении конгломераты, обломочный материал которых представлен главным образом ниже-среднедевонскими гранитоидами и вулканогенными породами.

Возраст этих существенно терригенных отложений определяется на основании обнаруженных в них органических остатков. Согласно заключению А. Л. Юриной, комплекс растений позволяет достаточно уверенно относить их к среднему девону. Особенно представлен в этом отношении вид *Protopteridium* cf. *hostimense* (из папоротникового типа *Pteropsida*), известный только в среднедевонских отложениях.

Фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

По характеру обломочного материала, типу пород, условиям осадконакопления и другим особенностям описываемые среднедевонские отложения принадлежат типично орогенной молассовой формации, образование которой происходило в отдельных, видимо небольших по размеру межгорных котловинах или прогибах, наложенных на уже сформированные раннекаледонские структуры. Обломочный материал, заполнявший эти депрессии, имел местное происхождение и доставлялся в них с близ расположенных горных сооружений. Несмотря на незначительное распространение и небольшую мощность, молассовые образования могут с уверенностью параллелизоваться с широко развитыми и более мощными среднедевонскими молассами Тувы, Западного Саяна, Минусинских впадин.

Среднедевонские породы, развитые в северо-западной части Хангайского нагорья и содержащие морскую фауну, свидетельствуют о более широком, чем предполагалось ранее, распространении среднедевонского морского бассейна. Этот бассейн, располагаясь в основном в герцинской области, переживающей в это время главный этап геосинклинального развития, частично охватывал и прилегающую к ней с севера область раннекаледонской складчатости, вступившей уже в орогенный (заключительный) этап геосинклинального развития. Залегание охарактеризованных среднедевонскими остатками отложений на гранитах, прорывающих поблизости вулканогенную нижедевонскую толщу, и присутствие в них обломков этих гранитов свидетельствуют о среднедевонском верхнем возрастном пределе субщелочных и нормальных гранитоидных интрузий, широко развитых в этой части монгольских каледонид.

ЛИТЕРАТУРА

- Беззубцев В. В., Лувсанданзан Б., Федоровский В. А. 1963. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии. — В кн. «Материалы по геологии Монгольской Народной Республики». М., Гостоптехиздат.
- Маринов Н. А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.

¹ Андезитовые порфириды здесь не были встречены.

НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГО-ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Палеонтологически обоснованные фаменско-турнейские и визейские осадки в Юго-Западной Монголии впервые были установлены В. М. Сидниным (1956), проводившим в 1951 г. рекогносцировочные исследования в Заалтайский Гоби. За истекшие годы, в результате выполненных большим коллективом геологов с участием автора съемочных и тематических работ в названном регионе получено много новых интересных данных по его геологическому строению. В частности, этими исследованиями выявлено более широкое распространение нижнекаменноугольных отложений по сравнению с ранее выделявшимися полями их развития и значительные фациальные отличия этих осадков в различных частях Юго-Западной Монголии (рис. 1).

В настоящее время в составе этих отложений, помимо нерасчлененных нижнекарбонových образований, выделяются фаунистически охарактеризованные отложения турнейского и визейского ярусов.

Турнейский ярус

Фаунистически охарактеризованные осадочно-вулканогенные отложения турнейского яруса установлены в западной части Заалтайской Гоби — в хребтах Байтаг-Богдо, Бага-Хавтаг, Барангийн-Нуру, Нарийн-Хар-Нуру, в урочище Бор-Хабцал и в других местах. В составе их выделяются две толщи: нижняя, вулканогенная, и верхняя, терригенно-кремнистая (рис. 2).

Вулканогенная толща сложена преимущественно порфиритами, их пирокластами при подчиненном значении основных и кислых пород. Прослой и пачки туфогенно-кремнистых пород встречаются по всему разрезу, но особенно часто — в верхах толщи. При этом в хребтах Байтаг-Богдо, Барангийн-Нуру, в районе горы Дамджигин-Хурэн-Ула и в других местах западной части Заалтайской Гоби вулканогенная толща представлена андезитовыми, роговообманковыми, пироксеновыми порфиритами и их туфами с редкими горизонтами кремнистых пород.

В низовьях р. Барлагин-Гол, в северных предгорьях хр. Тахин-Шара-Нуру, по юго-западным склонам хр. Адж-Богдо в составе толщи значительную роль играют туфы смешанного состава, появляются горизонты кислых эффузивов и известняков. Так, в разрезе, изученном В. А. Федоровским и автором в урочище Бор-Хабцал, находящемся северо-восточнее хр. Тахин-Шара-Нуру, в низах залегают пестроокрашенные грубообломочные туфы, туфобрекчии, лавобрекчии кислого состава с горизонтами фельзит-порфиринов общей мощностью более 300 м. Среди этих грубокластических туфов отмечаются отдельные прослой туфогенно-кремнистых пород и линзы криноидных известняков. Выше по разрезу обнажаются туфы, туфобрекчии смешанного состава, реже туфы порфиритов с покровами пироксеновых и андезитовых порфиритов мощностью до 450 м. В средней части разреза толщи располагаются альбитофиры и их туфы

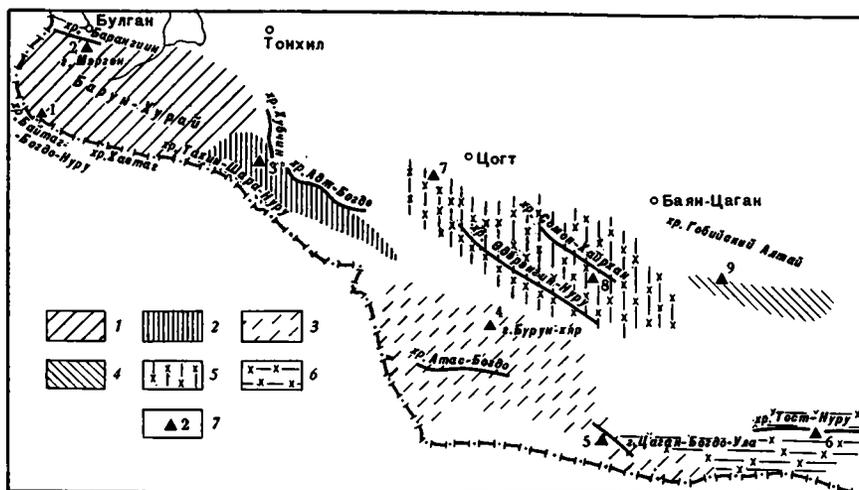


Рис. 1. Схема распространения отложений нижнего карбона

1 — морские вулканогенные, терригенно-кремнистые (C_1t) и прибрежно-морские терригенные, местами угленосные (C_1v) отложения; 2 — морские преимущественно вулканогенные (C_1t) и туфогенно-карбонатные (C_1v) отложения; 3 — прибрежно-морские терригенные отложения; 4 — морские карбонатно-терригенные отложения; 5 — морские, преимущественно вулканогенные отложения; 6 — субаральные вулканогенные отложения; 7 — местоположение разрезов

мощностью 150 м. Верхи разреза сложены переслаивающимися покровами андезитовых, пироксеновых, реже диабазовых порфиритов и их туфов, туфобрекчий общей мощностью до 700 м. Суммарная видимая мощность вулканогенной толщи в районе урочища Бор-Хабцал достигает 1600 м. Она здесь с размывом и несогласно перекрывается отложениями визейского яруса.

По данным А. В. Пекурова, сходный состав имеет вулканогенная толща и в районе горы Аргаланту-Ула, в низовьях р. Барлагин-Гол, где в ее разрезе преобладают грубые пирокластические образования среднего и смешанного состава. В подчиненном количестве присутствуют покровы андезитовых и пироксеновых порфиритов, пачки туфопесчаников и туфоконгломератов. Вся мощность толщи в этом районе составляет более 2000 м.

Возраст вулканогенной толщи различными исследователями трактовался по-разному. В. М. Синицын (1956) описывал ее под названием порфиритовой свиты верхнего девона, П. С. Матросов (1960) относил к байтакской свите нижнего — среднего девона. Наблюдения автора в хребтах Байтаг-Богдо, Барангин-Нуру и в районе к югу от горы Дамджигин-Хурэн-Ула показали непрерывность разреза и единый план дислокации вулканогенной толщи с вышележащими терригенно-кремнистыми отложениями, охарактеризованными фауной турнейского яруса. Редкие фаунистические находки, в частности *Spirifer* sp. (из сборов В. А. Федоровского на северных склонах хр. Тахин-Шара-Нуру в окрестности горы Гох-Ула), *Chonetes* sp., *Schuchertella* sp. (из сборов А. В. Пекурова в районе горы Аргаланту-Ула), согласно заключению М. А. Ржонсницкой и А. Н. Сокольской, позволяют датировать возраст вулканогенной толщи в диапазоне от верхнего девона до нижнего карбона.

Верхняя терригенно-кремнистая толща в указанных выше районах совершенно согласно залегает на подстилающих вулканогенных породах. Последние в верхних горизонтах содержат прослой и пачки кремнистых пород. Терригенно-кремнистая толща сложена монотонными серыми, зеленовато-серыми кремнистыми алевrolитами, песчаниками и яшмовид-

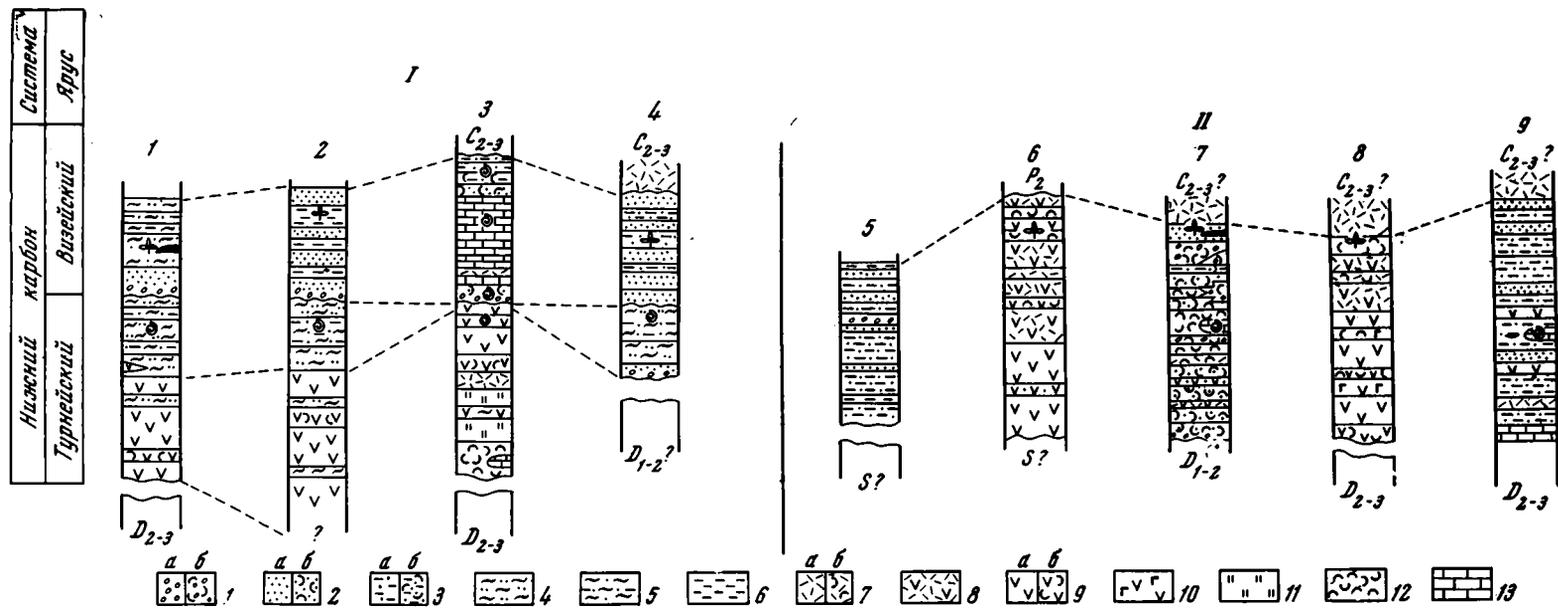


Рис. 2. Схема сопоставления нижнекаменноугольных отложений Юго-Западной Монголии

I — западная часть Заалтайского Гоби: 1 — северный склон хребта Байтаг, 2 — южный склон хребта Барангин, 3 — урочище Бар-Хабцал, 4 — район г. Буриан-Хяр; II — восточная часть Заалтайского Гоби: 5 — район колодца Тыврых-Худук к западу от горы Цаган-Богдо-Ула, 6 — хребет Тост-Туру, 7 — гора Ямату-Хурэн, 8 — хребет Сомон-Хайрхан, хребет Эбрэнгийн-Нуру, 9 — гора Цаган-Холгин-Цахир-Ула

1a — конгломераты; 1б — туфокогломераты; 2a — песчаники; 2б — туфопесчаники; 3a — алевролиты; 3б — туфоалевролиты; 4 — кремнистые породы; 5 — яшмовидные породы; 6 — глинистые сланцы; 7 — эффузивы кислого состава: а — лавы, б — пирокластические породы; 8 — эффузивы смешанного состава; 9 — эффузивы среднего состава: а — лавы; б — пирокластические породы; 10 — андезито-базальты; 11 — туфы основного состава; 12 — вулканические брекчии;

13 — известняки

ными кремнистыми породами с пластовыми залежами эффузивов среднего состава. В них отмечаются редкие тонкие прослои известковисто-кремнистых пород, обычно с морской фауной, изредка горизонты известняков и линзы углей. Мощность толщи составляет 500—700 м. Турнейский возраст ее фаунистически впервые был обоснован В. М. Сяницыным (1956) на юго-восточном окончании хр. Байтаг-Богдо, в окрестностях родника Олон-Булак, где она имеет мощность 700 м.

Собранная нами фауна брахиопод — *Plicochonetes* ex gr. *P. elegans* (Kon.) (в районе южнее горы Дамджигин-Хурэн-Ула), *Mucrospirifer* sp. (в долине р. Худжирт-Гол на северном склоне хр. Байтаг-Богдо), *Leptaenella* sp., Strophomenida и мшанок — *Polypora* sp. (южный склон хр. Барангин-Нуру) согласно заключению А. Н. Сокольской и Н. А. Шишовой, определяет возраст терригенно-кремнистой толщи в объеме турнейского яруса. Турнейский возраст имеет терригенно-кремнистая толща, развитая по северным склонам хр. Тахин-Шара-Нуру. В составе фауны брахиопод, собранной В. А. Федоровским и автором в горизонте известняков в верхах разреза этой толщи (окрестность колодца Царгин), М. А. Смирновой и Л. В. Нехорошевой установлены виды: Strophomenidae gen. et sp. indet., *Chonetes* cf. *annulata* Plotn. et Jan., *Ch.* cf. *djungarica* Plotn. et Jan., *Plicatifera* sp., *Dictyoclostus crawfordsvillensis* (Well.), *D.* cf. *viminalis* (White), *D.* aff. *burlingtonensis* (Hall.), *Welleria subtrigona* (Meek et Worthen), *Spirifer* cf. *taidonensis* Tolm., *S.* cf. *baiani* Nal., *S.* ex gr. *grimesi* Hall., *S. forbesi* Norw. et Pratten., *S.* ex gr. *attenuatus* Sow., *Brachythyris suborbicularis* Hall., *Syringothyris* sp., *Tylothyrus laminosa* (M'Coy), указывающие на турнейский возраст данной толщи.

На севере Барун-Хурайской котловины, в районе горы Мэргэн-Ула, по наблюдениям автора, терригенно-кремнистая толща несогласно перекрывается песчаниково-сланцевой толщей визейского яруса. Последнюю П. С. Матросов (1960) выделил в мергенскую свиту и по возрасту отнес к верхнему девону — турнейскому ярусу. Приведенная П. С. Матросовым для обоснования ее возраста фауна, по-видимому, была собрана в породах подстилающей терригенно-кремнистой толщи.

В более восточной части Заалтайской Гоби турнейские терригенно-кремнистые отложения известны в районе горы Бурин-Хяр и в мелкопочниках Сайрын-Шанданы — Хар-Ула, где они выделялись еще В. М. Сяницыным, но оставались фаунистически не охарактеризованными. В указанных районах рассматриваемые отложения представлены серыми, зеленоватыми кремнистыми песчаниками, алевролитами, собранными в мелкие пологие складки. Общая мощность их не превышает 500—600 м. С подстилающими зеленокаменными вулканогенными образованиями нижнего — среднего девона (?) они контактируют по разлому и перекрываются кислыми вулканитами среднего — верхнего карбона (?). Собранная нами в районе к северу от горы Бурин-Хяр фауна брахиопод — *Chonetes* sp., *Productus* sp. ind., *Camarotoechia? rowleyi* Well., *Tylothyrus* cf. *laminosa* M'Coy., гастропод — *Mourlonia carinata* (Sow.), *M.* cf. *carinata* (Sow.), — по мнению Е. В. Владимирской, Г. В. Котляра и И. П. Бутусовой, указывают на нижнекаменноугольный, скорее всего на турнейский возраст этих отложений.

Визейский ярус

Отложения визейского яруса развиты в основном в тех же районах, что и турнейские. На последних они залегают с отчетливым несогласием и слагают пологие синклинальные структуры. В северных предгорьях хребтов Байтаг-Богдо и Хавтаг отложения визейского яруса представлены прибрежно-морскими фациями. Низы разреза сложены серыми, зеле-

новато-серыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами мощностью около 250—300 м. Из наших сборов в устье ущелья Нарин-Карагайт-Гол, на северных склонах хр. Байтаг-Богдо Е. Е. Павлова определила визейские брахиоподы (*Rugosochonetes* aff. *vaughani* Muir-Wood), а Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкая — флору (*Angaropteridium* sp., *Acterocalamites* sp., *Mesocalamites* sp.), позволяющую относить вмещающие породы к визейскому ярусу.

В верхней части толщи преобладают серые, темно-серые кремнистые песчаники, алевролиты с прослоями глинисто-кремнистых и углито-глинистых сланцев с углями, а местами (хр. Бага-Хавтаг) с известняков общей мощностью до 500—600 м. Среди флоры, собранной нами в разрезе по долине р. Будун-Карагайт-Гол в окрестности горы Тэкеле-Давадорж, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкая установили нижне-визейские формы: *Lepidodendropsis martjanowi* Radcz., *Hartungia alternans* (Schm.) Radcz., *Sublepidodendron subfallax* Nath., *Tomiodendron promientis* Radcz., *T. angustum* Radcz., *T. lepidodendroides* Radcz.

В хр. Нарийн-Хар-Нуру (горы Цаган-Тологой) и на южных склонах хр. Барангин-Нуру (район горы Мэргэн-Ула) отложения визейского яруса представлены песчаниково-сланцевой толщей мощностью до 1000 м. В основании ее залегают серые грубозернистые песчаники и гравелиты мощностью 40—50 м. Выше располагается мощная (до 800 м) пачка переслаивания серых, буровато-серых разнозернистых полимиктовых песчаников и темно-серых и черных тонколистоватых глинистых сланцев. Мощность отдельных слоев сланцев и песчаников варьирует от 0,5—1 до 10—15 м, причем сланцы преобладают в верхах разреза.

В районе горы Мэргэн-Ула песчаниково-сланцевую толщу, как уже отмечалось выше, П. С. Матросов (1960) выделил в мергенскую свиту. Собранный им из верхов разреза этой толщи флора, по мнению Г. П. Радченко, свидетельствует скорее всего о ее ранневизейском возрасте.

В юго-восточной части Барун-Хурайской котловины, на участке между хребтами Тахин-Шара-Нуру и Хубчин-Нуру, в составе визейских отложений существенную роль играют известняки и туфогенно-терригенные породы.

Наиболее полный разрез визейских отложений изучен В. А. Федоровским и автором в верховьях сухого русла Бор-Хабцал к северо-востоку от хр. Тахин-Шара-Нуру, где они несогласно, с разрывом залегают на вулканогенной толще турне и слагают пологую синклиналь. Базальные слои мощностью 150 м представлены зеленовато-серыми туфопесчаниками и туфоконгломератами с маломощными прослоями туфов. Выше залегают серые, светло-серые известняки мощностью до 850 м, с богатой фауной брахиопод, криноидей, мшанок и кораллов визейского возраста. Из наших сборов среди мшанок О. Ф. Лазуткиной и В. П. Нехорошевым установлены *Fistulipora* sp., *Tabulipora* sp. n., *Fenestella* ex gr. *bukhtarmensis* Nekh., *F.* aff. *compressa* Ulr., *F.* ex. gr. *compressa* Ulr., *F.* sp. indet., *F.* ex. gr. *trangularis* Nekh., *Polypora* aff. *roriopora* Nekh., *P.* cf. *biseriata* Ulr. *P.* sp. indet., *Septopora* sp., *Streblotrypella* sp. В составе брахиоподовой фауны Г. Е. Черняком определены *Dictyoclostus* sp., *Spirifer* ex gr. *cinctus* Keys., *Martinia* sp., а из кораллов присутствуют *Michelinia megastoma* Phill. В известняках, особенно в их нижних горизонтах, встречаются прослой и пачки туфогенных пород и пепловых туфов.

Верхняя часть разреза визейской толщи в данном районе сложена монотонными темно-серыми, зеленовато-серыми туфоалевролитами пепловыми туфами и туффитами мощностью до 350 м. Среди собранной нами фауны из этой части разреза В. П. Нехорошев определил мшанки: *Fenestella* sp. indet., *Polypora bukhtarmensis* Nekh., *Polypora* sp. indet., *Pinnatopora* sp., *Sulcoretopora* sp. indet., *S.* ex gr. *altaica* Nekh., Г. Е. Черняк — брахиоподы: *Dichtyoclostus* sp., *D. karagandensis* Sim., *Buxtonia* cf.

scabriculoides (Paeck.), *Tetracamera* aff. *subrigona* Weller., *Spirifer* cf. *tenuicostatus* Hall., *S.* ex gr. *bisulcatus* Sow., *S.* aff. *forbesi* N. P., *Syringothyris* sp., *Spiriferina* sp., *Schuchertella magna* Tolm., *Torynifer* sp., *Rotata subtrigona* (Meek et Worthen), *Schizophoria* ex gr. *resupinata* (Mart.), *Chonetes* sp., *Ch. ishimicus* Nal., *Avonia* aff. *bloiri* (Mill.), *Rhynchopora cooperensis* (Shum.), *Delthyris novamexicana* (Mill.), *Pseudosyrinx* sp., *P.* aff. *gigas* Well., *Athyris* ex gr., *expansa* (Phill.), *Dielasma* sp., а И. П. Бутусовой — гастроподы: *Rhineoderma radula* (Koninck.), *Mourilena striata* (Sowerby).

Максимальная мощность визейских отложений в бассейне верхнего течения русла р. Бор-Хабцал составляет 1300 м. По направлению к западу мощность этих отложений резко уменьшается за счет выпадения верхних туфогенно-терригенных горизонтов. Так, в районе родника Тодагин-Ус визейские известняки, содержащие аналогичный с вышеперечисленным богатый комплекс фауны мшанок, брахиопод и кораллов, достигают мощности не более 250 м. Здесь они с размывом перекрываются вулканогенной толщей среднего — верхнего карбона (?). В прилегающих с востока районах (горы Эрдэни-Чулутуин-Ула, родник Ногон-Добоин-Ус) визейские отложения, представленные в основном известняками с богатой фауной брахиопод и мшанок, описывались ранее В. М. Синицыным (1956).

К юго-востоку от русла р. Бор-Хабцал, в районе мелкосопочников Цахирин-Торэ, отложения визейского яруса слагают пологую синклиналь. В низах видимого разреза залегают андезитовые порфириты и их туфы, сменяющиеся выше пачкой (250—300 м) туфопесчаников и алевролитов с прослоями известняков. В верхах располагаются горизонты криноидных и брахиоподовых известняков мощностью в несколько сотен метров.

Еще восточнее, в пределах юго-восточных отрогов хр. Адж-Богдо — в котловине Хара-Сайрин-Хундэй, в горах Дзун-Дзангагу, Сэрбэнг-Хайрхан и Элэсуту — визейские отложения представлены преимущественно терригенными породами. На подстилающих породах девона и турнейского яруса они залегают несогласно с базальными конгломератами (до 50 м) в основании. Выше располагаются серые, зеленовато-серые грубозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью от 70 до 300 м. Верхи разреза сложены перемежающимися мелко- и среднезернистыми песчаниками и темно-серыми и черными алевролитами. Суммарная мощность визейских отложений в этих районах не превышает 1000 м. Визейский возраст их устанавливается в основном по флоре. Так, в составе флоры, собранной нами в песчаниках и углистых прослоях южнее горы Бурин-Хяр, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербницкая определили *Mesocalamites mrassiensis* Radcz., *Asterocalamites* sp., *Knorria* sp., встречающиеся в верхах острогской свиты Кузбасса.

Нижний карбон нерасчлененный

Ближе нерасчлененные отложения нижнего карбона за последние годы стали известны во многих районах восточной части Заалтайской Гоби — на юге в системе Гобийского Тянь-Шаня, на севере в хребтах Эдрэнггйн-Нуру, Сомон-Хайрхан-Ула и Даян-Нуру, а также в Гобийском Алтае (район к югу от хр. Их-Богдо). В указанных районах нижний карбон представлен осадочными и вулканогенными образованиями, обнаруживающими значительные фациальные изменения. В их состав, судя по имеющимся органическим остаткам, входят отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов. Однако недостаточное количество данных по стратиграфии этих отложений еще не позволяет их расчленить.

В Гобийском Тянь-Шане, в его западной части — в хребтах Атас-Богдо, Хатан-Судлын-Хяр и в районе западнее горы Цаган-Богдо — нижнекаменноугольные прибрежно-морские отложения представлены черными кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, серыми

полимиктовыми песчаниками, реже гравелитами и конгломератами. Неполная мощность этих отложений в отдельных разобщенных и частично ассимилированных гранитными интрузиями выходах варьирует от нескольких сотен метров до 1000—1500 м.

Возраст этих отложений В. М. Синицын (1956) считал визейским, основываясь на флоре — *Calamites* sp., *Rhachiopteria* sp., собранной им в районе высоты Индыр, западнее горы Цаган-Богдо. По нашим наблюдениям, в этом же районе, к югу от колодца Тыврых-Худук, обнажаются черные тонкоплитчатые алевролиты с маломощными прослоями серых песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев общей мощностью не менее 800 м. Среди флоры, собранной в 1 км южнее колодца Сухайту-Худук, Г. А. Радченко определены *Rachiopteria punctatus* Radcz., *Pteridorchis* sp., характерные для низов турнейского яруса. В верхах видимого разреза залегают перемежающиеся серые песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями и пачками черных алевролитов мощностью до 500 м.

Восточнее в горах Цаган-Богдо, в хребтах Тост и Ноен терригенные осадки сменяются наземными вулканогенными образованиями мощностью более 2000 м. В разрезе к югу от колодца Улан-Тологойн-Худук, на восточном окончании хр. Тост в низах вулканогенной толщи преобладают лиловатые, буроватые андезито-базальтовые порфириты, которые вверх по разрезу замещаются покровами андезитовых и дацитовых порфиритов с горизонтами липаритовых порфиров. В них встречаются прослои и пачки пестроокрашенных туфов, туфобрекчии, реже лавобрекчии среднего и кислого состава. В составе флоры, собранной нами в прослое пепловых туфов в окрестностях колодца Алак-Худук, северо-западнее горы Хашяту-Ула, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкая определили *Lepidodendropsis oblongatus* Rodcz., *Hartungia* aff. *volkmanniana* (Schm.) Radcz., *Knorria acicularis* Stornb., позволяющие датировать возраст вулканогенной толщи как визейский. Вулканогенная толща в данном районе залегают стратиграфически выше кремнисто-вулканогенных отложений силура (?) и несогласно перекрывается континентальной угленосной молассой верхней перми.

Существенно вулканогенный состав имеет нижний карбон в хребтах Эдрэнгийн-Нуру и Сомон-Хайрхан-Ула, где доминируют андезитовые, роговообманковые, реже андезито-базальтовые порфириты и их пирокласты. Подчиненную роль играют липаритовые и дацитовые порфиры, приуроченные обычно к верхним горизонтам разреза. Суммарная мощность этих пород в указанных хребтах составляет более 2000 м. Флористические остатки, собранные Н. Г. Марковой в хр. Сомон-Хайрхан-Ула в 10 км к северо-востоку от колодца Боны-Худук и принадлежащие, по определению С. В. Мейена, к родам *Angaropteridium* и *Cardiopteridium*, свидетельствуют о каменноугольном, вероятнее визейско-намюрском возрасте вмещающих вулканогенных пород.

Западнее, в хр. Даян-Нуру, согласно данным В. В. Беззубцева, туфогенно-терригенные отложения нижнего карбона залегают несогласно (с базальными горизонтами в основании) на зеленокаменных породах нижнего среднего девона. Нижняя часть разреза в горах Табун-Обо-Сэрбэнг, Ямату-Хурэн сложена в основном туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослоями туфов и лавовых покровов среднего, изредка кислого состава. Выше разрез наращается песчаниками, алевролитами, туфогенно-кремнистыми сланцами с редкими линзами известняков, содержащих богатую фауну брахиопод, кораллов, криноидей. Местами в верхах разреза появляются пачки туфоконгломератов, туфов и туфобрекчии кислого состава. Общая мощность этих отложений достигает 1800—2000 м. Из сборов В. В. Беззубцева в окрестностях горы Тасархай-Хара-Ула Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская определили брахиоподы: *Linoproductus* sp., *Martinia* sp., *M. ex gr. glabra* (Mart.); *Chonetes* aff. *burlingtonensis* Well., *Buxtonia antiquissima* (Liss.), *Dictyoclostus* cf. *crawfordsvillensis* (Well.), *Spirifer* ex

scabriculoides (Paeck.), *Tetracamera* aff. *subrigona* Weller., *Spirifer* cf. *tenuicostatus* Hall., *S.* ex gr. *bisulcatus* Sow., *S.* aff. *forbesi* N. P., *Syringothyris* sp., *Spiriferina* sp., *Schuchertella magna* Tolm., *Torynifer* sp., *Rotania subtrigona* (Meek et Worthen), *Schizophoria* ex gr. *resupinata* (Mart.), *Chonetes* sp., *Ch. ishemicus* Nal., *Avonia* aff. *bloiri* (Mill.), *Rhynchopora cooperensis* (Shum.), *Delthyris novamexicana* (Mill.), *Pseudosyrinx* sp., *P.* aff. *gigas* Well., *Athyris* ex gr., *expansa* (Phill.), *Dielasma* sp., а И. П. Бутусовой — гастроподы: *Rhineoderma radula* (Koninck.), *Mourilenia striata* (Sowerby).

Максимальная мощность визейских отложений в бассейне верхнего течения русла р. Бор-Хабцал составляет 1300 м. По направлению к западу мощность этих отложений резко уменьшается за счет выпадения верхних туфогенно-терригенных горизонтов. Так, в районе родника Тодагин-Ус визейские известняки, содержащие аналогичный с вышеперечисленным богатый комплекс фауны мшанок, брахиопод и кораллов, достигают мощности не более 250 м. Здесь они с разрывом перекрываются вулканогенной толщей среднего — верхнего карбона (?). В прилегающих с востока районах (горы Эрдэни-Чулутуин-Ула, родник Ногон-Добоин-Ус) визейские отложения, представленные в основном известняками с богатой фауной брахиопод и мшанок, описывались ранее В. М. Синицыным (1956).

К юго-востоку от русла р. Бор-Хабцал, в районе мелкосопочников Цахирин-Торэ, отложения визейского яруса слагают пологую синклиналь. В низах видимого разреза залегают андезитовые порфириды и их туфы, сменяющиеся выше пачкой (250—300 м) туфопесчаников и алевролитов с прослоями известняков. В верхах располагаются горизонты криноидных и брахиоподовых известняков мощностью в несколько сотен метров.

Еще восточнее, в пределах юго-восточных отрогов хр. Адж-Богдо — в котловине Хара-Сайрин-Хундэй, в горах Дзун-Дзангату, Сэрбэнг-Хайрхан и Элэсуту — визейские отложения представлены преимущественно терригенными породами. На подстилающих породах девона и турнейского яруса они залегают несогласно с базальными конгломератами (до 50 м) в основании. Выше располагаются серые, зеленовато-серые грубозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов мощностью от 70 до 300 м. Верхи разреза сложены перемежающимися мелко- и среднезернистыми песчаниками и темно-серыми и черными алевролитами. Суммарная мощность визейских отложений в этих районах не превышает 1000 м. Визейский возраст их устанавливается в основном по флоре. Так, в составе флоры, собранной нами в песчаниках и углистых прослоях южнее горы Бурин-Хяр, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкая определили *Mesocalamites trassiensis* Radcz., *Asterocalamites* sp., *Knorria* sp., встречающиеся в верхах отрогской свиты Кузбасса.

Нижний карбон нерасчлененный

Ближе нерасчлененные отложения нижнего карбона за последние годы стали известны во многих районах восточной части Заалтайской Гоби — на юге в системе Гобийского Тянь-Шаня, на севере в хребтах Эдрэнгийн-Нуру, Сомон-Хайрхан-Ула и Даян-Нуру, а также в Гобийском Алтае (район к югу от хр. Их-Богдо). В указанных районах нижний карбон представлен осадочными и вулканогенными образованиями, обнаруживающими значительные фациальные изменения. В их состав, судя по имеющимся органическим остаткам, входят отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов. Однако недостаточное количество данных по стратиграфии этих отложений еще не позволяет их расчленить.

В Гобийском Тянь-Шане, в его западной части — в хребтах Атас-Богдо, Хатан-Судлын-Хяр и в районе западнее горы Цаган-Богдо — нижнекаменноугольные прибрежно-морские отложения представлены черными кремнистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, алевролитами, серыми

полимиктовыми песчаниками, реже гравелитами и конгломератами. Неполная мощность этих отложений в отдельных разобщенных и частично ассимилированных гранитными интрузиями выходах варьирует от нескольких сотен метров до 1000—1500 м.

Возраст этих отложений В. М. Синицын (1956) считал визейским, основываясь на флоре — *Calamites* sp., *Rhachiopteria* sp., собранной им в районе высоты Индыр, западнее горы Цаган-Богдо. По нашим наблюдениям, в этом же районе, к югу от колодца Тыврых-Худук, обнажаются черные тонкоплитчатые алевролиты с маломощными прослоями серых песчаников, глинистых и углисто-глинистых сланцев общей мощностью не менее 800 м. Среди флоры, собранной в 1 км южнее колодца Сухайту-Худук, Г. А. Радченко определены *Rachiopteris punctatus* Radcz., *Pteridorchis* sp., характерные для низов турнейского яруса. В верхах видимого разреза залегают перемежающиеся серые песчаники, гравелиты и конгломераты с прослоями и пачками черных алевролитов мощностью до 500 м.

Восточнее в горах Цаган-Богдо, в хребтах Тост и Ноен терригенные осадки сменяются наземными вулканогенными образованиями мощностью более 2000 м. В разрезе к югу от колодца Улан-Тологойн-Худук, на восточном окончании хр. Тост в низах вулканогенной толщи преобладают лиловатые, буроватые андезито-базальтовые порфириды, которые вверх по разрезу замещаются покровами андезитовых и дацитовых порфиритов с горизонтами липаритовых порфиров. В них встречаются прослои и пачки пестроокрашенных туфов, туфобрекчий, реже лавобрекчий среднего и кислого состава. В составе флоры, собранной нами в прослое пепловых туфов в окрестностях колодца Алак-Худук, северо-западнее горы Хашяту-Ула, Г. П. Радченко и Н. Г. Вербицкая определили *Lepidodendropsis oblongatus* Rodcz., *Hartungia* aff. *volkmanniana* (Schm.) Radcz., *Knorria acicullaris* Stornb., позволяющие датировать возраст вулканогенной толщи как визейский. Вулканогенная толща в данном районе залегают стратиграфически выше кремнисто-вулканогенных отложений силура (?) и несогласно перекрывается континентальной угленосной молассой верхней перми.

Существенно вулканогенный состав имеет нижний карбон в хребтах Эдрэнгийн-Нуру и Сомон-Хайрхан-Ула, где доминируют андезитовые, роговообманковые, реже андезито-базальтовые порфириды и их широкласты. Подчиненную роль играют липаритовые и дацитовые порфиры, приуроченные обычно к верхним горизонтам разреза. Суммарная мощность этих пород в указанных хребтах составляет более 2000 м. Флористические остатки, собранные Н. Г. Марковой в хр. Сомон-Хайрхан-Ула в 10 км к северо-востоку от колодца Боны-Худук и принадлежащие, по определению С. В. Мейена, к родам *Angaropteridium* и *Cardiopteridium*, свидетельствуют о каменноугольном, вероятнее визейско-намюрском возрасте вмещающих вулканогенных пород.

Западнее, в хр. Даян-Нуру, согласно данным В. В. Беззубцева, туфогенно-терригенные отложения нижнего карбона залегают несогласно (с базальными горизонтами в основании) на зеленокаменных породах нижнего среднего девона. Нижняя часть разреза в горах Табун-Обо-Сэрбэнг, Ямату-Хурэн сложена в основном туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослоями туфов и лавовых покровов среднего, изредка кислого состава. Выше разрез наращивается песчаниками, алевролитами, туфогенно-кремнистыми сланцами с редкими линзами известняков, содержащих богатую фауну брахиопод, кораллов, криноидей. Местами в верхах разреза появляются пачки туфоконгломератов, туфов и туфобрекчий кислого состава. Общая мощность этих отложений достигает 1800—2000 м. Из сборов В. В. Беззубцева в окрестностях горы Тасархай-Хара-Ула Т. Г. Сарычева и А. Н. Сокольская определили брахиоподы: *Linoproductus* sp., *Martinia* sp., *M. ex gr. glabra* (Mart.); *Chonetes* aff. *burlingtonensis* Well., *Buxtonia antiquissima* (Liss.), *Dictyoclostus* cf. *crawfordsvillensis* (Well.), *Spirifer* ex

gr. *cinctus* Keys, a B. A. Иванова — остракоды: *Paraparchites okent* (Münst.), *Microcheilinella subcorbuloides* (?) (Jones et Kirkby), *Bairdia plebeia* Reuss, *B. grandis* Jones et Kirkby. Комплекс перечисленных форм позволяет определить возраст вмещающих ее отложений в объеме нижнего карбона, скорее всего турнейского яруса (по остракодам).

В пределах южной части Гобийского Алтая — в районе гор Цаган-Халгин-Цахир-Ула и Их-Баян-Ула отложения нижнего карбона образуют небольшие разобщенные поля и тектонические блоки и представлены морскими карбонатно-терригенными, местами терригенно-вулканогенными образованиями. По данным Л. П. Зоненшайна и А. К. Уфлянда, в окрестностях колодца Баян-Сайрин-Худук, восточнее горы Цаган-Халгин-Цахир-Ула рассматриваемые отложения без видимого несогласия перекрывают кремнисто-вулканогенную толщу среднего — верхнего девона. В основании их залегает горизонт светло-серых криноидных известняков мощностью 150 м. Выше обнажаются преимущественно темно-серые и черные алевролиты, алевропесчаники, чередующиеся местами с серыми известковистыми песчаниками. В нижних и средних горизонтах разреза отмечаются покровы альбитофиров, андезитовых порфиритов, дацитовых и липаритовых порфиров мощностью 100—250 м, а также редкие линзы и прослои известняков с фауной брахиопод, пелеципод, криноидей. Из брахиопод Е. Е. Павлова определила нижнекаменноугольные формы: *Rugosochonetes* aff. *vaughani* Muir-Wood., *Torynifer* cf. *gasimurensis* (Fred.), *Camarotoechia* aff. *ekgantula* Rowley, *Syringothyris skinderi* Sok., *Martinia* sp., *Neospirifer* sp., *Marginirugus* sp., *Chonetes* sp., *Schuchertella* sp.

Общая мощность нижнего карбона в данном районе превышает 2000 м.

Несколько восточнее — в районе русла Шара-Сала и колодцев Тэмэн-Худзу-Худук, Алак-Ус-Худук из разреза выпадают вулканогенные образования, и нижний карбон представлен часто перемежающимися темно-серыми до черных алевролитами, аргиллитами и песчаниками с линзами и прослоями ракушняка. В составе фауны, наряду с брахиоподами и пелециподами, присутствуют нижнекарбоновые мшанки: *Fenestella* sp. ind., *Fenestella* sp. n., *Polypora* sp., *Arborocladia* sp., *Torynifer* cf. *gasimurensis* (Fred.) (определение Н. А. Шишовой). И, наконец, в районе горы Их-Баян-Ула, к югу от сомона Баян-Лэг весь разрез нижнего карбона, по Л. П. Зоненшайну и А. К. Уфляндю, сложен темно-серыми глинистыми, известковисто-глинистыми сланцами, алевролитами с частыми прослоями мелкозернистых песчаников и редкими линзами известняков суммарной мощностью до 2500 м. В составе фауны, собранной в линзах известняков восточнее горы Бага-Баян-Ула, Р. С. Елтышева указывает криноидей — *Platycrinites* cf. *laevis* Miller, *Anthinocrinus* cf. *carbonicus* Yelt., *Pentagonocyclicus circumvallatus* Yelt., *Cyclocyclicus kuangtungicus* J. Dubat., Н. А. Шишова — мшанки — *Fenestella* sp., *Polypora* sp., *Sulcoretepora* sp. ind.

Охарактеризованные отложения нижнего карбона в Гобийском Алтае без видимого несогласия залегают на кремнисто-вулканогенной толще среднего — верхнего девона и перекрываются вулканогенными образованиями среднего — верхнего карбона (?). Возраст их по перечисленной фауне брахиопод и криноидей может быть определен как нижнекаменноугольный, скорее всего в объеме турнейского и визейского ярусов.

Основываясь на изложенном выше фактическом материале, можно говорить, что нижнекаменноугольные отложения в пределах Юго-Западной Монголии представлены почти исключительно морскими образованиями, обнаруживающими значительные фациальные изменения как в разрезе, так и на площади. В турнейское время на большей части рассматриваемой территории, охватывающей Барун-Хурайскую котловину, хребты Байтаг-Богдо, Хавтаг, Барангийн-Нуру, а на востоке — систему хребтов Адж-Богдо, Эдрэнгийн-Нуру, формировались вулканогенные (порфирито-

вая формация) и терригенно-кремнистые отложения. Эти образования фиксируют наиболее мобильные осевые части прогиба и достигают мощности свыше 2500 м. В более краевых частях прогиба (в предгорьях Монгольского и Гобийского Алтая, в Гобийском Тянь-Шане) в это время в условиях прибрежного мелководья отлагались преимущественно терригенные и туфогенно-терригенные осадки, содержащие наряду с морской фауной флористические остатки.

После фазы складчатости в конце турнейского века, в визейское и, очевидно, также в намюрское время Юго-Западная Монголия представляла собой область резко дифференцированного прогибания с широким развитием шельфовых фаций неглубоких эпиконтинентальных морей на западе и с архипелагом вулканических островов в более восточной ее части. Так, в пределах Барун-Хурайской котловины и северных склонов хребта Байтаг-Богдо, Бага-Хавтаг в визейское время в условиях частой миграции береговой линии отлагались терригенные, преимущественно грубообломочные породы, содержащие местами прослой углисто-глинистых сланцев и линзы паралических углей (хр. Байтаг-Богдо). Аналогичные условия осадконакопления существовали в западной части Гобийского Тянь-Шаня и в прилегающих к нему с севера районах котловины Хара-Сайрин-Хундэй. Мощность этих терригенных отложений, содержащих наряду с морской фауной богатые флористические (лепидодендроновые) остатки, составляет 1000 м.

На участке к северу от хр. Тахин-Шара-Нуру и в мелкогогорьях Цахирин-Тора в удалении от береговой линии, в более стабильных условиях происходило формирование мощных (около 1000 м) толщ визейских известняков, ассоциирующихся местами с вулканогенными и туфогенно-терригенными образованиями. В этих породах наблюдается обилие остатков фауны (преимущественно брахиоподы, мшанки). Сходная фациальная обстановка существовала в пределах южных склонов Гобийского Алтая (к югу от хр. Их-Богдо), где в течение нижнего карбона накапливались тонкообломочные терригенные породы — алевролиты, глинистые сланцы, известковистые песчаники, перемежающиеся местами с крупными линзами известняков и вулканогенными породами.

В области, лежащей к югу от Гобийского Алтая и охватывающей хребты Сомон-Хайрхан-Ула, Эдрэнгийн-Нуру и восточную часть Гобийского Тянь-Шаня, по-видимому, в течение всего нижнего карбона имела место интенсивная вулканическая деятельность, в результате которой здесь образовалась мощная вулканогенная толща (андезито-липаритовая формация).

Тектонические движения, происходившие на рубеже нижнего и среднего карбона, обусловили сильное сокращение площадей морского осадконакопления, и в течение среднего — верхнего карбона территория Юго-Западной Монголии представляла собой арену континентального вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

- Матросов П. С. 1960. Основные черты стратиграфии девонских отложений Барун-Хурайской котловины. — Сов. геология, № 4.
Синицын В. М. 1956. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ СОПРЕДЕЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ МОНГОЛЬСКОГО И ГОБИЙСКОГО АЛТАЯ

Южные варисские дуги Монголии до сего времени остаются крайне слабо изученными. Не случайно в различных, сравнительно немногочисленных схемах тектонического районирования (Васильев и др., 1959; Сяньцзын, 1956; Амантов, Матросов, 1961) конфигурация отдельных варисских зон, их соотношения между собой и с прилежащими с севера каледонскими складчатыми сооружениями рисуются по-разному. Еще менее ясным представляется внутреннее строение этих зон, возрастной объем и литологический состав слагающих их формаций. Понятно в связи с этим, что каждое новое исследование приносит часто совершенно неожиданные открытия. За последние два-три года стали появляться подобные новые исследования, из которых следует упомянуть работы Р. А. Хасина и А. А. Храпова (1965), П. С. Матросова, И. И. Волчка, Б. Лувсанданзана, О. Д. Суетенко, Ю. А. Борзаковского.

В настоящей статье рассматриваются геологическое строение и история развития одного из районов варисских дуг Южной Монголии (рис. 1). В ее основу положены результаты геологосъемочных работ, проведенных А. К. Уфляндом, И. Б. Филипповой, Л. П. Зоненшайном, М. В. Дуранте, М. В. Чехович и другими, и тематических исследований, осуществленных Л. П. Зоненшайном и Н. Г. Марковой.

Описываемый район располагается на стыке горных систем Монгольского и Гобийского Алтая. По своей тектонической позиции он занимает центральное положение среди варисцид Южно-Монгольской зоны, находясь между сравнительно лучше изученными варисскими сооружениями юго-западной (Барун-Хурайская котловина) и юго-восточной Монголии. С севера к нему примыкает зона развития древних докембрийских и каледонских структур, скрытых под мезо-кайнозойскими отложениями Долины Больших озер, но выходящих на поверхность на северных склонах Монгольского Алтая, в хр. Хан-Тайшири-Нуру и на южных склонах Хангайского нагорья. В пределах последнего прослеживается другая варисская геосинклинальная зона, составляющая крайнюю западную часть Хангай-Хэнтэйского прогиба. На юге Южно-Монгольская зона вблизи монголо-китайской границы сменяется более древней в своей основе, по-видимому, каледонской складчатой зоной, совпадающей с системой Гобийского Тянь-Шаня. Обе эти зоны развития более древних структур с равным успехом можно рассматривать и как зоны каледонской складчатости, переработанные варисскими движениями, и как геоантиклинальные зоны варисцид.

Описываемый район до исследований, проведенных авторами в 1965 г., на геологических картах представлял собой по существу «белое пятно». На известной схеме В. А. Амантова и П. С. Матросова он был неверно отнесен, как увидим ниже, к Алтайской зоне каледонид, переработанных варисской складчатостью. Предполагалось, что в его пределах широко развиты метаморфизованные ордовикские и другие нижнепалеозойские отложения, а также и докембрийские кристаллические сланцы, хотя в Монгольском Алтае давно уже были известны, но почему-то должным об-

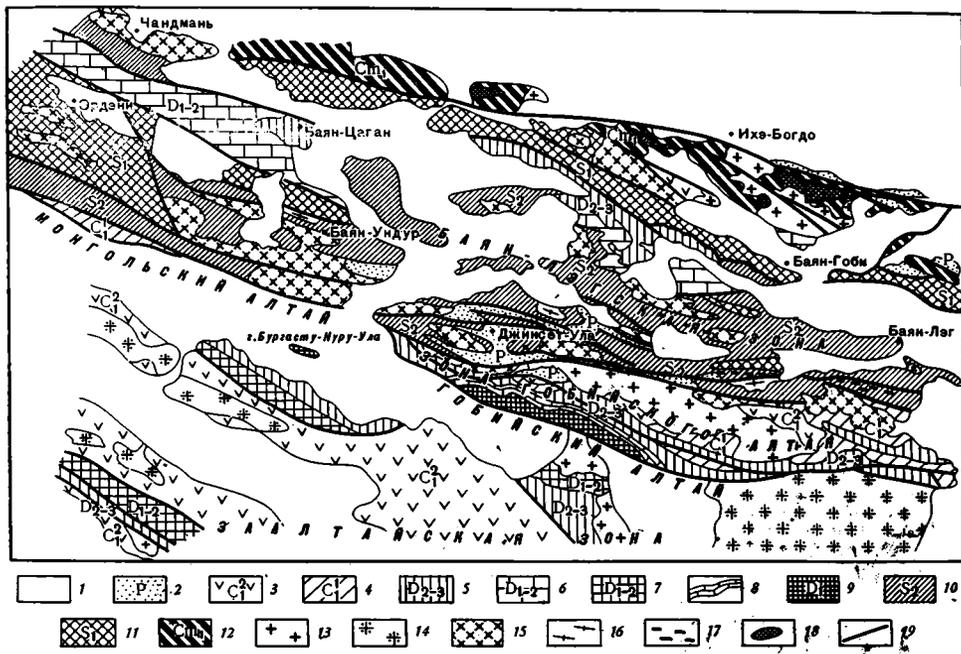


Рис. 1. Схема геологического строения смежных частей Гобийского и Монгольского Алтая

1 — мезозой-кайнозой; 2 — пермь, осадочно-вулканогенный комплекс; 3 — нижний карбон, верхняя вулканогенная толща; 4 — нижний карбон, нижняя терригенная толща; 5 — средний — верхний девон; 6 — нижний — средний девон, карбонатная толща; 7 — нижний — средний девон, сланцевая толща; 8 — эйфельский ярус, карбонатная толща; 9 — нижний девон; 10 — верхний силур; 11 — нижний силур; 12 — кембрий (?); 13 — пермские гранитоиды; 14 — верхнекаменноугольные гранитоиды; 15 — среднекаменноугольные гранитоиды; 16 — девонские гранитоиды; 17 — девонские гипербазиты; 18 — кембрийские (?) гипербазиты; 19 — глубинные и региональные разломы

разом не учитывались известняки с ниже-среднедевонской фауной, найденные Э. Н. Разумовской. В действительности в строении района принимает участие мощный комплекс средне- и верхнепалеозойских отложений, начиная с низов силура и кончая верхней пермью. Нижнепалеозойские образования выделяются здесь весьма условно и развиты крайне ограниченно. Средне-верхнепалеозойский комплекс выходит в крупных линейных глыбовых поднятиях, выступающих в виде хребтов различной высоты и протяженности среди обширных межгорных понижений, выполненных мезокайнозойскими осадками, которые залегают на палеозое резко несогласно и образуют эпипалеозойский платформенный чехол. Мезо-кайнозойские отложения в данной статье не рассматриваются.

В целом для структуры района характерна система узких линейно вытянутых и протяженных тектонических клиньев, внутри которых заключены сильно сжатые складки. В связи с этим редко удается непосредственно проследить последовательность напластования более или менее крупных стратиграфических серий. Обычно внутри клиньев вскрываются породы сравнительно ограниченного стратиграфического диапазона. Поэтому выяснение стратиграфической последовательности в основном опирается на результаты палеонтологических определений органических остатков. С этой точки зрения район благоприятен для изучения, поскольку подавляющее большинство стратиграфических подразделений содержит органические остатки.

По мере движения с севера на юг, от хр. Гурбан-Богдо к Заалтайской Гоби, наблюдается последовательное ступенчатое погружение структуры.

Сам хр. Гурбан-Богдо сложен предположительно кеморийскими офиолитовыми образованиями, слагающими Ихэ-Богдинский офиолитовый пояс, протягивающийся далее на северо-запад к горе Эрдэни-Ула. К югу от этого пояса прослеживается постепенно выклинивающаяся полоса развития нижнесилурийских отложений, которая еще южнее сменяется полем распространения верхнесилурийских и девонских пород. В совокупности эти площади развития силура и девона образуют Баян-Лэгскую структурно-фациальную зону.

В осевой части Гобийского Алтая и на его южных склонах распространены только девонские и нижнекаменноугольные отложения. Эта полоса рассматривается как структурно-фациальная зона. Наконец, южнее Гобийского и Монгольского Алтая протягивается полоса развития также девонских и нижнекаменноугольных образований, отличающихся по составу от одновозрастных пород зоны Гобийского Алтая. Эта южная полоса выделяется в качестве Заалтайской структурно-фациальной зоны. Структурно-фациальные зоны разделяются системами глубинных разломов: Добунгин-Нуринской и Гоби-Алтайской.

Кембрий

Условно к кембрию отнесена толща зеленокаменно-измененных лав и карбонатных пород, развитых в хр. Гурбан-Богдо и на горе Эрдэни-Ула. Она представлена диабазами, пироксеновыми порфиридами, испытавшими почти полное зеленокаменное перерождение, а также их туфами, кремнистыми туффитами и яшмами. В низах этой толщи обособляются мощные пачки белых и серых слоистых кристаллических известняков и известковистых сланцев. Суммарная мощность толщи достигает 1500 м. Какие-либо органические остатки не обнаружены. Кембрийский возраст толщи предполагается лишь на основании сопоставления ее со сходными по составу образованиями хр. Хан-Тайшири-Нуру, в которых известны рифовые археоциатовые известняки.

Вулканогенно-карбонатная толща хр. Гурбан-Богдо и горы Эрдэни-Ула включает многочисленные тела гипербазитов и связанных с ними габбро, образуя в совокупности упомянутый выше офиолитовый пояс. Под воздействием более поздних, по-видимому средне-верхнепалеозойских, гранитных интрузий кембрийские (?) отложения местами испытали сильное метаморфическое изменение и превращены в серицит-кварц-хлоритовые сланцы. Следует заметить, что эти кристаллические сланцы некоторыми исследователями (И. И. Волчок, В. В. Беззубцев) относились к докембрию.

Силур

Силурийские отложения выходят только в пределах Баян-Лэгской структурно-фациальной зоны. В ней установлено присутствие обоих отделов силура. Подошва силура нигде не вскрыта. Известны две полосы развития *нижнего силура* (в районе сомонов Боян-Гоби и Эрдэни). И в той и в другой преобладающее значение имеют различные сланцы по терригенным породам: кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и др. В меньшей мере развиты метаморфизованные кварц-полевошпатовые песчаники закономерно появляются гравелиты и конгломераты. Для всех терригенных пород характерна интенсивная рассланцованность, тусклая зеленая и зелено-серая окраска. Отдельные разности терригенных пород закономерно чередуются между собой, часто прослеживаются в виде достаточно мощных (первые сотни метров) пачек. Вулканогенные породы представлены зеленокаменно-измененными основными эффузивами: диабазами, порфиридами, реже их туфами. Эффузивные покровы в том или ином количестве встречаются по всему разрезу, но в основном сконцентрированы в его ниж-

ней половине. В целом количество вулканогенных пород возрастает по мере движения с запада на восток. По всему разрезу в разных количествах наблюдаются линзы и протяженные, но выклинивающиеся прослои известняков. Некоторые из них содержат обильные, но плохой сохранности органические остатки: кораллы (табуляты и ругозы), мшанки, криноидеи, брахиоподы. Местами по преобладанию отдельных разновидностей нижнесилурийские отложения распадаются на две толщи: нижнюю — существенно вулканогенную, и верхнюю — карбонатно-песчаниково-сланцевую. Общая мощность нижнего силура колеблется от 2500 до 4000 м.

К югу от главной полосы развития нижнего силура среди поля распространения верхнесилурийских пород условно к нижнему силуру относятся зеленые метаморфические сланцы серицит-хлорит-кварцевого состава, выходящие в ядра антиклинальных складок.

Возраст описанных образований устанавливается на основании определений упомянутой выше фауны. Из пунктов сборов фауны два имеют наибольшее значение: 1) в 3 км северо-западнее горы Улан-Хан-Ула, 2) в 7 км восточнее колодца Адагин-Цабгирангын-Худук. В обоих пунктах собраны табуляты. В 3 км северо-западнее горы Улан-Хан-Ула обнаружены мшанки. Среди табулят определены *Palaeofavosites forbesiformis* Sok., *P. schmidtii* Sok., *Favosites* cf. *antiquus* Sok., свидетельствующие, по заключению изучавшей их Т. Т. Шарковой, о ландоверийском возрасте, и *Favosites* cf. *forbesi* var. *coreanicus* (Ozaki), встречающийся также в венлоке. Мшанки представлены *Fistulipora* sp. ind., *Eridotrypa* sp. (близкая к *E. solida* (Hall.)), *Trepostomata*, Orthidae (определение Н. А. Шишовой), из которых первые две формы — нижнесилурийского облика. Криноидеи, по заключению Р. С. Елтышевой, также близки к силурийским. Все эти данные позволяют уверенно говорить о принадлежности всей рассмотренной толщи к нижнему отделу силурийской системы, причем надежно устанавливается присутствие ландоверийского яруса, в меньшей мере — венлокского.

К верхнему силуру принадлежит сложный полифациальный карбонатно-сланцево-вулканогенный комплекс. В его строении участвуют зеленокаменные эффузивы основного состава, лавы и пирокласты кислого ряда, метаморфизованные песчаники, различные сланцы по вулканогенным и терригенным породам. Особенно широко распространены тонкоплитчатые кремнистые, часто полосчатые сланцы. Характерны также известняки, обычно криноидные, либо встречающиеся в виде тонких пропластков и линз среди кремнисто-сланцевых пород, либо образующие крупные тела, замещающие зеленокаменные эффузивы по простиранию. Следует отметить, что, несмотря на все многообразие слагающих толщу литологических разновидностей пород, ведущих компонентов насчитывается всего три-четыре: известняки, зеленокаменные эффузивы диабазового состава, кремнистые сланцы и метаморфизованные вулканогенные образования липарито-дацитового ряда.

В одном пункте, в 16 км к юго-западу от сомона Баян-Лэг, можно видеть, как в ядре антиклинальной складки из-под верхнесилурийских известняков обнажается толща темно-серых метаморфизованных песчаников и филлитов, неотличимых от аналогичных пород нижнего силура. Известняки с терригенными породами залегают совершенно согласно. На этом основании предполагаются согласные взаимоотношения между верхним и нижним силуром.

Наблюдаются четыре типа разреза верхнесилурийских отложений. В северной части полосы развития силурийских отложений непосредственно южнее сомона Баян-Гоби и у оз. Ноган-Нур в составе верхнего силура преобладают рассланцованные и метаморфизованные эффузивы липарито-дацитового ряда, их туфы, туфобрекчи, мощностью не более 1600—1800 м.

В центральной части полосы развития силурийских отложений, протягивающейся от сомона Баян-Лэг до района сомона Чиндамани, обособляют-

ся два взаимосвязанных между собой типа разреза: существенно карбонатный и сланцево-вулканогенный. Последний представлен зеленокаменными диабазами, спилитами, туфами основного состава с подчиненными песчаниково-сланцевыми породами, кремнистыми сланцами и известняками. Мощность карбонатного типа разреза составляет 2000 м, а сланцево-вулканогенного — 2500—3000 м.

Четвертый тип разреза — вулканогенно-кремнисто-сланцевый — локализуется в южной части полосы развития силура. Он характеризуется преобладающим развитием кремнистых сланцев, метаморфизованных песчаников, филлитов; спорадически среди них развиты метаморфизованные эффузивы основного, реже кислого состава и тонкие прерывистые прослои известняков. Мощность — 3500 м. Образования этого типа местами (в южной части Монгольского Алтая к западу и востоку от сомона Баян-Ундур) испытали интенсивный метаморфизм и превратились в различные кристаллические сланцы и амфиболиты с линзами мраморизованных известняков. Эти метаморфические породы ранее относились к докембрию, однако находки криноидей в известняках этой толщи (в 8 км к западу от колодца Шут-Худук), а также наблюдения над непосредственными переходами неизмененных разностей в сильно метаморфизованные породы позволяют уверенно отнести их к палеозою.

Верхнесилурийские отложения палеонтологически охарактеризованы слабо. Их возраст устанавливается на основании единичных находок *Favosites* sp. (сборы И. И. Волчка) и стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего силура и нижнего девона — эйфеля.

Девон

Девонские отложения весьма разнообразны по составу и строению. Они представлены всеми тремя отделами, но разрезы их, в зависимости от принадлежности к той или иной структурно-фациальной зоне, резко отличаются друг от друга.

В Баян-Лэгской структурно-фациальной зоне девонские отложения четко распадаются на две толщи: нижнюю, карбонатную и карбонатно-сланцевую, и верхнюю, терригенную.

Карбонатная толща лежит согласна на подстилающих вулканогенно-карбонатных образованиях верхнего силура. Граница между ними проводится по появлению мощных пачек массивных известняков. В составе карбонатной толщи отмечаются почти только одни известняки с подчиненными прослоями сланцев. Известняки массивные, редко тонкослоистые, светло-серой, кремевой окраски, часто органогенные, рифовые. Мощности толщи 600—700 м. Карбонатная толща венчается пачкой 300-метровой мощности, состоящей из грязно-зелено-серых обызвествленных туфов, туфо- и лавобрекчий и редких покровов миндалекаменных порфиритов, содержащих отдельные линзы известняков с криноидеями.

Табуляты, собранные в верхах карбонатной толщи в районе колодна Яган-Амаин-Худук, представлены *Emmonsia* cf. *taltiensis* Yanet., *Emmonsia* sp., *Caliopora* cf. *idonea* Yanet., *Thamnopora* sp., *Striatopora* sp., *Squamofavosites* sp. Они, по заключению определявшей их Т. Т. Шарковой, являются скорее всего эйфельскими, но не исключена возможность и несколько более древнего их возраста. Также в верхах карбонатной толщи, в 12 км к северу от сомона Эрдэни, найдены табуляты, плохой сохранности брахиоподы и строматопоры. Из табулят Т. Т. Шаркова определила *Thamnopora* ex gr. *radugini* Dubat., *Alveolites* ex gr. *lenis* Tchern., *Placocoenites erschardoides* (Stein.), *Scoliopora* aff. *intermixtus* (Les.), *Favosites* sp., *Alveolitella* sp., *Coenites* sp. Общий комплекс табулят свидетельствует о среднедевонском возрасте отложений, скорее всего эйфельском.

Не противоречат этому и определения брахиопод, сделанные Г. А. Ушатинской. Здесь встречены *Conchidiella* sp. из среднего девона (эйфельского яруса), *Levenea* sp., *L. taeniolata* Khalfin. из нижнего девона Горного Алтая и Spiriferidae девонского облика.

Наконец, строматопора *Gerronostroma concentricum* Yavorsk. (определение Л. Большаковой) известна из нижнего девона Кузбасса и среднего девона Колымы. Криноидеи из средней части карбонатной толщи представлены *Decacrinus decemlobatus* Yelt., *Decacrinus* cf. *orientalis* Yelt., *Pentagonocyclicus occultus* I. Dubat., *P.* cf. *textus* I. Dubat., *P.* cf. *persimilis*, I. Dubat. (определения Р. С. Елтышевой); в целом они указывают на нижнедевонский возраст.

Таким образом, возраст карбонатной толщи определяется как нижний девон — эйфель. По-видимому, данная карбонатная толща отвечает известнякам с эйфельской фауной, обнаруженным Э. Н. Разумовской в предгорьях Монгольского Алтая, близ дороги Бэгр-Цогу.

Верхняя терригенная толща залегает согласно на карбонатной. В тех местах, где наблюдаются их стратиграфические взаимоотношения, повсюду между толщами прослеживается упомянутая туфогенная пачка. На ней с постепенным переходом располагаются темно-серые и черные песчаники терригенной толщи. Эта последняя представлена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками серого, темно-серого, реже зеленовато-серого цвета. В резко подчиненных количествах присутствуют кремнистые породы, известняки и покровы эффузивов среднего и кислого состава. Очень характерна частая перемежаемость отдельных литологических разностей между собой в сочетании с тонкой горизонтальной слоистостью, благодаря чему толща имеет в обнажениях флишеподобный облик. В противоположность карбонатной толще фауна в терригенной толще полностью отсутствует, однако повсеместно присутствует растительный детрит. Мощность толщи 2000 м.

Из верхов толщи известны остатки псилофитовидных растений *Hostimella* sp., по мнению определявшей их А. Л. Юриной ниже-среднедевонского облика. Учитывая, что терригенная толща залегает выше слоев с эйфельской фауной, возраст ее определяется как живетский, однако ввиду большой мощности толщи допускается присутствие и верхнего отдела девона.

В структурно-фациальной зоне Гобийского Алтая наиболее полный разрез девонских отложений прослеживается по южному склону Гобийского Алтая в узком тектоническом клине, в пределах которого девонские отложения представлены тремя толщами: сланцевой, карбонатной и туфогенно-граувакковой.

Сланцевая толща состоит из глинистых и известково-глинистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников и редкими линзами известняков; местами отмечаются маломощные покровы зеленокаменных основных эффузивов. Сланцам присущи серые, реже зеленые и лиловые тона окраски. Видимая мощность 1500 м. По-видимому, к этой сланцевой толще принадлежат известняки горы Бургасту-Нуру-Ула, откуда собраны табуляты — *Striatopora petzi* Dubat. S. cf. *suessi* Hörn., *Lecomptia ramosa* Miron., *Lecomptia* sp., *Alveolitella* sp., по заключению Т. Т. Шарковой относящиеся к жединскому ярусу нижнего девона, мшанки — *Fistulipora* sp., *Semicoscinium* sp., *Lioclema* sp. широкого возрастного диапазона (определение Н. А. Шишовой) и гелиолитоидеи — *Heliolitidae* gen. n., *Pachycanalicula* sp., *Bogimbalites* sp. (определение О. Б. Бондаренко), из которых род *Bogimbalites* известен только из нижнего девона. В известняках нижней части толщи, кроме того, обнаружены криноидеи *Crotalocrinites*, *Syndetocrinitus* (определение Р. С. Елтышевой), возможно силурийского облика. Учитывая наиболее полный и разнообразный комплекс табулят и гелиолитоидей, а также согласное залегание сланцевой толщи ниже слоев с эй-

Фельской фауной, можно считать, что эта толща по возрасту относится к нижнему девону.

Карбонатная толща представлена известняками с горизонтами известковистых сланцев. На подстилающей ее сланцевой толще она залегает согласно. В основании толщи располагаются крупногалечные известняковые конгломераты и переходные пачки известняково-сланцевого состава. Выше залегают массивные серые и белые, часто рифогенные известняки, в средней части которых прослеживаются тонкие покровы кислых эффузивов. Мощность карбонатной толщи 800—1000 м. В верхней половине карбонатной толщи содержится богатая ископаемая фауна: табуляты, гелиолитоды, ругозы, мшанки, криноидеи, брахиоподы. Наиболее точно возраст толщи датируется по табулятам. Среди них Т. Т. Шаркова определила *Emmonsia emmonsii* (Roming.), *Thamnopora proba* Dubat., *Taouzia* sp., *Caliapora primitiva* Yanet., *Alveolitella* aff. *karmakensis* (Tchern.), *Egosiella inventa* Tchud., *Striatopora* sp.

В составе перечисленной фауны, по мнению Т. Т. Шарковой, преобладают руководящие эйфельские формы. Таким образом, карбонатная толща принадлежит эйфельскому ярусу. Этому не противоречат и данные по другим группам фауны.

Комплекс мшанок, представленный *Neotrematopora* sp. (близкая к *N. typica* Morozova), *Semicoscium* sp., *S. račkovskii* Nekh., *Fistulipora* sp. (близкая к *F. mishanensis* Jang.), *Fenestella* sp. (близкая к *F. vera* Ulr.), *Polypora* sp. nov (близкая к *P. karagandensis* Nekh.) (по определению Н. А. Шишовой), свидетельствует о среднедевонском возрасте толщи. Гелиолитоидеи и криноидеи имеют девонский облик.

Туфогенно-граувакковая толща представлена чередующимися и разными по мощности пачками граувакковых песчаников, гравелитов, туфоконгломератов, туффитов, зеленокаменно-измененных туфов, туфобрекчий основного состава; подчиненное место занимают покровы спилитов и кислых эффузивов. В осевой части Гобийского Алтая в составе толщи резко возрастает роль зеленокаменно-измененных вулканогенных образований основного и кислого состава. Мощность колеблется от 1600 до 2500 м. Органические остатки в толще не найдены, но возраст ее, от живецкого яруса среднего девона до верхнего девона включительно, определяется достаточно точно на основании положения толщи между фаунистически охарактеризованными эйфельскими и нижнекаменноугольными отложениями.

В Заалтайской структурно-фациальной зоне девонские отложения имеют совсем иной состав. Здесь они разделяются на две толщи: вулканогенно-кремнисто-сланцевую и преимущественно песчаниковую.

Первая толща сложена монотонно чередующимися темно-серыми и черными глинисто-кремнистыми, кремнистыми сланцами, аргиллитами, алевролитами, массивными кремнистыми породами с перекристаллизованными радиоляриями. С кремнистыми породами ассоциируются зеленокаменные эффузивы основного состава, кварциты и сургучно-красные яшмы. Ограниченно развиты песчаники, конгломераты, изредка известняки. В более южных районах зоны (хр. Эдэрэнгин-Нуру) в составе толщи резко возрастает количество зеленокаменных основных эффузивов. Мощность не менее 3000 м. Возраст принимается условно как нижний — средний девон на основании сопоставлений с фаунистически охарактеризованными сходными по составу ниже-среднедевонскими отложениями Барун-Хурайской депрессии (Матросов, 1960).

Песчаниковая толща образована однообразными полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками серого и серо-зеленого цвета. В подчиненном количестве присутствуют глинистые сланцы и алевролиты, изредка линзы криноидных известняков и сургучно-красных яшм. Мощность 2000—2500 м. Эта толща условно датируется средним — верхним девонem на основании сопоставлений со сходными отложениями Барун-Хурайской депрессии.

Заканчивая рассмотрение девонских отложений, следует еще раз подчеркнуть крайнее разнообразие их разрезов. Однако для Баян-Лэгской зоны и зоны Гобийского Алтая отчетливо выявляется единый по фауне и литологическому составу стратиграфический уровень, отвечающий эйфельскому ярусу. В обеих зонах он представлен известняками, которые являются важным маркирующим горизонтом.

Карбон

Каменноугольные отложения представлены нижним отделом и подразделяются по составу на две толщи: нижнюю, существенно терригенную, и верхнюю, вулканогенную.

В описываемом районе нижняя толща известна только в зоне Гобийского Алтая, хотя по данным других исследователей (В. М. Синицына, И. И. Волчка, Б. Лувсанданзана) они широко распространены также и в Заалтайской зоне. В южной части зоны Гобийского Алтая нижняя толща представлена тонко чередующимися темно-серыми и черными алевролитами, аргиллитами, песчаниками с более или менее частыми прослоями и линзами ракушнякав. Спорадически присутствуют покровы эффузивов среднего, реже кислого ряда. В основании толщи залегает повсеместно выдержанный 150-метровый горизонт известняков с нижнекаменноугольными криноидеями и мшанками. Известняки совершенно согласно покоятся на подстилающей туфогенно-граувакковой толще. Мощность нижней толщи 2200—2600 м. Среди фаунистических остатков в породах нижней толщи наиболее широко распространены брахиоподы и мшанки. Брахиоподы представлены *Rugosochonetes* aff. *vaughani* Muir-Wood, *Torynifer* cf. *gasimurensis* (Fred.), *Camarotoechia* aff. *ekgantula* Rowley, *Syringothyris skinderi* Sokolskajja, *Mortinia* sp., *Mucrospirifer* sp., *Marginirugus* sp., *Chonetes* sp., *Neospirifer* sp., *Schuchertella* sp., По заключению определявшей их Е. Е. Павловой, присутствие родов *Syringothyris*, *Marginirugus*, *Rugosochonetes* свидетельствует о нижнекаменноугольном возрасте толщи, а *Rugosochonetes* позволяет отнести ее к нижней половине нижнего карбона (скорее всего к турнейскому ярусу). Этому не противоречит и комплекс мшанок (*Fenestella* sp., *Polypora* sp., *Reteporida* (?) sp. ind., *Rhabdomeson* (?) sp. ind., *Sulcoretepora* sp. ind.), которые, по мнению Н. А. Шишовой, имеют широкое распространение от карбона до перми.

В северной части зоны Гобийского Алтая описываемые отложения также согласно залегают на средне-верхнедевонских образованиях и состоят из однообразных глинистых, известково-глинистых сланцев, рассланцованных алевролитов и мелкозернистых песчаников, окрашенных в темно-серые и черные тона. Мощность их 2500—3000 м. В нижней половине толщи содержатся единичные линзы известняков, в одной из которых обнаружены: обломок рогозы из сем. *Streptelasmatina* каменноугольного облика (определение Л. А. Улитиной); мшанки *Fenestella* — представители сем. *Goniocladidae*, неизвестные ниже нижнего карбона (заключение Н. А. Шишовой); криноидеи — *Platycrinites* cf. *laevis* Miller, *Antihincrinus* cf. *carbonicus* Yelt., *Cyclocyclicus kuangtungicus* I. Dubat., *Pentagonocyclicus circumvallatus* Yelt., широко распространенные в нижнем карбоне (определение Р. С. Елтышевой).

Вулканогенная толща развита в зоне Гобийского Алтая и в Заалтайской структурно-фациальной зоне. Она согласно залегает на нижней толще и связана с ней постепенными переходами. В ее составе преобладают субаэральные лавы и пирокласты среднего и кислого ряда. Средние эффузивы представлены андезитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами, реже дацитовыми порфиритами серого, лилового и зеленовато-серого цвета. Среди кислых эффузивов преобладают лавы, туфолавы, лавобрекчии липаритовых порфиров, окрашенные в пестрые розовато-серые и си-

реневые тона. Мощность их 2000—2500 м. В низах вулканогенной толщи в горизонтах туфогенно-осадочных пород в 12 км к северо-востоку от коллота Боны-Худук собраны остатки растений, представленные *Angaropteridium* и *Cardiopteroides*, которые, по заключению С. В. Мейена, уверенно свидетельствуют о каменноугольном, по-видимому визе-намюрском, возрасте отложений. Этот вывод подтверждается согласным залеганием вулканогенной толщи на подстилающей терригенной толще низов нижнего карбона. Следует заметить, что ранее аналогичные вулканогенные образования относились условно к среднему — верхнему карбону, присутствие которого в районе пока не установлено.

Пермь

Пермские отложения отделяются от подстилающих пород крупным перерывом и располагаются с резким несогласием на самых различных по возрасту образованиях. Они выполняют узкие наложенные грабены и грабен-синклинали и в своем распространении не считаются с зональностью предшествующих периодов. Отложения перми представлены континентальными вулканогенно-обломочными толщами, в которых по флористическим остаткам выделяются оба отдела системы, причем нижнепермские отложения имеют вулканогенно-обломочный состав, а верхнепермские — обломочный.

В составе *нижней перми* наибольшим распространением пользуются андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, их туфы и туфобрекчии, как правило нерегулярно чередующиеся с туффитами, туффесчаниками, туфоалевритами и конгломератами. Реже встречаются липаритовые и трахилипаритовые порфиры, развитые локально и обособляющиеся в самостоятельные толщи. Средним эффузивам свойственны темно-серые, серо-зеленые и лиловые цвета, кислые эффузивы имеют более светлые тона, осадочные породы окрашены в серые, темно-серые и зеленовато-серые тона, изредка отмечаются красноцветные горизонты. Мощность нижней перми равна 2000—2800 м. Строение нижнепермских отложений крайне невыдержанно на площади. Наблюдаются быстрые переходы от существенно осадочных разрезов к преимущественно вулканогенным. Подмечено, что средние эффузивы тяготеют к узким, сравнительно подвижным зонам разломов, тогда как кислые эффузивы приурочены к более стабильному участку в районе сомона Джинсэт, заключенному между крупными зонами разрывных нарушений. Интересно отметить, что этот участок стал ареной внедрения крупных тел нижнепермских гранитоидов субвулканического облика, которые, по-видимому, комагматичны кислым эффузивам. Возраст рассматриваемой толщи устанавливается на основании находок ископаемой флоры — *Noeggerathiopsis (Rufloria) derzavinii* Neub., *N. (Cordaites) singularis* Neub., *N. (Cordaites) cf. latifolia* Neub., *Noeggerathiopsis* sp., *Rufloria rasskasovae* S. Meyen, *Zamiopteris* sp., *Paracalamites* sp., которая по заключению С. В. Мейена, является несомненно нижнепермской.

Верхняя пермь развита ограниченно, только в районе сомона Джинсэт. К ней относится толща темно-серых, изредка зеленовато-серых алевритов, аргиллитов и песчаников с линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, иногда известняков. Местами она согласно сменяет подстилающие нижнепермские образования, хотя отделена от них горизонтом конгломератов. В других случаях верхнепермские отложения располагаются с разрывом непосредственно на силурийских и девонских породах. Мощность верхней перми достигает 2000 м. Возраст определяется содержащейся в толще ископаемой флорой: *Callipteris altaica* Zal., *Paracalamites cf. angustus* Suchov, *Paracalamites* sp., *Phyllothea* sp., *Zamiopteris*?

sp., *Noeggerathiopsis (Cordaites) sp.*, *Rufioria?* sp., *Samaropsis* sp. С. В. Мейен указывает на ее несомненно верхнепермский возраст.

Интрузивная деятельность была весьма многообразной. Наиболее древние ультраосновные интрузии Ихэ-Богдинского гипербазитового пояса условно относятся к кембрию.

Внутри самой варисской геосинклинальной зоны интрузивная деятельность также начинается гипербазитами, образующими серию сравнительно мелких тел, вытянутых согласно с вмещающей структурой вдоль Добунгин-Нуриной системы разломов. Они представляют, вероятно, продолжение Гобийского гипербазитового пояса, описанного недавно Р. А. Хасиным и А. А. Храповым (1965). Пространственно они тяготеют к полю развития верхнесилурийских зеленокаменных вулканогенных и кремнистых толщ, но местами заходят в нижний силур, а также в нижний девон (район Эрдэни). Соответственно время внедрения их было послевержнесилурийским или, скорее всего, более молодым — раннедевонским. Вслед за гипербазитами, по-видимому в девоне или начале карбона, формировались небольшие лентообразные конкордантные массивы гнейсовидных гранитов, приуроченных к той же Добунгин-Нуриной системе разломов. Этим гранитам свойственно широкое проявление калиевого и натриевого метасоматоза. По-видимому, в какой-то степени образование гранитов связано с общими процессами метаморфизма, приведшими к глубокому изменению силурийских толщ в Добунгин-Нуриной системе разломов.

Следующий крупный интрузивный комплекс образован породами габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Он локализован в Баян-Лэгской зоне, где образует резко удлиненные массивы трещинного типа. Формирование этого комплекса происходило в три фазы: 1) внедрение габбро- и габбро-диоритов, 2) внедрение гранодиоритов и 3) внедрение гранитов. Породы комплекса имеют интрузивные контакты с нижним карбоном и содержатся в гальке конгломератов нижней перми. Возраст их может рассматриваться как среднекаменноугольный.

Более молодой интрузивный комплекс представлен крупными дискордантными батолитообразными гранитными телами. Он образован двумя фазами: тоналит-гранодиоритовой и гранитной. Пространственно он тяготеет к Заалтайской зоне. Для него характерна высокая степень реакционного взаимодействия с вмещающими породами, превращенными в роговики. Возраст комплекса несколько условно определяется как верхнекаменноугольный, поскольку он прорывает нижний карбон и среднекаменноугольные интрузии, а сходные с ним по составу породы отмечаются в гальке пермских конгломератов.

Интрузивная деятельность завершилась внедрением гранит-граносиенитового комплекса, имеющего часто субвулканическую природу. Массивы этого комплекса распространены во всех структурно-фациальных зонах. Они большей частью приурочены к зонам долгоживущих разрывных нарушений и обладают вытянутой вдоль этих нарушений формой. Имеются данные, что описываемые гранитоиды комагматичны с нижнепермскими эффузивами. Для них характерно резкое изменение структур от крупнозернистых до порфировых со скрытокристаллической основной массой. Гранитоиды прорывают нижнепермские вулканогенные образования, по-видимому, являются нижнепермскими, если учесть их комагматичность с вулканогенными образованиями.

* * *

Рассмотрение геологического строения территории позволяет сделать некоторые выводы об общем характере ее тектонического развития.

Если исключить из обзора условно кембрийские отложения, слагающие Ихэ-Богдинский офиолитовый пояс и принадлежащие, по-видимому,

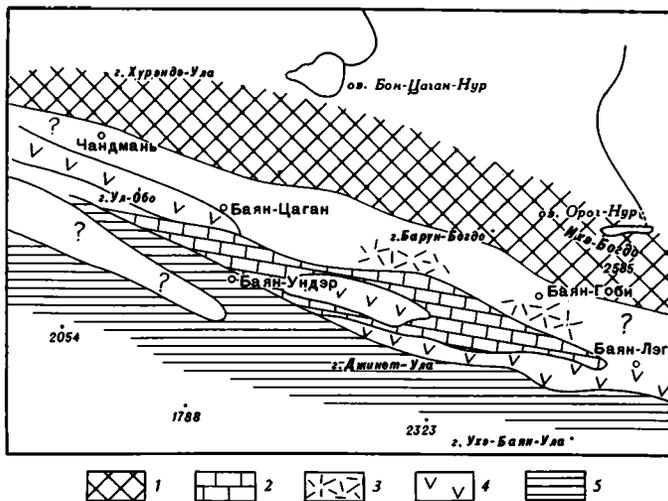


Рис. 2. Схема размещения формаций верхнесилурийского возраста

1 — геосинклинальная зона; площадь отсутствия верхнесилурийских образований; 2, 3 — внутрисинклинальное поднятие, сложенное: 2 — карбонатной формацией, 3 — кварц-кератофировой формацией; 4, 5 — внутрисинклинальные прогибы, сложенные: 4 — спилито-диабазовой формацией, 5 — кремнисто-сланцевой формацией

Из приведенного материала видно, что одни и те же или сходные формации встречаются в разных структурно-фациальных зонах на разных стратиграфических уровнях и, наоборот, к одному стратиграфическому уровню приурочены различные формации. Ниже последовательно по этапам прослеживается история геологического развития территории.

В нижнесилурийскую эпоху на месте, соответствующем главной полосе развития нижнего силура, в Баян-Лэгской зоне несомненно существовал геосинклинальный прогиб с мощным начальным вулканизмом и последующим накоплением тонкообломочных терригенных толщ. Эти последние образовывались в основном за счет привноса обломочного материала с севера, где в это время уже оформилось, по-видимому, Ихэ-Богдинское геосинклинальное поднятие. Южный борт геосинклинального прогиба неизвестен, так как неизвестно, насколько далеко к югу продолжают нижнесилурийские отложения. Учитывая полное отсутствие этих отложений к югу от Баян-Лэгской зоны, можно предположить, что осевая часть геосинклинального прогиба примерно совпадала с главной полосой развития нижнего силура.

Реконструкция тектонической обстановки в верхнесилурийскую эпоху возможна также главным образом для Баян-Лэгской зоны, так как в других зонах верхний силур на поверхность не выведен. Анализ геологических формаций верхнего силура позволяет утверждать, что геосинклинальная зона в верхнем силуре была сильно дифференцирована. В ней обособились внутрисинклинальные прогибы и поднятия, первым из которых отвечают поля развития карбонатной и кварц-кератофировой формаций, а вторым — спилито-диабазовой и кремнисто-сланцевой формаций (рис. 2) На востоке (район Баян-Гоби) внутрисинклинальное поднятие занимает внешнюю, северную часть Баян-Лэгской зоны, тогда как осевая часть внутрисинклинального прогиба смещена к югу, во внутренние части геосинклинальной зоны. При движении на северо-запад (к району Эрдэни) структура области несколько усложняется — появляются дополнительные прогибы и поднятия. Тем не менее и здесь, при движении к югу, судя по смене формаций, мы вступаем в наиболее про-

гнутую часть геосинклинальной зоны, значительная часть которой, возможно, скрыта под вышележащими отложениями Гобийской и Заалтайской зон.

Сравнение верхнесилурийской тектонической обстановки с нижнесилурийской показывает, что она значительно усложнилась: 1) геосинклинальная зона распалась на частные поднятия и прогибы, 2) осевая часть геосинклинальной зоны (внутригеосинклинальный прогиб) сместилась к югу (в верхнем силуре она располагалась вдоль южного края Баян-Лэгской зоны), 3) на месте нижнесилурийского внутригеосинклинального прогиба в верхнесилурийскую эпоху, напротив, сформировалось внутригеосинклинальное поднятие.

Еще более сложной была тектоническая обстановка в девонский период. Для начала девонского периода четко фиксируется существование всех трех структурно-фациальных зон: Баян-Лэгской, Гобийского Алтая и Заалтайской, которые разделялись существовавшими уже в это время системами глубинных разломов: Добунгин-Нуринской и Гоби-Алтайской. Историю развития района в девонский период удобно рассмотреть по двум этапам: более раннему, отвечающему нижнему девону и эйфельскому веку среднего девона, и более позднему, охватывающему живетский век среднего девона и верхний девон.

В более ранний этап геосинклинальный режим отчетливо реконструируется на всей рассматриваемой территории. Даже в пределах Ихэ-Богдинского геoaнтиклинального поднятия в отдельных узких грабенообразных прогибах накапливались терригенные, сравнительно грубообломочные осадки. На территории геосинклинальных зон произошла дальнейшая дифференциация тектонической обстановки. Вся Баян-Лэгская зона, очевидно, представляла собой внутригеосинклинальное поднятие с накоплением рифовых известняков. Соответственно зоны Гобийского Алтая и Заалтайская в целом в раннем девоне отвечали области внутригеосинклинального прогиба. Однако этот прогиб не был единым. Уже с самого начала девона на месте южной части зоны Гобийского Алтая обособились участки преимущественно терригенного осадконакопления, которые могут быть противопоставлены Заалтайской зоне с присущим ей накоплением вулканогенно-кремнисто-сланцевых толщ. Очевидно, зона Гобийского Алтая была поднята относительно Заалтайской, на месте которой располагалась, по-видимому, осевая часть геосинклинального прогиба. В эйфельский век на месте зоны Гобийского Алтая образовалось внутригеосинклинальное поднятие, обусловившее накопление рифовых известняков. Вполне вероятно, что это новое поднятие в тот же эйфельский век соединялось с поднятием Баян-Лэгской зоны (рис. 3). Интенсивное геосинклинальное прогибание непрерывно продолжалось только в Заалтайской зоне.

Видимо, к раннему девону относятся первые проявления интрузивной деятельности в вариской геосинклинальной области. В это время произошло внедрение гипербазитов и несколько позднее — мелких лентообразных гранитных тел.

В более поздний этап девона происходило дальнейшее обособление структурно-фациальных зон (рис. 4). Ихэ-Богдинская геoaнтиклинальная зона в это время выступает в виде четко оформившегося поднятия, в которое были, по-видимому, вовлечены и краевые части Баян-Лэгской геосинклинальной зоны, сложенные нижнесилурийскими отложениями. Остальная часть последней также представляла собой поднятие, но в его пределах существовали остаточные геосинклинальные прогибы, в которых накапливались прибрежно-морские песчано-алевритовые осадки.

В зоне Гобийского Алтая геосинклинальный режим сохраняется, однако наблюдается дальнейшее усложнение тектонической обстановки. В южной части зоны Гобийского Алтая окончательно оформляется внутригеосинклинальное поднятие, фиксируемое развитием грубообломочных образова-

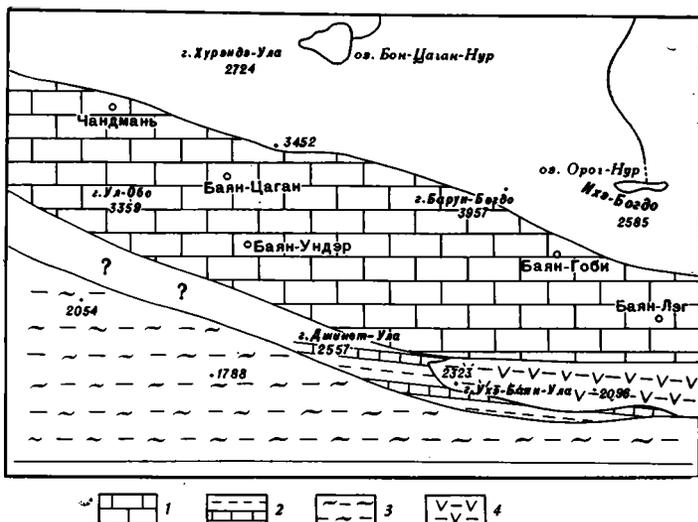


Рис. 3. Схема размещения формаций ниже-среднедевонского возраста

1, 2 — внутригеосинклинальные поднятия, сложенные: 1 — карбонатной формацией, 2 — карбонатной и сланцевой формациями; 3, 4 — внутригеосинклинальные прогибы, сложенные: 3 — кремнисто-сланцевой формацией, 4 — вулканогенно-сланцевой формацией

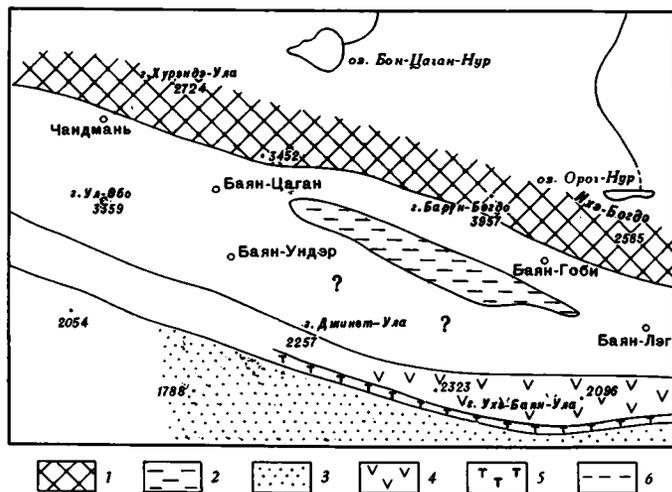


Рис. 4. Схема размещения формаций средне-верхнедевонского возраста

1 — геосинклинальная зона; площадь отсутствия средне-верхнедевонских образований. Геосинклинальная зона: 2 — остаточные прогибы в пределах внутригеосинклинального поднятия, сложенные черносланцевой формацией; 3, 4 — внутригеосинклинальные прогибы, сложенные: 3 — песчанниковой формацией, 4 — спилито-диабазовой и кремнисто-сланцевой формациями; 5 — внутренняя кордильера, приуроченная к Гоби-Алтайской зоне глубинных разломов; 6 — глубинные разломы

ний граувакковой формации. Не исключено, что в это время существовала кордильера, обозначенная цепью островов и подводных гряд. К северу от нее, в пределах северной части зоны Гобийского Алтая формировался глубокий внутригеосинклинальный прогиб, заполнявшийся кремнистыми и вулканогенными толщами. К югу, на месте Заалтайской зоны продолжал существовать внутригеосинклинальный прогиб, унаследованный от более раннего этапа. Однако характер осадконакопления в нем изменился. Он выполнялся туфогенными и вулканомиктовыми песчаными осадками. Судя по характеру геологических формаций, осевая часть геосинклинального прогиба в среднем — верхнем девоне была приурочена к северной половине зоны Гобийского Алтая.

Таким образом, по сравнению с тектонической обстановкой верхнесилурийской эпохи в тектонической обстановке девона намечились следующие изменения. Во-первых, устанавливается общее расширение площади поднятий. К Ихэ-Богдинскому геоантиклинальному поднятию причленяются краевые части геосинклинальной зоны, возникают новые внутригеосинклинальные поднятия и расширяются старые. Во-вторых, вся сложно дифференцированная верхнесилурийская Баян-Лэгская зона в девоне превращается в поднятие, в пределах которого некоторую тенденцию к прогибанию сохраняют лишь остаточные прогибы. В-третьих, внутригеосинклинальные прогибы смещаются к югу, причем области максимальных прогибаний в раннем этапе девона локализируются в Заалтайской зоне, а в более позднем они перемещаются на север, в зону Гобийского Алтая. В-четвертых, впервые в девонский период отмечается накопление мощных терригенных толщ, приходящих на смену вулканогенным и вулканогенно-кремнистым образованиям силура.

В нижнем карбоне геосинклинальное прогибание в пределах данной территории сохраняется лишь в зоне Гобийского Алтая (рис. 5). Судя по материалам по смежным территориям, Заалтайская зона также продолжала прогибаться. В зоне Гобийского Алтая полностью наследуется структурный план предшествующей эпохи. Вырисовываются те же структурные элементы: внутригеосинклинальное поднятие, приуроченное к южной части зоны, и внутригеосинклинальный прогиб в ее северной половине. На северном склоне внутригеосинклинального поднятия, а возможно, и на нем самом накапливались мелководные песчано-алевролитовые осадки с богатой бентонной фауной. Внутригеосинклинальный прогиб выполнялся пелитовыми, более мелководными отложениями. Вся остальная северная часть района — Ихэ-Богдинская геосинклинальная зона и Баян-Лэгская зона — в это время представляли собой единое поднятие. На поверхность были выведены не только девонские, но и более древние силурийские породы, которые размывались, и продукты их разрушения поступали в геосинклинальный прогиб.

Завершающей стадии геосинклинального развития территории отвечает время накопления субаральных вулканогенных образований кислого и среднего состава условно нижнекаменноугольного возраста. Эта вулканическая деятельность проявилась почти во всем районе, за исключением Ихэ-Богдинской геоантиклинальной зоны. В зоне Гобийского Алтая, там, где имеются нижнекаменноугольные прогибы, вулканическая деятельность сменяет совершенно постепенно терригенное осадконакопление, наследуя в своем распространении указанные прогибы. По-видимому, та же картина существует и в Заалтайской зоне, поскольку в сопредельных районах нижнекаменноугольные терригенные толщи находятся в тесной связи с аналогичными накоплениями. В северной части территории, в Баян-Лэгской зоне описываемые эффузивы развиты ограниченно и залегают в узких грабенах. Думается, что северные области к этому времени были стабилизированы, и рассматриваемые в них эффузивные толщи могут представлять собой уже наложенные образования.

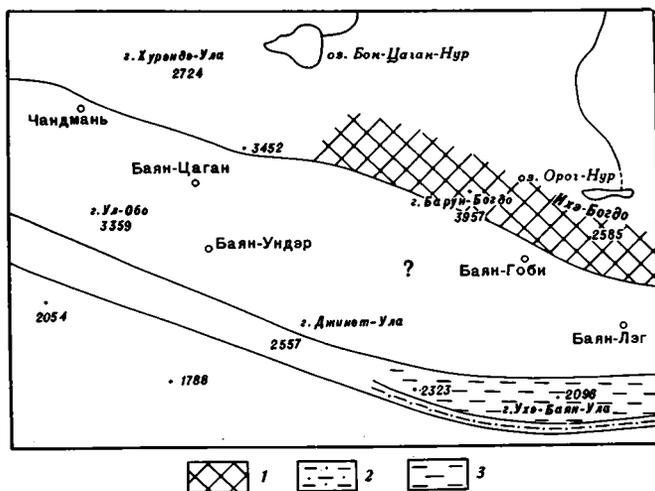


Рис. 5. Схема размещения формаций нижнекаменноугольного возраста

1 — геоантиклинальная зона; предполагаемая область отсутствия осадков; 2 — внутригеосинклиналиное поднятие, сложенное песчано-алевролитовой формацией с обильной фауной; 3 — внутригеосинклиналиный прогиб, выполненный черносланцевой формацией

На этом заканчивается собственно геосинклиналиный этап развития территории. Сразу после формирования эффузивных толщ нижнего карбона вся рассматриваемая область была охвачена интенсивными складкообразовательными движениями и превращена в складчатое сооружение. Одновременно со складчатостью произошла активизация зон глубинных разломов, по которым внедрялись синорогенные интрузии габбро-гранодиорит-гранитного состава. По-видимому, к тому же времени следует отнести и формирование зоны метаморфических пород вдоль Добунгин-Нуринской системы разломов.

Анализ формаций геосинклиналиного этапа описываемой территории позволяет сделать следующие выводы относительно развития этой части Южно-Монгольской геосинклиналиной зоны.

1. Широкое распространение на данном этапе вулканогенных формаций — зеленокаменно-сланцевой, спилито-диабазовой, кремнисто-сланцевой, туфогенно-граувакковой и других — указывает на то, что здесь имела место весьма подвижная, интенсивно прогибавшаяся геосинклиналиная область, характеризовавшаяся напряженным магматизмом, т. е. типичная эвгеосинклиналиль.

2. В течение рассматриваемого этапа могут быть выделены три стадии развития этой эвгеосинклинали: первая, которой свойственно широкое развитие формаций так называемого начального вулканизма и кремнистых осадков, вторая, характеризующаяся терригенным осадконакоплением, и третья, отличающаяся субаэральным вулканизмом. Последовательность появления формаций в пределах разных структурно-фациальных зон, изображенная на таблице, указывает на то, что лишь третья стадия на всей территории наступила одновременно (конец нижнего карбона); первая же и вторая стадии в разных зонах проявились в различное время. При этом накоплению в ранних зонах консолидации формаций второй стадии соответствовало образование формаций первой стадии в зоне более поздней консолидации. Особенно ясно это проявилось в девонском периоде.

Таким образом, намечается четкая стадийность и эволюция развития рассмотренной геосинклинальной области во времени.

3. Общая направленность геосинклинального развития выразилась в дифференциации единого геосинклинального трога на внутригеосинклинальные поднятия и прогибы. При этом происходило последовательное усложнение тектонической структуры геосинклинальной зоны. Основные тенденции геосинклинального развития состояли, с одной стороны, в постепенном развитии поднятий и, с другой, в миграции прогибов с севера на юг, во внутреннюю часть геосинклинальной зоны. Консолидация также осуществлялась последовательно. Зоны, бывшие внутригеосинклинальными прогибами в более ранние эпохи, консолидировались раньше зон, которые обособились как прогибы в более позднее время.

Последующая палеозойская история развития района относится к орогенному этапу. В среднем — верхнем карбоне происходила дальнейшая консолидация территории. В конце карбона она была усилена внедрением крупных батолитообразных гранитных тел, которые приспособлялись к существующему структурному плану. На всей площади устанавливается континентальный режим, возникают горные сооружения. В начале перми резко активизировались глыбовые движения, обновились старые и возникли новые разломы. В результате оформилась сложная глыбовая структура, состоящая из серии параллельных узких грабенов и горстов, вытянутых в субширотном направлении. Эти глыбовые подвижки сопровождалась наземной вулканической деятельностью, продукты которой сохранялись в грабенах. Вулканические излияния по своей формационной характеристике принадлежат к андезитовой и липаритовой формациям орогенного ряда. Вулканическая деятельность сопровождалась накоплением в изолированных мелких бассейнах продуктов разрушения смежных горных поднятий и самих лав. В ту же раннепермскую эпоху произошло внедрение комагматичных с эффузивами гранитоидов субвулканического облика. Подводящими каналами для магмы служили все те же зоны глубоких разломов.

В позднепермскую эпоху вулканическая деятельность прекращается. В отдельных небольших впадинах озерного типа в центре района накапливались преимущественно тонкообломочные осадки. Видимо, эти водоемы были богаты органическим веществом, о чем свидетельствуют темные тона окраски пород и многочисленные остатки флоры. Конец палеозоя вновь ознаменовался оживлением тектонических движений, в результате которых были дислоцированы пермские отложения и окончательно оформлена палеозойская складчатая структура района.

Такова история геологического развития описываемой территории. Судя по имеющимся материалам по другим районам юга Монголии, закономерности тектонического строения и развития, выявленные для сопредельных частей Гобийского и Монгольского Алтая, могут быть с достаточной уверенностью распространены на значительную часть Южно-Монгольской геосинклинальной области. Эта обширная область представляла собой типичную варисскую эвгеосинклинальную зону с характерными чертами, свойственными и другим аналогичным геосинклинальным зонам.

Вместе с тем хотелось бы отметить некоторые особенности этой области. Прежде всего обращает на себя внимание ее структурное положение. Южно-Монгольская геосинклинальная зона — обширная дуга субширотной ориентировки, протягивающаяся через всю Южную Монголию и находящая свое продолжение в варисских структурах северо-западного Китая и Обь-Зайсанской зоны Восточного Казахстана. Характерно, что ею как бы срезаются расположенные севернее как каледонские, так и варисские палеозойские структуры Монголии, имеющие северо-западные и северо-восточные простирания. Единство структурного плана этой дуги

в противовес северным позволяет в известной мере противопоставлять ее этим последним.

Кроме того, отличие рассматриваемой Южно-Монгольской геосинклинальной области от более северных районов заключается также в особенностях магматических проявлений. При всем их многообразии этой зоне присуще мощное развитие как эффузивных, так и интрузивных пород основного ряда. В известной мере они могут быть противопоставлены обширным гранитоидным полям северной части Монголии. Очевидно, это явление не случайное и дает основание говорить об ином глубинном строении этого участка земной коры в период геосинклинального развития. Вполне вероятно, что Южно-Монгольская геосинклинальная область заложилась и развивалась непосредственно на участках коры «океанического» типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Матросов П. С.* 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — В кн. «Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области». — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- 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.
- Матросов П. С.* 1960. Основные черты стратиграфии девонских отложений Барун-Хурайской котловины. — Сов. геология, № 4.
- Синицын В. М.* 1956. Заалтайская Гоби. М., Изд-во АН СССР.
- Хасин Р. А., Храпов А. А.* 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. — Докл. АН СССР, 165, № 4.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ГОБИ

Описываемая территория является составной частью Восточной Монголии (рис.). Она характеризуется слабо пересеченным равнинным рельефом, нередко усложненным высокими грядами и плоскими холмами, перемежающимися с неглубокими котловинами. Абсолютные высоты составляют от 900 до 1200 м. Полное отсутствие гидрографической сети и своеобразии растительного и почвенного покрова придают ей типичный полупустынный облик.

Сложное геологическое строение Монголии, обусловленное проявлением многочисленных и различных по интенсивности фаз тектогенеза, затрудняет расшифровку ее тектонических структур. Эта расшифровка усложняется также неравноценной и в целом слабой изученностью отдельных ее частей, недостаточной разработанностью вопросов стратиграфии и магматизма.

Имеющиеся тектонические схемы В. А. Обручева (1954), А. Х. Иванова (Васильев и др., 1959), В. М. Сеницына (1956), В. А. Боброва (1962), В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), Р. А. Хасина и Ю. А. Борзакковского (1966; Хасин, 1966) резко отличаются друг от друга не только характером выделенных структур, но и принципиально разной трактовкой истории их формирования.

Кратко коснемся существа взглядов на тектоническое строение Восточной Монголии. Первая наиболее интересная схема тектоники была предложена В. А. Обручевым, выделившим три обособленных района «трех дуг Центральной Азии», представляющих собой продольные части одной огромной геосинклинали.

В 1956 г. В. М. Сеницын предложил схему тектоники Гоби, основанную главным образом на новейших литературных данных и многолетних личных наблюдениях. Им была убедительно доказана исключительная роль глубинных разломов в структуре названного региона. Три взаимопересекающиеся системы региональных разломов определили многообразие направлений разновозрастных дислокаций. Разломы северо-западного направления он называл алтайскими, широтные — тянь-шаньскими и северо-восточные — забайкальскими. Северо-Гобийский район по его схеме входит в область развития среднепалеозойских структур.

В 1957 г. Г. И. Хубльдиковым и автором, учитывая полученные в последние годы новые материалы, была сделана попытка рассмотреть тектоническую структуру Восточной Монголии с несколько иных позиций. Ими были выделены три структурно-тектонические зоны, отличающиеся друг от друга условиями осадконакопления, магматизма, тектоники и металлогении (Хэйтэйская, Гобийская, Иньшаньская зоны). Гобийская структурно-фаціальная зона, куда входит Северная Гоби, отделена от других крупными зонами глубинных разломов, заложенных, по всей вероятности, в нижнем палеозое. С верхнедевонского времени зона стала жестким срединным массивом.

В 1958 г. В. А. Бобров провел тектоническое районирование Восточ-

ной Монголии несколько иначе. Он выделил в пределах этой территории следующие структурные элементы: Хэнтэйское сводовое поднятие, Эрендабанскую зону глубинных разломов, Восточно-Монгольский межгорный прогиб, Центральное антиклинальное поднятие, Нукут-Дабан-Тото-Шаньское краевое поднятие. Северная Гоби по этой схеме входит в зону развития герцинид (Шара-Хадзарский антиклинорий).

В 1959 г. А. Х. Иванов опубликовал первую подробную тектоническую карту Монголии. По его представлениям, большая часть Монголии, в том числе и Северная Гоби, относится к области варисской складчатости.

В 1961 г. геоструктурное районирование Монголии было выполнено В. А. Амантовым и П. С. Матросовым. Они значительно расширили область развития каледонид, а на юге страны выделили самостоятельную Южно-Монгольскую складчатую область — крупную региональную структуру, связанную с Обь-Зайсанской геосинклиналью и геосинклинальными прогибами среднего палеозоя юга Большого Хингана. От структур северо-восточной Монголии, относящихся к Монголо-Амурской складчатой области, она отделена узким протерозойско-синийским жестким выступом Восточно-Монгольского геантиклинального поднятия. Согласно схеме Амантова и Матросова, Северная Гоби входит в пределы Восточно-Гобийской зоны.

В 1965 г. Р. А. Хасин сделал попытку рассмотреть структурное районирование Монголии в свете новых материалов. На территории Монголии он выделил три разновозрастные складчатые области: 1) Северо-Монгольскую область байкальской и каледонской складчатостей, 2) Южно-Монгольскую область герцинской складчатости и 3) юго-западную ветвь поздних герцинид Монголо-Охотской складчатой области. Границами складчатых областей, по его мнению, служат глубинные разломы, часто трансформирующиеся полосами гипербазитовых интрузий. Р. А. Хасин указал на различие в типе стратифицированных комплексов в пределах отдельных зон вдоль их простираения, в частности на различие фаций позднего докембрия к востоку и западу от Хараайракского поперечного разлома. Он подчеркнул также омоложение возраста и изменение характера эффузивного и интрузивного магматизма, в особенности мезозойского цикла по мере движения с запада на восток, и резкое увеличение мощности континентальных мезо-кайнозойских образований в этом же направлении. В 1966 г. Р. А. Хасин и Ю. А. Борзаковский несколько уточнили эту схему структурно-тектонического районирования, дополнительно выделив офиолитовые пояса и ряд геантиклинальных зон.

Приведенные тектонические схемы в преобладающем большинстве подчеркивают трехчленность геоструктурного деления Восточной Монголии. Однако полное описание отдельных тектонических зон было практически невозможно осуществить ввиду отсутствия детальных геологических исследований.

Геологические материалы, полученные автором в период с 1955 по 1965 гг. при проведении (совместно с С. В. Алехиным, М. С. Аргуновым, В. П. Эчкенко, В. И. Бондаренко, Б. И. Васильевым, Г. И. Хубльдиковым и др.) геологосъемочных работ, позволяют полнее охарактеризовать структурные особенности Северной Гоби.

Полученные геологические материалы дают возможность выделить здесь пять структурных комплексов (этажей): допалеозойский, нижне-, средне-, верхнепалеозойский и мезозойско-кайнозойский. Каждый выделенный структурный комплекс отличается один от другого своеобразием пликативных и дизъюнктивных дислокаций и магматизмом. Помимо того, в некоторых структурных комплексах могут быть дополнительно выделены подэтажи.

Указанные структурные комплексы образуют крупную геантиклинальную структуру, названную нами Северо-Гобийским антиклинорием.



- 1 [Grid pattern]
- 2 [Horizontal lines]
- 3 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 4 [Cross-hatch pattern]
- 5 [Dotted pattern]
- 6 [Horizontal lines]
- 7 [Hash symbol (#)]
- 8 [Wavy lines]
- 9 [Vertical lines]
- 10 [Diagonal lines (top-right to bottom-left)]
- 11 [Diagonal lines (top-right to bottom-left)]
- 12 [Vertical lines]
- 13 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 14 [Horizontal lines]
- 15 [Dotted pattern]
- 16 [Dotted pattern]
- 17 [Dotted pattern]
- 18 [Dotted pattern]
- 19 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 20 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 21 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 22 [Diagonal lines (top-left to bottom-right)]
- 23 [Dotted pattern]
- 24 [Horizontal lines]
- 25 [Cross-hatch pattern]

Основные черты этой структуры сформированы в каледонский цикл и в настоящее время сильно затушеваны в результате проявления многофазных глыбово-блоковых перемещений отдельных его частей, главным образом в мезозойско-кайнозойский этап развития. В результате этого структура резко переработана, разбита на систему горстов и грабен, которые в одних случаях развились как горст-антиклинали, в других — как грабен-синклинали. В конечном итоге это определило крайнюю гетерогенность структуры изученной территории.

Допалеозойский структурный комплекс

В строении допалеозойского структурного комплекса выделяются два подэтажа. Первый подэтаж, представленный метаморфизованными терригенно-карбонатными породами северогобийской серии, играет наиболее значительную роль. Второй подэтаж, образованный карбонатной формацией (хухуботинская свита), менее распространен. Основное развитие допалеозойские породы получили в ядре Северо-Гобийского антиклинория. Однако из-за сильной разобщенности их выходов, вызванной перемещениями тектонических блоков и внедрением интрузий нижнепалеозойских гранитоидов, практически трудно наметить особенности их внутренней структуры. Площади распространения допалеозойских пород весьма незначительны. Анализ общего структурного плана позволяет установить только фрагменты складчатых форм, свойственных допалеозойскому комплексу. По-видимому, ему были присущи сравнительно простые структуры, приближавшиеся к брахискладкам.

В более или менее ненарушенных тектонических блоках отмечаются куполовидные структуры, которые довольно легко картируются благодаря неоднородному составу пород северогобийской серии. Такие куполовидные

Схема тектонического строения Северной Гоби

Выступы допалеозойского складчатого фундамента: 1 — области развития терригенно-карбонатной и карбонатной формаций (северогобийская серия; хухуботинская — ордогская свита); 2 — гранитоиды. Нижнепалеозойский структурный этаж: 3 — карбонатно-вулканогенные образования; 4 — хараайракский интрузивный комплекс, габброиды; 5 — то же, гранитоиды; 6 — породы дзеришхуральской свиты. Среднепалеозойский структурный этаж: 7 — гранитоиды алтанширинского комплекса, 8 — хараайракская свита, туфогенно-осадочные породы, 9 — то же, туфогенно-эффузивные породы. Верхнепалеозойский структурный этаж: 10 — эффузивные и терригенные образования верхнего палеозоя. Мезозойский структурный этаж: 11 — юрские туфогенно-осадочные образования, 12 — то же, средние и основные эффузивы, 13 — то же, кислые эффузивы; 14 — нижнемеловые основные эффузивы, 15 — то же, терригенные образования; 16 — верхнемеловые терригенные образования; 17 — верхнемеловые — палеогеновые терригенные образования; 18 — условно палеогеновые терригенные образования; 19 — антиклинали; 20 — синклинали; 21 — глубинные и региональные разломы; 22 — разрывные нарушения: а — установленные, б — скрытые под чехлом рыхлого покрова; 23 — субвулканы и вулканы; 24 — верхнепалеозойские комплексы гранитов; 25 — мезозойские комплексы гранитов

Цифры на схеме. Горсты: 1 — Баянжаргалантский, 2 — Эрэнбинский, 3 — Дарьгатайхонгорский, 4 — Хараайракский, 5 — Ихэнаратинский, 6 — Ихэжаргалайтский, 7 — Берухудукский, 8 — Барунуланундурский, 9 — Сультологудский, 10 — Бутэрибинский; 11 — Багаэрэнский, 12 — Сырхатский, 13 — Алтанширинский. Грабены и грабен-синклинали: 14 — Чойренский, 15 — Северо-Хараайракский, 16 — Южно-Хараайракский, 17 — Баганаратинский, 18 — Сайн-Добский, 19 — Ундуршиллинская, 20 — Нудунгинхуральский, 21 — Эрэнницогтин-Гобийский, 22 — Нудэнгинурский, 23 — Холбогинхидская, 24 — Восточно-Гобийская. Региональные разломы: 25 — Эрэнбинский, 26 — Чойренский, 27 — Баинцогтинский, 28 — Халдзанобинский, 29 — Ихэнаратинский, 30 — Аяскохонгорский, 31 — Замский, 32 — Даланжаргалантский, 33 — Хухучулубинский, 34 — Барунуланундурский, 35 — Южно-Хараайракский, 36 — Нудунгинхуральский, 37 — Уланхадынхошунский, 38 — Алтанширинский, 39 — Ширинчулинский, 40 — Арсудхукский, 41 — Бумбутынуланундурский. Глубинные разломы: 1 — Северо-Гобийский

структуры установлены нами в Ихэнаратинском горсте в районе урочища Ульдзуйту-Барун-Хэц. Размеры их колеблются от 0,7 до 5 км. Куполовидные структуры, по-видимому, вообще весьма характерны для допалеозойского комплекса, если учесть, что породы северогобийской серии имеют очень много общих черт с подобными образованиями Хангая, Хэнтэя и Гобийского Алтая. Представляется, что узкие линейные складки в принципе не характерны для этого комплекса, а если и встречаются, то в большинстве случаев являются наложенными (вторичными) структурными элементами, формирование которых протекало в начальный этап становления каледонской геосинклинали. В этих случаях возможно и появление опрокинутых и даже сильно суженных структур, особенно вблизи крупных разломов, претерпевших сбросо-сдвиговые перемещения значительной амплитуды.

Допалеозойские структурные элементы были консолидированы протерозойскими гранитоидами, внедрение которых, по-видимому, протекало в заключительный этап позднебайкальского цикла развития региона. Последующие тектоно-магматические фазы привели к сильной раздробленности и разобщенности структур этого комплекса. Породы северогобийской серии сильно метаморфизованы и часто инъецированы жильными породами. Зоны повышенной трещиноватости претерпели интенсивное окварцевание.

Нижнепалеозойский структурный комплекс

В строении этого структурного этажа принимают участие условно кембрийские и ордовикские образования. На территории Северной Гоби структуры нижнепалеозойского комплекса сохранились в немногих местах. Основная масса их тяготеет к южному крылу Северо-Гобийского антиклинория, где развиты простые линейные складки с размахом крыльев от 3 до 5 км. Большая часть складок ундулирует в юго-западном направлении. Их простирание варьирует от субширотного до северо-восточного, что вызвано скорее всего позднейшей переработкой структур. Более сложный характер складчатости отмечается вблизи крупных зон разломов, где, как правило, были созданы благоприятные условия для сохранения обширных полей кембрийских и ордовикских пород. Выявленные в этих местах структуры отличаются общей линейностью, резкой суженностью, порой дисгармоничностью. Последнее очень хорошо видно на примере дзержинуральской свиты, породы которой собраны в систему сложных складок, часто запрокинутых в юго-восточном направлении. Здесь встречены сложные системы изоклинальных складок с размахом крыльев от 1,5—2 до 20—100 м. Формирование их было обусловлено значительными по масштабу блоковыми перемещениями допалеозойских пород.

К концу нижнепалеозойского этапа, по-видимому, произошло окончательное обособление Северо-Гобийского антиклинория, ширина которого в современном структурном плане достигает 70—80 км, а протяженность — более 350 км. Становление и консолидация этой структуры, по-видимому, были связаны с внедрением хараайракского интрузивного комплекса. Северо-Гобийский антиклинорий отделяется от примыкающей с юга синклинали структуры Гобийским глубинным разломом, хорошо трассирующимся поясом ультраосновных и основных пород. Мощность зоны Гобийского разлома превышает 50 км.

Среднепалеозойский структурный комплекс

В пределах Северо-Гобийского антиклинория складчатые сооружения среднепалеозойского структурного комплекса имеют резко наложенный характер. Они обусловлены блоково-глыбовыми движениями, широко про-

явившимися с девонского времени. Этими движениями вызвано образование межгорных впадин (Чойренской, Хараайракской, Хонгоробинской), в которых формировались туфогенно-осадочные и эффузивные толщи, а в ряде мест — гипабиссальные интрузивные тела. Структуры этого комплекса, отличающиеся простыми формами и пологими углами падения крыльев складок, сохранились в очень немногих местах. Складки, как правило, имеют характер брахиструктур с нечеткими ограничениями, размером от 1,5 до 5—6 км в поперечнике с углами падения крыльев от 10—15 до 20—30°, возрастающими до 50—60° вблизи зон разломов (Хонгоробинская впадина). Простираание структур подчинено простираанию основных региональных разломов. Преобладают субширотные и северо-восточные направления осей складок.

В зоне Гобийского глубинного разлома, непосредственно к югу от Алтанширинского горста, развит очень сложный складчатый комплекс, формирование которого было унаследовано от нижнепалеозойского этапа. Структуры здесь резко отличаются своей линейной северо-восточной направленностью, крутыми (до 60°) углами падения крыльев. Нередки запрокинутые складки. Часто структуры осложнены широтными и северо-восточными зонами разломов, разбивающими породы на мелкие блоки и обуславливающими их повышенную трещиноватость. Преобладают трещины с простираанием СВ 70—80° и углами падения 30—90°.

Верхнепалеозойский структурный комплекс

В строении верхнепалеозойского структурного комплекса принимают участие средне-верхнекаменноугольные эффузивные образования и терригенные формации перми. Эти породы характеризуются сравнительно небольшой мощностью и пологими формами дислокаций типа брахиструктур, ориентировка которых полностью подчинена простираанию грабенов и грабенообразных понижений или отдельным региональным разломам. Примером может служить Баянжаргалантский горст, в восточном борту которого сохранилось пологое крыло крупной брахисинклинальной структуры, сложенной средне-верхнекаменноугольными эффузивами.

Структуры в значительной степени изменены в результате наложения последующих фаз тектогенеза. Они, так же как и породы среднепалеозойского структурного комплекса, развиты многочисленными разрывными нарушениями. Среди них преобладают северо-восточные, субширотные и северо-западные разломы.

Верхнепалеозойский структурный комплекс залегает несогласно на нижележащих. В завершающий этап формирования этого комплекса произошло внедрение гранитоидных масс по наиболее ослабленным зонам.

Мезозойско-кайнозойский структурный комплекс

Структуры мезозойско-кайнозойского комплекса имеют широкое развитие. Они часто очень сходны со средне- и верхнепалеозойскими, отличаясь от них еще более простыми мягкими формами.

В Северной Гоби достаточно хорошо обособляются структуры юрского, мелового и кайнозойского времени.

Юрские структуры

Юрские структуры наследуют структурные элементы средне- и верхнепалеозойского структурных комплексов. Большинство из них образовалось вблизи глубинных и региональных разломов, по которым происходили крупные блоковые перемещения, несколько видоизменившие ранее образованные структуры.

Структуры юрского возраста представлены отдельными горстовыми поднятиями и неглубокими впадинами, в которых формировались преимущественно вулканогенно-осадочные породы. Резко дифференцированные движения вызвали в дальнейшем сложные сочетания отдельных блоков, что в конечном итоге привело к сложным комбинациям юрских складчатых структур. Примером может быть Северо-Хараайракская впадина в Северо-Гобийской зоне глубинного разлома, где имели место значительные перемещения, приведшие к довольно сложным соотношениям складчатых форм. Как правило, брахискладки с пологими крыльями пересекаются горстами.

Меловые и кайнозойские структуры

Основными меловыми и кайнозойскими тектоническими элементами в Восточной Монголии являются межгорные грабенообразные впадины и горстовые поднятия, формирование которых обусловлено крупными глыбово-блоковыми перемещениями земной коры, главным образом по ранее существовавшему разломам, в основном сбросо-сдвигового характера при преобладающих левосторонних движениях масс.

Среди грабенов в районе отмечены: Чойренский, Северо-Хараайракский, Южно-Хараайракский, Баганаратинский, Сайн-Добский, Нудэнгинурский, Эрдэницогтингобийский. Среди горстов следует отметить наиболее крупные: Баянжаргалантский, Эренобинский, Ихэнаратинский, Дарцагтайхэонгорский, Ихэжаргалантский, Барунуланундурский, Хухуундурский, Бутэринобинский, Сультологойский, Алтанширинский и Багаэренский.

Учитывая значительное развитие меловых образований в пределах Северной Гоби и слабую изученность ее структурных форм, необходимо подробнее рассмотреть наиболее крупные грабены.

Чойренский грабен расположен в северо-западной части территории. По диагонали он сечет Северо-Гобийский антиклинорий, будучи ориентированным в северо-восточном направлении. Грабен ограничен системой субпараллельных разломов с амплитудой вертикальных перемещений свыше 500 м. Ширина грабена в этой части изменяется от 6 до 13 км, его протяженность 55 км.

В районе оз. Джаргаланта-Нур грабен приобретает меридиональное простирание, заметно расширяется (до 30 км) и затем уходит далеко за пределы описываемой площади, где, сочленяясь с Нилгинским грабеном, образует обширную, но довольно сложную систему понижений и поднятий. В этих местах его направление определяется системой меридиональных разломов. Однако влияние северо-восточных разломов сказывается на морфологии днища грабена. Вызванные ими расколы обуславливают сложное строение депрессии, особенно в месте сочленения разнонаправленных разрывов, по которым тектонические подвижки происходили и в кайнозойский этап развития, что создало сложный рельеф в пределах грабена и треугольную конфигурацию береговой зоны оз. Джаргаланта-Нур.

В результате тектонических движений кайнозойских меловые отложения заметно дислоцированы, особенно в прибортовых частях грабена. В центральной зоне грабена степень дислокаций незначительна, за исключением отдельных блоков, испытавших по отношению к другим блокам несколько большие по амплитуде опускания. В результате этого в меловых отложениях образовались очень пологие брахискладки. Примером служит субширотная брахисинклиналь Ихэ-Улан-Нур, в которой нами установлены мощные залежи бурых углей. Эта структура вытянута в субширотном направлении на 6 км, имеет ширину примерно 3,5—4 км.

К востоку от горы Баян-Цогто от Чойренского грабена отходит система сложно построенных мелких грабенов, ориентированных в меридиональ-

ном направлении. Они образованы системой меридиональных, северо-западных и северо-восточных разломов, по которым произошли крупные сбросо-сдвиги. В результате этого в районе оз. Могойто-Нур образовалась обширная область опускания, выполненная нижнемеловыми основными эффузивами. Излияния были как трещинного, так и центрального типа. Отдельные вулканические центры достаточно хорошо фиксируются куполовидными возвышенностями, иногда довольно расплывчатых очертаний.

Следует указать, что тектоническая природа мелких депрессий устанавливается без особых затруднений по изменению режима подземных вод. В ряде случаев крупные зоны разломов сопровождаются не только дроблением и ожелезнением, но и выходами подземных вод в виде цепочки родников и зон увлажнения (северо-западный борт Чойренской депрессии), в других случаях они контролируют образование грязевых микровулканов и выходы минеральных источников (родник Халдзан-Обо и др.).

Чойренский грабен — это унаследованная структура, время заложения и примерные очертания которой были сформированы еще в доверхнедевонское — нижнекаменноугольное время.

Северо-Хараайракский грабен расположен восточнее Чойренского грабена на северном крыле Северо-Гобийского антиклинория. Он приурочен к зоне Северо-Гобийского глубинного разлома, имеет очень сложное строение и резко выраженную асимметрию. Его размеры — 25×70 км. Южный борт грабена прямолинейный, обусловлен субширотной зоной Алтайско-Ихэжонгорского разлома, амплитуда перемещения по которому составляет несколько сот метров. Северный борт грабена также определяется тектоническим нарушением регионального характера. Здесь меловые отложения грабена полого погружаются в южном направлении. Последнее особенно хорошо устанавливается при анализе аэрофотоснимков и по данным буровых скважин.

Днище грабена изобилует неровностями, обусловленными субпараллельными разломами, по которым происходили дифференцированные подвижки отдельных блоков. В кайнозойский этап по наиболее крупным из них произошли достаточно сильные вертикальные движения.

Южно-Хараайракский грабен расположен в центральной части района. Он так же, как Чойренский грабен, обусловлен системой северо-восточных и меридиональных разломов. Его длина 70 км, ширина от 5 до 12 км. Тектоническая природа грабена ярко выражена. Система крупных разломов северо-восточного простирания обуславливает блоковый мозаичный характер северного борта грабена, тектонические подвижки по которому наиболее интенсивны. Амплитуда вертикальных перемещений превышает 500—600 м. Последние обусловили резкую асимметрию грабена. Северная часть грабена опущена в значительно большей степени, чем южная. Все это сказалось и на характере дислокаций нижнемеловых пород. Вблизи северного борта грабена, в 4 км восточнее развалин сомона Хара-Айраг устанавливается брахантиклиналь (ее размеры $5,5 \times 1,5$ км) с довольно крутыми углами падения крыльев.

В северо-восточном направлении грабен смыкается с Восточно-Гобийской депрессией, а в юго-западном направлении, сужаясь, переходит в северо-западную ветвь Ундуршилинской впадины.

На юго-западном продолжении Замского регионального разлома, определяющего направление значительной части Южно-Хараайракского грабена, находится асимметричный Баганаратинский грабен. Он вытянут вдоль разлома в северо-восточном направлении, имеет длину 35 км, ширину 6—7 км. Северный борт его крутой, прямолинейный. В северной части днище грабена более опущено, чем в южной.

На юго-западе с Баганаратинским грабеном сочленяются два грабена северо-западного простирания — Хонгоробинский и Сайн-Добский, которые контролируются в основном северо-западными разломами. Последние

четко выражены мощными зонами дробления и ожелезнения, а также прямолинейными уступами. По некоторым из них фиксируются молодые тектонические подвижки сдвигового характера (южный борт Сайн-Добской впадины), вызывающие смещение сухих русел на расстоянии до 100 м.

Прежде чем перейти к краткому описанию северной ветви Восточно-Гобийской депрессии, необходимо остановиться на рассмотрении грабенов, расположенных в северо-восточной части описываемого района.

В самом северо-восточном углу площади расположен Эрдэницогтгингобийский грабен, имеющий северо-восточное простирание. Грабен начинается севернее сомона Алтан-Ширэ, где он резко сужен. Его длина 70 км, ширина до 25—30 км. Северный и южный борта грабена ограничены сбросами. Наиболее четко они выражены в северном борту в районе колодцев Бульжгин-Худук, Удзын-Худук, Дабхорын-Худук и Буянтын-Булак. В плане они представляют собой сложное сочетание разнонаправленных разломов (субширотных и северо-восточных, иногда близких к меридиональным). Южный борт грабена ограничен также разломами, морфологически хорошо выраженными в современном рельефе. Строение собственно грабена довольно сложное. В центральной его части четко выражены тектонические уступы, определяющие ступенчато-блоковую структуру дна. Амплитуда перемещения отдельных блоков остается невыясненной из-за слабой изученности выполняющих грабен осадков.

В северо-восточной части грабен срезается одной из ветвей Северо-Гобийского глубинного разлома, проходящего южнее горы Улан-Ундур-Обо, в створе колодцев Дзусалангин-Худук и Улан-Модо-Худук. В районе сомона Буянтын и горы Дзун-Харулын-Обо строение грабена сильно усложняется, он по сути дела замыкается, разбиваясь на серию мелких (5—10 км²) остро очерченных и различно ориентированных тектонических блоков, испытавших дифференцированные подвижки.

Дзодынцаганобинская впадина (грабен), отделяющаяся от вышеописанной группы грабенов крупным северо-восточным разломом, проходящим севернее оз. Гобинулан-Нур, располагается западнее. Впадина имеет изометричную форму, определенную субмеридиональными и северо-восточными разломами, отграничивающими ее от горстовых поднятий. Ее размеры 25×20 км. Тектоническая природа бортов достаточно четкая. Западный борт прямолинейный, проходит от горы Бага-Эрэн через группу колодцев Хатанос-Худук. С севера грабен ограничен узким субширотным горстом горы Даргэт-Обо. Здесь устанавливается система тектонических нарушений в створе колодцев Цотой-Худук и родника Даргэт-Булак.

Днище грабена также имеет сложное строение; в северной части преобладают узкие, до 1,5—2 км тектонические блоки меридионального, а в южной — северо-восточного простирания. Образование этих блоков было обусловлено тектоническими подвижками по разломам, нашедшим морфологическое выражение в рельефе. В центральной части впадины, к востоку от колодца Хатанос-Худук, проходит зона широтного разлома.

Юго-западнее описываемого грабена, отделяясь узким горстовым поднятием гор Бага-Эрэн, располагается грабен Нудэнгиннурский. Он имеет длину 27 км, ширину от 1 до 8 км, вытянут в северо-восточном направлении. Его борта тектонические, обусловленные сбросо-сдвигами значительной амплитуды. Один из наиболее протяженных разломов проходит в створе родников Чихын-Ундур и Харнудэнгин-Худук. Этот разлом наиболее выражен, по нему образуется крутой прямолинейный и довольно высокий борт грабена.

Собственно Восточно-Гобийская депрессия входит в описываемый район своей северной ветвью. Как и вышеописанные грабены и впадины, она характеризуется четкими тектоническими ограничениями. Строение впадины весьма сложное. Она состоит из целого ряда самостоятельных впадин и поднятий, обусловленных блоковыми подвижками различного знака. Наибо-

лее опущена ее центральная часть — впадина урочища Тель-Улан-Шальча, где палеозойский фундамент скрыт на глубине свыше 2500 м (данные геофизических работ). Морфологическая особенность этой наиболее погруженной части депрессии четко определена кулисообразными субширотными разломами, являющимися ветвью Северо-Гобийского глубинного разлома. Они определяют ориентировку современных широтных впадин урочищ Боро-Хубурин-Гоби, Дзагин-Гоби и Барун-Талыйн-Холой.

В современном рельефе эта зона разломов четко фиксируется тектоническими уступами, обусловившими поднятие горных сооружений Тарача-Ула и Тель-Улан-Шальча, между которыми возникла впадина шириной 20 км. Тектонические подвижки в этом блоке создали ряд брахиструктур типа пологих ($3-6^\circ$) асимметричных брахиантиклиналей. Первая из них находится в районе горы Тарача-Ула и имеет субширотное простирание. Ее размеры — 20×5 км. Складка имеет пологое северо-западное крыло и более крутое юго-восточное. Вторая находится на продолжении Тарачинской брахиантиклинали и расположена в районе гор Магнай и Гарата. Это структура сходного типа, но с еще более пологими крыльями. На южном крыле ее наблюдается серия мелких, очень слабо выраженных брахискладок.

Севернее впадины Тель-Улан-Шальча в Восточно-Гобийской депрессии устанавливается целая система разноориентированных блоков, обусловленных не эрозионными процессами, как считал М. Б. Першуткин, а глыбово-блоковыми подвижками отдельных частей фундамента. Здесь следует отметить систему узких или изометричных, нередко треугольных тектонических блоков в районе урочища Басатынтала, оз. Онхон-Улан-Нур, урочищ Хотон-Хочон, Хойтэхся, Сумын-Булгин-Хунды, Будуни-Одок и Боро-Хубурин Гоби. Все указанные блоки испытывали дифференцированные подвижки, амплитуда которых иногда достигает $0,40-1,5$ км (блоки урочищ Дзагин-Гоби и Боро-Хубурин-Гоби). Эти подвижки происходили и в кайнозойский этап, в результате чего образовались разрывы и уступы, довольно хорошо улавливаемые в рельефе на аэрофотоснимках. В условиях слабой обнаженности меловых пород в Восточно-Гобийской депрессии практически невозможно выявить тот или иной разрыв наземными исследованиями. Только дешифрирование аэрофотоснимков и геофизические работы позволяют выявить то или иное разрывное нарушение, определяющее в ряде случаев сложное мозаичное строение дна грабена. Амплитуда перемещения отдельных блоков устанавливается геофизическими работами.

Заканчивая описание грабенов, необходимо оговориться, что глыбово-блоковые подвижки характерны в такой же степени и для горстов. Их направленность, а порой и морфология, обуславливается разноориентированными разломами, иногда создающими целые системы ступенчатых блоков. Наиболее четко это выражено в южной части Алтанширинского горста, северо-восточнее урочища Гашуный-Хабдагай.

Основные тектонические элементы этого структурного комплекса были образованы в результате сбросо-сдвиговых перемещений по разнонаправленным разломам, многократное подновление которых обусловило мозаично-блоковое строение региона, а в ряде случаев и проникновение гранитной и базальтовой магмы. Крупные центры излияния эффузивов, как правило, располагаются в местах пересечения региональных разломов, корни которых глубоко проникают в толщу земной коры. Характерны следующие направления разломов: северо-восточные, северо-западные, субширотные и субмеридиональные.

Отмечается исключительно важная роль крупных региональных разломов в формировании мезозойских гранитоидов и их рудоконтролирующее значение. Так, например, Ихэнаратинский гранитный массив сформирован в месте пересечения трех разломов: Чойрэнского меридиональ-

ного, Замского — северо-восточного и Алятайско-Ихэонгорского — субширотного. Все известные многочисленные крупные проявления плавикового шпата локализируются в местах пересечения региональных разломов.

В кайнозойский этап роль разрывных нарушений была также велика. Блоково-глыбовые перемещения происходили хотя и менее интенсивно, но достаточно широко, используя уже существовавшие разломы.

Резюмируя все изложенное, необходимо отметить, что тектонические элементы Северной Гоби, так же как и Восточной Монголии, являются в преобладающем большинстве своем унаследованными от более древних. Наиболее ярко унаследованность структурного плана начинает проявляться со среднепалеозойского времени, когда происходит существенная перестройка структур и обособление отдельных зон. В последующем преобладают сбросо-сдвиговые перемещения, обусловившие в целом мозаичное блоковое строение региона, которое на отдельных этапах развития периодически усложнялось.

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Магросов П. С.* 1961. Основные черты геологического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 58.
- Бобров В. А.* 1962. Интрузивные комплексы Восточной Монголии и сравнение их с интрузивными комплексами Забайкалья. — В кн. «Материалы по гранитоидам Забайкалья». М., Госгеолтехиздат.
- 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.
- Обручев В. А.* 1954. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание. Ч. 3. Геологическое описание. — Труды Монгольской комис. АН СССР, вып. 6. М.
- Синицын В. М.* 1956. Основные элементы геологической структуры Гоби. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 31, № 6.
- Хасин Р. А.* 1966. Основные черты геологического строения и структурно-тектонического районирования территории Монгольской Народной Республики. Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. — Сборник материалов научно-технического семинара, состоявшегося с 19 по 27 августа 1965 г. в Улан-Баторе. М., Изд. СЭВ.
- Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А.* 1966. Структурные и металлогенетические особенности Центральной и Восточной Монголии. — Сов. геология, № 12.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>В. А. Амантов, В. А. Благодоров, Ю. А. Борзаковский, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайн, Б. Лувсанданзан, П. С. Матросов, О. Д. Суегенко, И. Б. Филиппова, Р. А. Хасин</i>	8
Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики	8
<i>О. Д. Суегенко</i>	
Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений Юго-Восточной Монголии	64
<i>Б. Лувсанданзан</i>	
Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая ,	85
<i>В. А. Благодоров</i>	
О среднедевонских отложениях южного склона хребта Болнай (Северо-Западный Хангай)	102
<i>Б. Лувсанданзан</i>	
Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии	105
<i>Л. П. Зоненшайн, М. В. Дуранте, Н. Г. Маркова, И. Б. Филиппова, М. В. Чехович</i>	
Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая	114
<i>А. А. Храпов</i>	
Особенности тектонического строения Северной Гоби	132

Омнох уг	5
<i>В. А. Амантов, В. А. Благодоров, Ю. А. Борзаковский, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайн, Б. Лувсанданзан, П. С. Магросов, О. Д. Суегенко, И. Б. Филиппова, Р. А. Хасин</i>	8
Бугд Найрамдах Монгол Ард Улсын палеозойн стратиграфийн ундсэн шинж	
<i>О. Д. Суегенко</i>	
Монгол орны зуун өмнөт хэсгийн прокембрийн ба палеозойн хурдсын стратиграфийн ундсэн шинж	64
<i>Б. Лувсанданзан</i>	85
Монгол Алтайн палеозойн стратиграфийн	
<i>В. А. Благодоров</i>	102
Булнайн нурууны өврийн дунд девоны хурдсын тухай	
<i>Б. Лувсанданзан</i>	105
Монгол орны баруун өмнөт хэсгийн доод карбоны хурдас	
<i>Л. П. Зоненшайн, М. В. Дуранте, Н. Г. Маркова, И. В. Филиппова, М. В. Чехович</i>	
Монгол Алтай ба Говийн Алтайн зааг хэсгийн геологийн тогтоц ба хөгжлийн ундсэн шинж	114
<i>А. А. Храпов</i>	132
Говийн умарт хэсгийн тектоникийн тогтцын онцлогууд	

CONTENTS

Foreword	5
<i>V. A. Amantov, V. A. Blagonravov, Yu. A. Borsakovsky, M. V. Durante, L. P. Zonenshain, B. Luwsandansan, P. S. Matrosov, O. D. Suetenko, I. V. Filippova, R. A. Khasin.</i>	
The main features of Paleozoic stratigraphy of the Mongolian People's Republic	8
<i>O. D. Suetenko.</i>	
The main stratigraphic features Precambrian and Paleozoic deposits of Souts-Eastern Mongolia	64
<i>B. Luwsandansan.</i>	
Paleozoic stratigraphy of Mongolian Altai	85
<i>V. A. Blagonravov.</i>	
On Middle Devonian deposits of the southern slope of the Bolnaj Range (North-West Changaj)	102
<i>B. Luwsandansan.</i>	
Lower Carboniferous deposits of South-Western Mongolia	105
<i>L. P. Zonenshain, M. V. Durante, N. G. Markova, I. V. Filippova, M. V. Chekhovich.</i>	
The main features of the geological structure and development of contiguous parts of the Mongolian and Gobi Altai Mountains	114
<i>A. A. Khrapov.</i>	
Specific features of the tectonic structure of Northern Gobi	132

